

Vedecký redaktor

RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Edičná rada

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

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 74**

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODPOROVÉ INFORMAČNÉ STREDIŠKO
Mlynská dolina
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: AB 196

kat. čís.: 310/1981

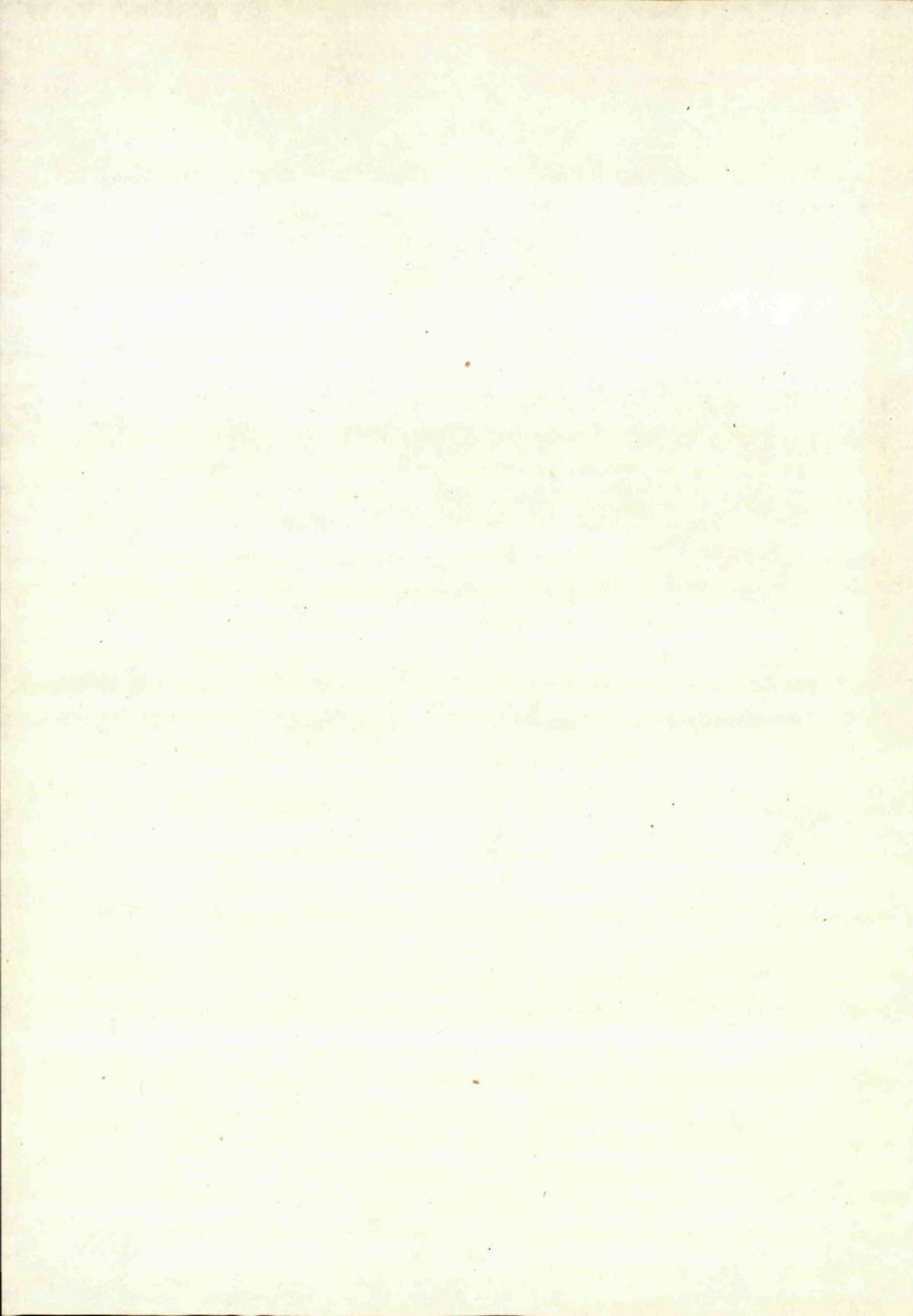
Kčs kúpa: 33.-

Kčs vým.: —

Kčs dar: —

OBSAH — CONTENTS

Gašparik, J. — Reichwalder, P.: Akademik Michal Mahef — šesťdesiatročný	7
Fusán, O. — Samuel, O.: Životné jubileum RNDr. Edity Brestenskej	11
Pracovníci odd. mezozoika GÚDŠ: K šesťdesiatinám Dr. Márie Kochanovej	15
Gašparik, J. — Reichwalder, P.: Štyridsať rokov Geologického ústavu Dionýza Štúra	17
Borza, K.: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy) — Lithological-microfacial characteristic of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments of Belá Group (Strážovské vrchy mountains)	33
Borza, K. — Köhler, E. — Began, A. — Samuel, O.: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáca — Belá Group west of Bošáca	57
Koráb, T. — Ďurkovič, T.: K otázke podložia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska) — Basement of Dukla Unit (East-Slovakian Flysch)	65
Nemček, J.: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov — Geology of Bardejov Spa	79
Marschalko, R. — Samuel, O.: Orlovský pieskovec — významná litostratigrafická jednotka cenomanu klapskej jednotky (pieninské bradlové pásmo na hornom Považí — Orlové sandstone — a significant Cenomanian litostratigraphic unit of the Klape unit/Klippen Belt in upper Považie)	85
Fejdiová, O.: Lúžňanské súvrstvie — formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka — Liptovská Lužná Sequence — Formal Lower Triassic Litostratigraphic Unit	95
Klinec, A. — Macek, J. — Davidová, Š. — Kamenický, L.: Rochovský granit v styčnej zóne gemerids veporidmi — Rochovce Granite on Contact between Gemerides and Veporides	103
Planderová, E.: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej“ skupiny — New Data on Age of „Rožňava-Železník“ Group	113
Snopko, L. — Ivanička, J.: Tektonické profily centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria — Tectonic Profiles of Spišsko-gemerské rudohorie mountains	129
Abesadze, M. — Cimakuridze, G. — Planderová, E.: Novýje dannýje o vozraste metamorfičeskich slancev Dziruljskogo massiva (Gruzia) — New Data on Age of Metamorphosed Schists of Dzirulj Massif	137
Vančová, L. — Turan, J.: Minerálno-geochemická charakteristika rudňanského magnezitu a hornín s magnezitom — Mineral-Geochemical Characteristic of Rudňany Magnesite	145
Marková, M.: Chabazit v solfatárovej formácii stredoslovenských neovulkanitov — Chabazite in Solfataric Formation of Central-Slovakian Neovolcanic Region	165
Činčárová, M.: Vplyv zmeny chemického zloženia granátov na tvar ich infračerveného spektra — Influence of chemical composition on the shape of IR-spectra shown on the example of garnets	173
Repečok, I.: Nové údaje o veku hornín Štiavnických vrchov získané metódou stôp po delení uránu	185
Michalík, J.: Prečo „rétsky problém“ v Západných Karpatoch — Why the „Problem of Rhaeto-Norian“ in the west Carpathians	189
Gašpariková, V.: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov	205
Bezák, V.: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca — The course of the Muráň fault SW of Tisovec	207



Akademik Michal Mahel — šesťdesiatročný

V týchto dňoch sa uprostred plnej tvorivej aktivity dožíva významného životného jubilea jeden z popredných československých vedcov — Akademik Michal Mahel. Tohto jubilea sa dožíva — ako si ho ani nevieme ináč predstaviť — plný životného optimizmu, oduševnejšej práce, zdravej nespokojnosti s dosiahnutými výsledkami, plný odhodlania a túžby hľadať nové cesty k lepšiemu a vedeckejšiemu poznaniu zákonitostí geologického vývoja.

Narodil sa 19. augusta 1920 v Trhovišti pri Michalovciach v početnej maloroľníckej rodine. Po maturite na Reálnom gymnáziu v Michalovciach študoval v rokoch 1939—1944 na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave, kde sa pri štúdiu prírodopisu a zemepisu špecializoval na geológiu a štúdium ukončil doktorátom z geológie. Geologickú činnosť začal už počas štúdia ako asistent u D. Andrusova.

Už ako mladý asistent sa iniciatívne zapojil do budovania a organizovania slovenskej geológie. Podieľal sa na záchrane prístrojového vybavenia a knižničného fondu slovenských geologických inštitúcií pred odtransportovaním ustupujúcou nacistickou armádou, uvedomujúc si ich veľkú hodnotu pre úspešný rozvoj slovenskej geológie v prvých povojnových rokoch.

Po oslobodení sa pustil s vervou jemu vlastnou do terénneho geologického výskumu Slovenska ako geológ vtedajšieho Štátneho geologického ústavu (dnešný Geologický ústav Dionýza Štúra). Popri výskumnej práci sa vždy snažil odovzdávať poznatky mladým adeptom geológie, a tým pomáhal urýchlene vychovávať kvalitné geologické kádre tak potrebné pre zabezpečovanie surovínovej základne pre úspešnú výstavbu vojnou zničeného národného hospodárstva. Od roku 1948 opäť pôsobí na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, kde sa roku 1949 habilitoval za docenta geológie. Tu sa okrem vedecko-výskumnej a pedagogickej činnosti aktívne zapájal aj do politicko-organizačnej a vedecko-organizačnej práce, predovšetkým ako prodekan fakulty.

Naliehavé požiadavky národného hospodárstva na Slovensku, hlavne potreba rýchle rozširovať surovínovú základňu, vystať nové priehrady, dopravné komunikácie, nové priemyselné objekty, ale i väčšie urbanistické celky — to vyžadovalo rýchly tok komplexných geologických informácií a predovšetkým nové geologické mapy. Úzky vzťah k terénnemu geologickému výskumu a snaha pomôcť tam, kde je



pomoc najpotrebnejšia, viedli roku 1953 k jeho opätovnému prechodu na Geologický ústav Dionýza Štúra. Tu, najprv ako vedúci geológ a v rokoch 1958—1963 ako jeho riaditeľ, sa veľmi húževnato pustil do organizovania systematického geologického výskumu a geologického mapovania územia Slovenska. Výsledkom tejto práce je celý rad nových geologických máp a syntetizujúcich monografických diel z viacerých pohorí Slovenska (Malé Karpaty, Strážovské vrchy, Stratenská hornatina, Považský Inovec a ďalšie). Vyvrcholením tejto činnosti je zostavenie generálnych geologických máp v $M=1:200\,000$, ktoré na Slovensku riadil a sám bol redaktorom niekoľkých kľúčových listov (Žilina, Banská Bystrica, Bratislava). Syntézu poznatkov o geológii Karpát, ktoré získal široký kolektív československých geológov systematickým výskumom pri zostavovaní generálnych geologických máp, predstavuje druhý diel Regionálnej geológie ČSSR — Západné Karpaty. Jubilant v spolupráci s ďalšími autormi roku 1967 predložil túto prácu československej a v anglickom preklade i svetovej geologickej spoločnosti. Táto práca dodnes predstavuje základné dielo o geológii Slovenska. Vysokú úroveň jeho vedecko-výskumných prác tohto obdobia dokazuje aj to, že ako jeden z prvých geológov obhájil roku 1960 doktorskú dizertačnú prácu (DrSc.), roku 1962 bol zvolený za člena korešpondenta ČSAV a roku 1963 za člena korešpondenta SAV.

Hoci vedecká činnosť akademika Michala Maheľa bola vždy veľmi široká a zahrňuje aj také špecializácie ako hydrogeológia, inžinierska geológia, geológia nerastných surovín, najviac ho zaujala problematika tektonického vývoja a geologickej stavby Západných Karpát. Tejto problematike venoval najviac prác, z ktorých mnohé majú popri regionálnom tektonickom zameraní charakter teoretických pojednaní založených na zovšeobecnení bohatých terénnych skúseností a na jeho veľkej schopnosti syntetizovať obrovské množstvo analytických údajov.

V oblasti tektoniky sa ako jeden z mála geológov zaoberal otázkami tektonických štýlov, tektonických fáz, vzťahu zlomovej a príkrovovej tektoniky, ap. Svojimi tektonickými prácami publikovanými doma i v zahraničí získal široké medzinárodné uznanie. Roku 1959 bol zvolený za predsedu Tektonickej komisie Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie a bol aktívnym členom celého radu ďalších medzinárodných komisií (podpredseda medzinárodnej komisie pre mezozoikum, člen redakčného výboru geologickej mapy Európy, ap.). Jeho zásluhou patrila Tektonická komisia KBGA medzi najaktívnejšie. Výsledkom tejto aktivity je zostavenie Tektonickej mapy Karpatsko-balkánskeho systému a príľahlých oblastí v $M=1:1\,000\,000$. Ide o dielo vo svetovom meradle ojedinelé, v mnohých smeroch, predovšetkým použitými princípmi, priekopnícke, za ktoré právom dostal veľké medzinárodné ocenenie. Svedčí o tom aj skutočnosť, že sa na jeho vydaní popri Geologickom ústave Dionýza Štúra podieľalo aj UNESCO.

Nemenej významným dielom ako vlastná tektonická mapa sú textové vysvetlivky — Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions, ktoré predstavujú vedeckú syntézu tektoniky oblasti vyznačujúcej sa najzložitejším geologickým vývojom a stavbou v Európe. Osobitnú pozornosť zasluhuje jeho prínos k riešeniu problematiky vrásnivých procesov a ich kategorizácie, k rozpracovaniu paleotektonických typov alpínskych sedimentačných priestorov, otázok tektonických štýlov a ich klasifikácie, vzťahov tektoniky a magmatizmu, kategorizácie tektonických jednotiek a ich vzťahov v susediacich segmentoch alpíd.

Vedecký význam oboch diel vysoko ocenila aj naša spoločnosť a akademik Michal Maheľ ako ich hlavný redaktor sa stal laureátom Štátnej ceny Klementa Gottwalda. Nemenej významným ocenením vedeckej činnosti je jeho zvolenie v roku 1975 za akademika SAV i ČSAV.

Okrem veľkého vedeckého a teoretického významu predstavujú jeho tektonické práce významný praktický prínos. Tektonická mapa KBO bola prijatá ako teoretický podklad medzinárodnej seizmotektonickej mapy južnej Európy. Stála komisia pre geológiu pri RVHP ju prijala ako podklad metalogenetickej mapy.

Zložitosť stavby karpatsko-balkánskych oblastí, rýchly prísun nových geologických poznatkov, revolučné myšlienky novej globálnej tektoniky a napriek intenzívnemu výskumu stále existujúce mnohé nevyriešené a pritom závažné tektonické problémy si vyžadujú pristupovať k zostavovaniu stále podrobnejších máp.

Začína preto realizovať myšlienku zostavenia novej tektonickej mapy v $M=1:500\,000$, v ktorej by sa nielen rozpracovali dobre osvedčené princípy, ale v oveľa väčšej miere by sa zohľadnili poznatky globálnej tektoniky, závislosti paleotektonickej diferenciacie sedimentačných priestorov a vývoja magmatizmu na charaktere a hrúbke zemskej kôry v jednotlivých etapách tektonického vývoja, nielen počas alpínskej epochy, ale i v starších tektogénnych epochách. Ako modelové územie slúžia Západné Karpaty a ich priľahlé oblasti; v podobe Tektonickej mapy ČSSR 1:500 000 bude predložené na najvýznamnejšie medzinárodné geologické fórum — Medzinárodný geologický kongres tohoto roku v Paríži.

Svoje bohaté skúsenosti, ale aj neúnavný terénny výskum zameraný v posledných rokoch na doriešenie kľúčových problémov tektoniky jednotlivých pohorí, ale i Západných Karpát ako celku. Výsledkom je celý rad vedeckých publikácií, v ktorých rieši vzťah vnútorných Karpát a bradlového pásma s vyčlenením pribradlovej zóny ako osobitného štruktúrneho elementu, postavenie manínskeho príkrovu, rozčlenenie chočského príkrovu a jeho vzťah k strážovskému príkrovu, tektonické postavenie a členenie gemeríd a viaceré ďalšie problémy.

Publikuje aj početné tématické teoretické práce dotýkajúce sa geotektonického postavenia magmatitív, vzťahu sedimentácie a tektoniky, vrásnivých fáz, tektonických štýlov. Úzka návaznosť regionálnych a tématických výskumov a teoretických poznatkov mu umožnila vypracovať novú koncepciu vývoja a stavby vnútorných Karpát, ktorej dôsledky môžu mať ďalekosiahly význam pri vyhľadávaní nových zdrojov nerastných surovín.

Významná je aj jeho pedagogická práca, či už ako vysokoškolského učiteľa alebo školiteľa vedeckých aspirantov. S menšími prestávkami prednáša od najmladších vysokoškolských rokov a v roku 1965 bol menovaný univerzitným profesorom geológie. Ťažisko jeho prednášok je v regionálnej geológii Karpát. Mnohí sa pamätajú aj na jeho prednášky zo stratigrafickej geológie, hydrogeológie, všeobecnej geológie, ale aj na výberové prednášky z geotektoniky alebo vybraných kapitol z hydrogeológie. Ako školiteľ viedol celý rad adeptov vedeckej práce a vychoval mnohých vedeckých pracovníkov.

Osobitnú pozornosť a uznanie zasluhuje jeho vedecko-organizačná práca. Z jeho iniciatívy a pod jeho odborným vedením sa už mnoho rokov pravidelne organizujú vedecké konferencie, ktoré svojim zameraním na najaktuálnejšie problémy geológie a tektoniky sústreďujú pozornosť a aktívnu účasť popredných československých

geológov. Stačí spomenúť len niekoľko posledných, ktoré sa konali v Smoleniciach na tému zlomov, tektonických štýlov a vrásnivých fáz, globálnej tektoniky a tektonických profilov Západných Karpát. Posledná, v roku 1979, bola tematicky najširšia — so zameraním na vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa, a to nielen vedecké a tektonické, ale predovšetkým praktické, spojené so zabezpečovaním domácich zdrojov nerastných surovín a palív. Zborníky referátov, ktoré z týchto konferencií vychádzajú pod jeho odborným vedením, sú súhrnom najnovších vedeckých poznatkov v tektonickej oblasti, ale aj vytyčujú hlavné problémy, ktorými československá tektonika žije a ktorých riešenie v záujme ďalšieho pokroku musí byť prvoradým cieľom.

Významná je jeho práca v oblasti koordinovania geologického výskumu. Je vedúcim koordinátorom hlavnej úlohy štátneho programu základného výskumu „Tektonika, paleogeografia a interregionálna stratigrafická korelácia alpíd“ i hlavnej úlohy RVT „Tektonický výskum Západných Karpát“.

V oblasti medzinárodne vedeckotechnickej spolupráce sa aktívne podieľa na úspešnom rozvíjaní mnohostrannej spolupráce AV socialistických krajín ako podpredseda Problémovej komisie IX „Geosynklinálny proces a vznik zemskej kôry“ a predseda subkomisie 4, ktorej medzinárodné pracovné skupiny riešia dôležité tektonické problémy. Je členom aj mnohých ďalších medzinárodných geologických komisií.

Svojou vedeckoorganizátorskou prácou v nemalej miere prispel k tomu, že slovenská geológia má veľmi dobré podmienky pre publikovanie svojich výsledkov a prostredníctvom viacerých odborných časopisov môže s nimi oboznamovať československú i svetovú geologickú verejnosť, a tým získavať dobré meno. Rozhodujúcou mierou sa pričínil aj o vydávanie časopisu Geologické práce — Správy a do roku 1964 bol ich hlavným redaktorom. Dodnes je členom redakčných rád najvýznamnejších československých geologických časopisov.

Významná je aj jeho činnosť pri zvyšovaní kvalifikácie vedeckých pracovníkov a sústavnom zvyšovaní úrovne našej vedy. Od roku 1970 zastáva funkciu vedeckého tajomníka Slovenskej komisie pre udeľovanie vedeckých hodností. Súčasne je predsedom Komisie pre obhajoby doktorských dizertačných prác z geológie a členom ďalších komisií pre obhajoby doktorských a kandidátskych dizertačných prác. Je tiež členom vedeckých rád najvýznamnejších geologických inštitúcií.

Svoje životné jubileum akademik Michal Maheľ oslavuje uprostred aktívnej vedeckej, pedagogickej a vedeckoorganizačnej práce. Spomenuli sme len niekoľko jeho funkcií, predovšetkým v oblasti geologického výskumu. Výpočet jeho ďalších funkcií by bol veľmi rozsiahly. Práca a povinnosti, ktoré vyplývajú z týchto funkcií, sú pre ďalší rozvoj československej geológie, pre výchovu nových geológov a vedeckých pracovníkov, pre vytváranie koncepcií a perspektívne plánovanie geologického výskumu nemenej dôležité ako samotná vedeckovýskumná práca.

K tomu, aby túto zodpovednú a veľmi náročnú vedeckovýskumnú, pedagogickú a vedeckoorganizačnú prácu naďalej plnil s rovnakou iniciatívou, optimizmom a elánom ako doteraz, mu praje kolektív pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra pri jeho významnom životnom jubileu veľa zdravia, tvorivých síl, pracovnej energie a dobrej pracovnej pohody.

J. Gašparik — P. Reichwalder

Životné jubileum RNDr. Edity Brestenskej



Dr. Edita Brestenská, popredná vedecká pracovníčka Geologického ústavu Dionýza Štúra, sa dožíva významného životného jubilea; s jej menom je úzko spojený biostratigrafický výskum neogénu Západných Karpát, ako aj rozvoj ústavu.

Jubilantka sa narodila 18. novembra 1920 vo Vrábloch, kde vychodila základnú školu. Stredoškolské štúdium absolvovala v Banskej Bystrici; vysokoškolské štúdiá na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave ukončila druhou štátnou skúškou z prírodopisu a zemepisu a v roku 1952 bola promovaná za doktorku prírodných vied.

Ako vynikajúca študentka zaujímala sa už počas vysokoškolského štúdia o geológiu, a preto ju Geologický ústav Dionýza Štúra požiadal, aby vstúpila do jeho služieb. Tu pracuje od roku 1948 až dodnes. Od začiatku sa venovala s plným elánom jednak výskumnej činnosti, jednak budovaniu prudko sa rozvíjajúceho ústavu. Vzhľadom na malý počet odborných kádrov a veľké spoločenské požiadavky rozvíjajúcej sa industrializácie Slovenska po víťaznom Februári bola poverená výskumom neogénu Západných Karpát ako potenciálneho prostredia pre uhoľné ložiská. V súvisi s touto problematikou hlavnú pozornosť venovala riešeniu stratigrafie a stavby viacerých neogénnych oblastí. To si vyžadovalo nielen veľkú fyzickú námahu spojenú so zostavovaním geologických máp rozsiahlych území, ale aj vysokú odbornosť pri riešení stratigrafických, paleogeografických a tektonických problémov. Ťažiskom jej terénnych výskumov spojených so zostavovaním geologických máp bola východná časť Podunajskej nížiny, jej severné výbežky a niektoré vnútorné kotliny.

Pri zostavovaní generálnych máp ČSSR 1:200 000 bola spoluredaktorkou neogénu na liste Nitra a podieľala sa na zostavovaní geologických máp neogénu na listoch Bratislava, Nové Zámky a Žilina. V ďalšej etape podrobného výskumu (mápy 1:25 000) bola redaktorkou štvorlistu Vráble a Levice, pričom sa podieľala na riešení mikrobiostatigrafických problémov na viacerých listoch východnej časti Podunajskej a Východoslovenskej nížiny, viedenskej panvy a jej čelnej predhlbne.

V rámci zostavovania geologických máp riešila stratigrafiu uhfonosných oblastí

pri okrajoch juhozápadnej časti pohoria Tríbeča (Beladice — Jelenec, Horné Štítáre, Podhorany) a okolia Pukanca, kde bola aj spoluautorkou výpočtu zásob kategórie C₂.

Popri geologickom mapovaní sa postupne ťažisko jubilantkinho výskumu presúvalo na riešenie mikrobiostratigrafických problémov oligocénu a neogénu, a to nielen na základe foraminifer, ale aj na základe odborne veľmi náročnej skupiny — ostrakódov. V čase keď sa začínal systematický biostratigrafický výskum bola mikrobiostratigrafia neogénnych sedimentov veľmi málo prebádaná. Zásluhou húževnatej práce a nevšedného zanietenia sa jubilantka významnou mierou pričinila o poznanie pravej stratigrafickej hodnoty jednotlivých taxónov a stratigrafického rozsahu jednotlivých litofácií. Vďaka spojeniu terénneho a laboratórneho výskumu má veľké zásluhy na stanovení stratigrafie neogénu u nás, ako aj na súčasnom ponímaní chronostratigrafických jednotiek paratetýdnej oblasti. Výsledky jej biostratigrafických výskumov v mnohých ohľadoch presahujú regionálny rámec, o čom najlepšie svedčí skutočnosť, že sa podieľala na monografickom spracovaní šesťzväzkového diela o neostratotypoch neogénu centrálnej paratetýdy („Chronostratigraphie und Neostratotypen etc.“).

O vysokej odbornej erudícii svedčí aj jej aktívna účasť pri práci na medzinárodných korelačných programoch, v rámci medzinárodných tímov (Poľsko, Rumunsko, Maďarsko, Juhoslávia, Rakúsko), na riešení niektorých špecifických chronostratigrafických problémov, ako napr. porovnávacie štúdie mikrofauny oligocénu a neogénu Slovenska a Maďarska a stanovenie hranice oligocén/miocén podľa ostrakódov z profilov z Talianska.

Okrem výskumnej činnosti vynaložila veľa úsilia pri redigovaní ústavných časopisov — ako technická alebo vedecká redaktorka. Od počiatku je členkou redakčnej rady časopisov geologických publikácií, ktoré Geologický ústav Dionýza Štúra vydáva. Bola členkou rôznych komisií, vedeckej rady ústavu a je vedúcou paleontologického oddelenia.

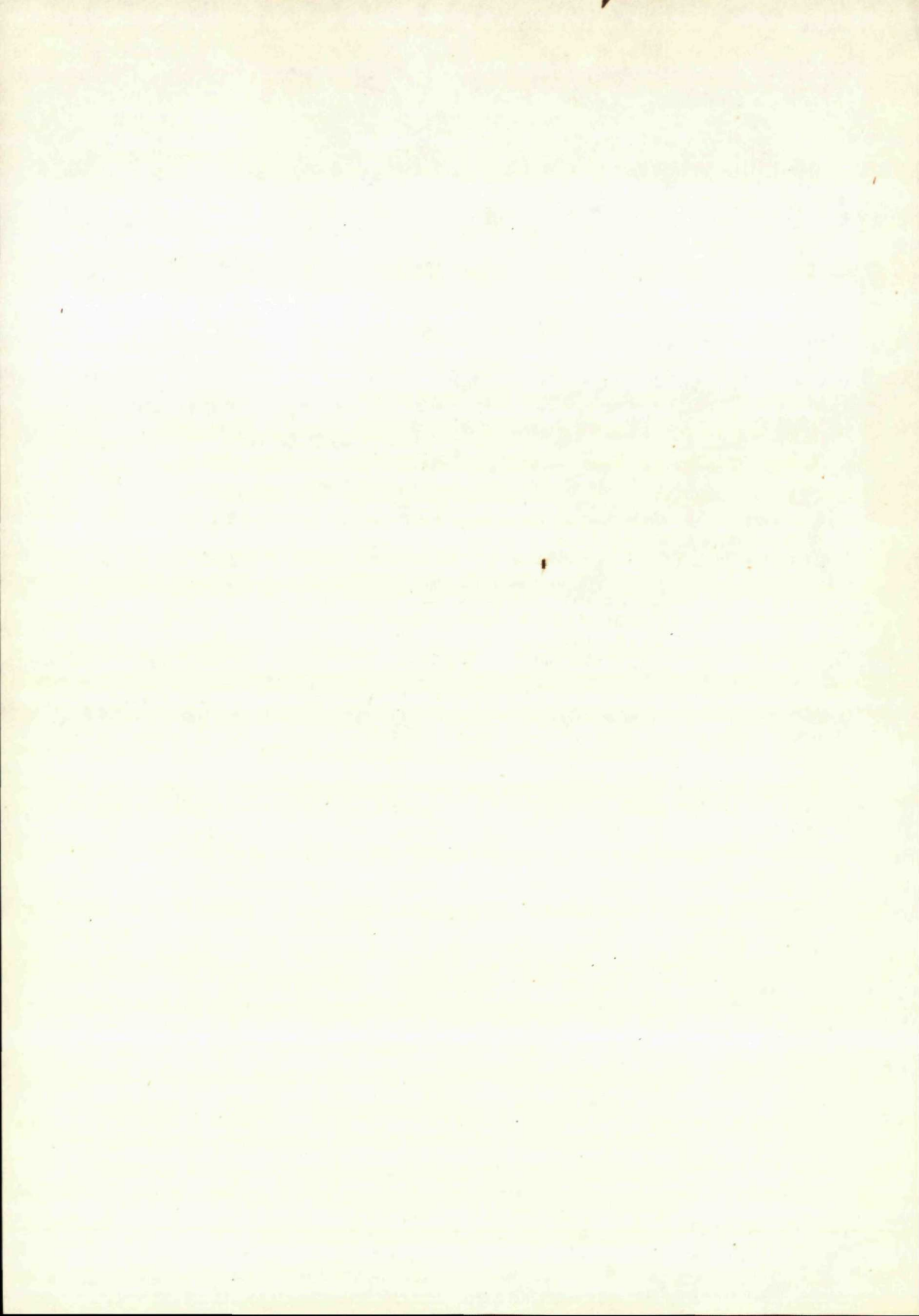
Za svoju prácu bola v roku 1960 vyznamenaná ako „Najlepší pracovník geologickej služby“ a v roku 1968 štátnym vyznamenaním „Rad červenej hviezdy práce“.

Charakteristickou črtou Dr. Edity Brestenskej je skromnosť, húževnatosť v práci a ochota odovzdávať svoje bohaté odborné skúsenosti spolupracovníkom. Výsledkami svojej práce sa radí medzi významných znalcov neogénu Západných Karpát a celej paratetýdnej oblasti. Dr. E. Brestenská sa dožíva svojho životného jubilea v plnej pracovnej zanietnosti, zdraví a optimizme. Priatelia, kolegovia, spolupracovníci a celá geologická verejnosť jej želajú do ďalších rokov veľa zdravia, osobnej pohody a mnoho pracovných úspechov.

O. Fusán — O. Samuel

Zoznam publikovaných prác

- BRESTENSKÁ, E. 1954: Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca, na SZ od Topoľčian. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 82—83.
- BRESTENSKÁ, E. 1957: Mikrobiostratigrafia panonu Slovenska. Věst. Ústř. Úst. geol. 32, Praha, 424—426.
- BRESTENSKÁ, E. — LEHOTAYOVÁ, R. 1960: Spodnooligocénne brakické usadeniny s *Rotalia beccarii* (L.) z oblasti Štúrova — južné Slovensko. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—116.
- BRESTENSKÁ, E. — PRIECHODSKÁ, Z. 1960: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar 1. Geol. Práce, Zošit 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 243—250.
- BRESTENSKÁ, E. 1961: Present Knowledge and Problems of the West-Carpathians. Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—157.
- BRESTENSKÁ, E. 1962a: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafickému členeniu oligocénu a miocénu. Geol. Práce, Zošit 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137—139.
- BRESTENSKÁ, E. 1962b: Súčasné poznatky a problematika pliocénu Západných Karpát. Geol. Práce, Zošit 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139—140.
- BRESTENSKÁ, E. 1962c: In — Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 (M-33-XXXV-M-33-XXXIV) Wien—Bratislava, 1—248.
- BRESTENSKÁ, E. 1962d: In — Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 (M-34-XXV) Žilina, 1—272.
- BRESTENSKÁ, E. 1963a: In — Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 (M-34-XXXI) Nitra, 1—171.
- BRESTENSKÁ, E. 1963b: Heutige Erkenntnisse und die Problematik des westkarpatischen Pliozäns. Assoc. Géol. Carp. Balk., V. Congr., Com. scient., Vol. III/1, II. sect.: Stratigraphie, Bucuresti, 107—108.
- BRESTENSKÁ, E. 1964: Základný geologický výskum pliocénu a vrchného miocénu sv. časti Podunajskej nížiny. Správy o geol. výsk. v r. 1963, Bratislava, 140—142.
- BRESTENSKÁ, E. 1974a: Mikropaleontologické spracovanie sedimentov z vrtu GHŠ-1, In — Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Reg. geológia Západných Karpát, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 30—35.
- BODA, J. — BRESTENSKÁ, E. — GHEORGHIAN, D. — MARINESCU, F. — ORASANU, T. — PAPP, A. — SCHMID, M. E. — SITÁR, V. — STEININGER, F. — ŠVAGROVSKÝ, J. 1974b: Beschreibung des Holostratotypus, Faziostratotypen und Boundary Stratotypen. In — Chronostratigraphie und Neostratotypen, M5-Sarmatien, (Ed. A. Papp — F. Marinescu — J. Seneš et al.). Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 162—211.
- BRESTENSKÁ, E. 1974c: Foraminiferen des Sarmatien s. s. In — A. Papp — F. Marinescu — J. Seneš et al.). Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 243—293.
- BRESTENSKÁ, E. 1975a: Mikropaleontologické zhodnotenie vrtu HF-1. In — Štruktúrne vrty HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Reg. geológia Západných Karpát, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 46—49.
- BÁLDI, T. — BRESTENSKÁ, E. — CSÁGOLY, E. — GHEORGHIAN, M. — MOISESCU, V. — MULDINI-MAMUŽIČ-PLENIČÁR, M. — RIJAVEC, L. — RUSU, A. — SENEŠ, J. — SURARU, N. — VAŇOVÁ, M. 1975b: Beschreibung des Holostratotypus und der Faziostratotypen. In — Chronostratigraphie und Neostratotypen, MO-Egerien. Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 97—191.
- BRESTENSKÁ, E. 1975c: Ostracoden des Egerien. In — Chronostratigraphie und Neostratotypen, OM-Egerien. (Ed. T. Báldi — J. Seneš et al.). Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 377—435.
- BRESTENSKÁ, E. 1977: Thekamöben (Protozoa) des Neogens vom Kossel Turiec. Západné Karpaty, sér. paleontológia 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—123.
- BRESTENSKÁ, E. — JIŘÍČEK, R. 1978a: Ostrakoden des Badenien der Zentralen Paratethys v. In — Chronostratigraphie und Neostratotypen VI. M₄—Badenien (Ed. A. Papp et al.). Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 405—439.
- ANANIAŠVILI, G.D. — BRESTENSKÁ, E. — GAŠPARIK, J. 1978b: Stratigrafia neogénu Kaukazu a Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 261—300.



K šesťdesiatinám
RNDr. Márie Kochanovej, CSc.

19. februára tohoto roku sa dožila šesťdesiat rokov paleontologička Dr. Mária Kochanová, samostatná vedecká pracovníčka Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Jubilantka sa narodila v Bojne, pri Topoľčanoch. Po ukončení gymnázia r. 1939 v Michalovciach zapísala sa na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave, kde študovala zemepis a prírodopis. Po úspešnom absolvovaní vysokej školy r. 1944 pôsobila ako profesorka zemepisu a prírodopisu na gymnáziu v Zlatých Moravciach, v Topoľčanoch a Michalovciach.

Zásadný obrat v životnom povolání jublantky nastal v r. 1956. Vtedy vstúpila do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra, kde sa pod vedením akademika M. Maheľa budovalo oddelenie pre výskum mezozoika a kde sa na širšej platforme začala rozvíjať biostratigrafia, jedna zo základných a účinných metód geologického výskumu. Dr. Mária Kochanová sa s elánom zapojila do výskumu a špecializovala sa na štúdium bivalvií a gastropódov, ktorých zvyšky, hlavne v triasových a jurských sedimentoch, boli v tom čase najhojnejšie. Odvtedy preskúmala skameneliny týchto skupín takmer zo všetkých dnes evidovaných mezozoických lokalít vnútorných Západných Karpát a čiastočne aj bradlového pásma. Takto podstatne prispela k poznaniu stratigrafického rozpätia mnohých litostratigrafických jednotiek. Z mnohých na prvý pohľad nenápadných, ale účinných publikovaných prác jublantky pozornosť upúta najmä štúdia o problematike hranice rétu a hetanžu, zameraná síce na Západné Karpaty ale presahujúca regionálny rámec. Do takejto kategórie patrí aj štúdia o mäkkýšoch z klasickej lokality Bleskový prameň v Slovenskom krase. Z posledných rokov sú pozoruhodné najmä určenia faun z raminských a korytnicových vápencov a určenia megalodontov z komplexov hlavného dolomitu. Pravda, prínos jublantky do biostratigrafie mezozoika Karpát vynikne najmä, ak si uvedomíme množstvo určených faun citované v publikovaných alebo rukopisných prácach mnohých geológov.

Pri príležitosti významného životného jubilea Dr. Márie Kochanovej, našej dlhoročnej spolupracovníčky, prichodí nám za jej prácu vyjadriť úprimné poďakovanie. Robíme to s radosťou, lebo jublantka nie je len naša spolupracovníčka, ale aj priateľka, ktorej ľudské kvality — usilovnosť, skromnosť a zmysel pre nezištnú



spoluprácu — sme mali možnosť poznať počas takmer štvrtstoročia. Do ďalších rokov jej prajeme veľa zdravia, optimizmu a úspechov v práci i v živote.

Pracovníci oddelenia mezozoika GÚDŠ

Zoznam publikovaných prác

- KOCHANOVÁ, M. 1961: Niekoľko paleontologických lokalít spodného liasu z oblasti Čierneho vrchu pri Čiernej Lehote v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—126, tab. 1—4.
- KOCHANOVÁ, M. 1962: Lamelibranchiáty a gastropódy v jure centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 279—286.
- KOCHANOVÁ, M. — MAHEL, M. 1962: La position du Rhétien dans les Carpathes occidentales. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 649—653.
- KOCHANOVÁ, M. 1963: Správa o biostratigrafickom výskume mezozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Správy o geol. výskumoch, Bratislava, 74—76.
- KOCHANOVÁ, M. 1964: Správa o biostratigrafickom výskume bivalvií a gastropódov rétu a hetangu v Západných Karpatoch. Správy o geol. výskumoch, Bratislava, 1—65.
- KOCHANOVÁ, M. — BEGAN, A. — BÖRZA, K. 1964: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. Správy o geol. výskumoch, Bratislava, 62—63.
- KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice rét — hetang v Západných Karpatoch (Zur Rhaet-Hetang Grenze in den Westkarpaten). Západné Karpaty, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—102, tab. 1—6.
- KOCHANOVÁ, M. 1967: The occurrence of *Variamussium schafhaeutli* (Winkl.) in the Norian of the West Carpathian (East Slovakia). Rivista Italiana paleont., 73, 3, Milano, 731—738, tab. 62—63.
- KOCHANOVÁ, M. — PERŽEL, M. — SALAJ, J. 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien der tatrinen Hüllenserie in den Kleinen Karpaten. Geol. Práce, Správy 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 207—208.
- KOCHANOVÁ, M. — KULLMANOVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. — SAMUEL, O. 1969: O dvojacom veku „lunzkých“ vrstiev v podloží neogénnej Viedenskej panvy. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—64, tab. 17—20.
- KOCHANOVÁ, M. — KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1971: Unterlias der Czorsztyner Schichtfolge bei Brvnište im Váhtale (Klippenzone, Westkarpaten) und seine Fauna. Geol. Carpath., 22, 1, Bratislava, 137—148.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. — KOCHANOVÁ, M. 1973: Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava (Nor, Westkarpaten). Vyd. Slov. Akad. Vied, 1—215, 28 tab.
- BUJNOVSKÝ, A. — KOCHANOVÁ, M. 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—195, tab. 27—39.
- KOCHANOVÁ, M. — KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1974: Bemerkungen zur Lokalität „Bleskový prameň“ bei Drnava im Slovakischen Karst. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 237—238.
- KOCHANOVÁ, M. — MELLO, J. — SIBLÍK, M. 1975: Fosilie wettersteinských vápencov Slovenského krasu (lokalita Siličky). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—65, tab. 7—12.
- BUJNOVSKÝ, A. — KOCHANOVÁ, M. — PEVNÝ, J. 1975: Korytnica limestones — a new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—53, tab. 1—6.
- KOCHANOVÁ, M. — KULLMANOVÁ, A. 1976: Výskyt liasu adnetskej fácie v Jablonickom pohorí. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—73, tab. 22—24.
- KOCHANOVÁ, M. — KULLMANOVÁ, M. — SNOPKOVÁ, P. 1976: Výskyt lunzkých vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—67, tab. 1—21.
- KOCHANOVÁ, M. 1977: Prvý nález *Otapiria* (Monotidae, Bivalvia) v Západných Karpatoch. Záp. Karpaty, séria paleontológia 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—225, tab. 111.
- KOCHANOVÁ, M. 1979: Die Bivalven des Jura der Vršatéc-Klippe. Záp. Karpaty, sér. paleontológia 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—34, tab. 1—4.
- BUJNOVSKÝ, A. — KOCHANOVÁ, M. — PEVNÝ, J.: Trlenská Formation — a new lithostratigraphical unit. Geol. Práce Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—60, tab. 20—21.

Štyridsať rokov Geologického ústavu Dionýza Štúra

V tomto roku si pripomíname 40. výročie založenia Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Jeho rast a rozvoj sú tesne späté s obdobím, keď sa začali klásť základy našej socialistickej spoločnosti, s časom jej budovania a teraz s obdobím tvorby a rozvoja socializmu našej spoločnosti.

Hoci 40 rokov je v existencii jednej ustanovizne krátky čas, spadá do obdobia výrazných národohospodárskych analýz, keď sa predkladajú rozborov o plnení úloh vytýčených XV. zjazdom KSC, keď sa podľa záverov 14. zasadnutia ÚV KSC v decembri 1979 znovu zvyrazňujú progresívne formy v našom výskume, vo vede i v národnom hospodárstve podporujúce ďalší rozvoj spoločnosti.

Pri tejto príležitosti chceme zhodnotiť jednotlivé etapy rozvoja ústavu, vývoja geologického výskumu, a tým do značnej miery i geológie ako vedy na Slovensku, keďže počas uplynulých 40 rokov, hlavne od založenia ústavu až po rok 1952, no čiastočne i dnes, postupovala veda v geologických odvetviach spolu s výskumom.

Nechcel by som hodnotiť vedeckú prácu a vedecké výsledky dosiahnuté na Slovensku, pretože tieto sú predmetom pravidelných vedeckých seminárov, a hlavne celoslovenských geologických konferencií za širokej účasti československých i zahraničných odborníkov, vedcov, geológov. Pokúsim sa však upriamiť pozornosť na nemenej dôležitý problém, a to je rozbor funkcie geológie, jej teórie i praxe v službe spoločnosti a jej podiel v národnom hospodárstve.

Založenie Geologického ústavu Dionýza Štúra nadväzovalo na tradície posledných rokov prvej Československej republiky. Už vtedy sa uvažovalo o založení samostatného vedeckovýskumného centra pre Slovensko — Geologického ústavu, prípadne pobočky Štátneho geologického ústavu v Prahe, nakoľko sa výrazne prejavila potreba organizačne zabezpečiť systematický geologický výskum Slovenska. Ústav bol založený 22. júna 1940 podľa zákona o Štátnom geologickom ústave, číslo 119 zo dňa 15. mája 1940. Ústav začínal s piatimi zamestnancami, spolupracovalo s ním však 9 geológov, hlavne z radov asistentov a profesorov vysokých škôl. Prvým prednostom ústavu bol Prof. Dr. Dimitrij Andrusov.

Ústav bol v prvom období svojej existencie organizačne pričlenený do rezortu školstva. Finančné dotácie boli určené výhradne pre teoretický výskum; pokiaľ sa

ústav, resp. jeho pracovníci zúčastňovali na praktickom výskume, napríklad práce na priehradách, išlo o práce zákazkové.

V tejto etape, ktorej koniec kladieme do prvých dní nášho oslobodenia, zameral ústav svoju činnosť na všeobecné geologické mapovanie teoreticky zaujímavých oblastí. V tomto období boli vydané aj prvé dve geologické mapy v mierke 1 : 25 000, a to list Žilina a Zlatá Baňa. Rozpracovali sa i ďalšie územia, ktorých výskum bol však ukončený až po oslobodení. Boli to listy Rajec a Zliechov, ktoré vyšli aj tlačou. Ústav sa ďalej podieľal na inžinierskogeologickom výskume pre najväčšie vodné dielo na Slovensku — Oravskú priehradu.

Pri týchto prácach vyrastala prvá generácia geológov na Slovensku, ktorej potom pripadla veľká budovateľská a vychovávateľská úloha v oslobodenej vlasti.

Ústav bol od oslobodenia hlavnou geologickou ustanovitzňou na Slovensku, veľmi rýchlo získal rozsiahle pracovné priestory v objektoch na Palisádach a Sládkovičovej ulici. V prvom roku po oslobodení sa počet zamestnanocov zvýšil na dvadsať. Bolo samozrejmé, že v období rekonštrukcie štátu pracovníci ústavu pomáhali obnoviť vojnu zničené bane a zúčastňovali sa prác spojených s výstavbou prvých veľkých priemyselných objektov. Organizačné začlenenie ústavu nemohlo celkom zabezpečiť plnenie pribúdajúcich úloh geológie v tvoriacom sa socialistickom štáte, a preto bol ústav priradený do rámca Povereníctva priemyslu a poverený organizovať geologický výskum na Slovensku, posudzovať všetky prieskumné akcie baníckych závodov, zadávať výskumné akcie pracovníkom vysokých škôl a s plnou zodpovednosťou vylúčiť akúkoľvek duplicitu. Plnenie týchto úloh bolo realizovateľné práve pre spomenutú koncentráciu finančných prostriedkov v jednom orgáne. Treba vyzdvihnúť, že v rámci týchto finančných prostriedkov bola veľká položka rezervovaná pre teoretický výskum, ktorý vykonával jednak ústav a jednak pracoviská vysokých škôl. Na druhej strane toto jeho začlenenie v maximálnej miere zabezpečilo i materiálne vybavenie ústavu — bola postavená budova na Patrónke a vybavená prístrojovým zariadením, primeraným na tú dobu. Napriek tomuto maximálnemu zaťažaniu i napriek tomu, že ústav v rámci tohoto organizačného začlenenia mal optimálne možnosti pre svoj rozvoj, vynútila si rozširujúca sa angažovanosť geológie v sektore baníctva, stavebníctva, zdravotníctva, poľnohospodárstva a vedy začleniť ho organizačne pod Slovenský plánovací úrad.

Po prekonaní prvých povojnových ťažkostí, spojených s organizáciou ústavu a jeho umiestením, zapojil sa nevelký kolektív zamestnancov do riešenia úloh, ktoré na geológiu kládol povojnový dvojročný plán. Predovšetkým bolo potrebné geologicky zabezpečovať obnovu vojnu zničených baní. Súčasne sa začalo v rámci rozsiahleho plánu elektrifikácie a industrializácie s výstavbou vodných diel na Slovensku. Okrem týchto náročných úloh sa začali systematicky geologicky mapovať hospodársky a geologicky dôležité oblasti. Sústavne sa zvyšovali nároky na ťažbu domácich rudných a uhoľných surovín. Preto ťažisko ústavu, a v tom období ťažisko celej geológie na Slovensku, do roku 1955 bolo sústredené na výskum oblastí rudných a uhoľných ložísk. Výsledkom bolo niekoľkonásobné zvýšenie zásob rudných a uhoľných surovín a uhlia, a teda i výstavba nových baníckych závodov a uhoľných baní. V tomto období vznikla prvá geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria, ktorá dlhé roky slúžila ako podklad pre prognózovanie a vyhľadávanie rúd. Hlavnými medzníkmi v práci ústavu na poli teoretickom bolo ukončenie orientačnej etapy

geologického výskumu Spišsko-gemerského rudohoria; na tomto základe sa vymedzili perspektívne nádejné oblasti pre ďalší výskum. S poprednými geológmi Ústredného ústavu geologického v Prahe a Československých naftových dolov v Hodoníne ukončuje sa etapa systematického výskumu naftonosnosti neogénnych a sčasti paleogénnych oblastí. Spracovali sa ďalej rozsiahle teritória kryštalinika Nízkych Tatier i mezozoických komplexov. Išlo o podklady, ktoré neskoršie boli z veľkej časti použité pre vypracovanie geologických generálnych máp, ako sa o tom ešte zmienime. Na poli prínosu nášmu hospodárstvu to bola prvá bilancia rudných zásob, najmä ložísk železných rúd, a účasť na výstavbe priehrad na Orave, v Dobšinej, na Priehrade mládeže v Nosiciach, ďalších vážskych stupňov a využití Hornádu. Bol ukončený rozsiahly hydrogeologický výskum minerálnych vôd pre balneológiu.

Prvým opatrením na zvládnutie náročných problémov bol návrh Vládneho výboru pre geológiu zjednotiť československú geológiu v orgáne Ústredného geologického úradu. Tento krok je v živote našej geológie nesmierne závažný. Pokladáme ho za ďalší medzník v našej analýze.

V období vzniku Ústredného geologického úradu hlavným prínosom geologickej vedy bolo hlboké poznanie ložiskových problémov celého radu oblastí. Prínos geologických vied pre naše hospodárstvo spočíval v zabezpečení rozšírenia prevádzky našich závodov i otvorenia nových ťažobných podnikov.

Vznik centrálného geologického orgánu — Ústredného geologického úradu — nemohol za krátke obdobie odstrániť množstvo problémov z predchádzajúcich organizačných členení. Treba zdôrazniť, že nedostatok kvalifikovaných geologických kádrov sa riešil i tak, že sa do geológie zapájali i pracovníci školení pre iné odbory, v dôsledku čoho bolo nutné vypracúvať rôzne návody a smernice pre tento typ geológov.

Ak porovnáme východiskový stav a dnešnú situáciu, treba konštatovať, že Ústredným geologickým úradom bola geológia skoncentrovaná a mohla byť usmernená na riešenie významných úloh. Dokumentuje to medzi iným i systematický výskum celého štátneho územia, korunovaný vydaním geologických i surovinových generálnych máp ČSSR. Toto dielo bolo v roku 1965 ocenené najvyšším štátnym vyznamenaním — udelením Radu republiky, bolo kladne hodnotené na XXII. Medzinárodnom geologickom kongrese v Indii a na ďalších medzinárodných vedeckých konferenciách.

Bola to významná etapa činnosti Geologického ústavu Dionýza Štúra, obdobie zostavovania geologických generálnych máp a máp nerastných surovín celého štátneho územia v mierke 1:200 000. Toto obdobie je poznačené veľkým rozmachom geologických disciplín, nových výskumných metodík, nahromadením veľkého množstva cenného faktologického materiálu pre ďalšie analýzy a syntézy stavby Západných Karpát. V tomto čase došlo i k väčšiemu prísunu geológov a pomocných pracovníkov do ústavu, čo umožnilo usmerniť a profilovať ďalšiu činnosť ústavu — výskum nerastných surovín a hydrogeologický výskum. V tejto etape dochádza i ku kvalitatívnemu skoku, zvyšuje sa odborná úroveň formou aspirantúr, vytvára sa pevná základňa pre plnenie stále náročnejších požiadaviek kladených na geologický výskum.

Geologické generálne mapy predstavujú teda súhrn a vyvrcholenie dlhoročných

štúdií celého radu kolektívov, štúdií, ktoré začali naši učitelia na vysokých školách, ako i starší pracovníci nášho materského ústavu — Ústredného ústavu geologického v Prahe.

Rokom 1965 sa začína ďalšia etapa vývoja geologického výskumu na Slovensku. Uznesením vlády zo dňa 7. 4. 1965 č. 137 a výnosom Ústredného geologického úradu v Prahe dňa 20. 4. 1965 zn. SZ: P-10.800/1965 stáva sa Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave samostatnou rozpočtovou organizáciou, poslaním ktorej je základný systematický regionálny geologický výskum československých Karpát. To značí vlastný geologický výskum opierajúci sa o základné metodiky, najmä geologické mapovanie, ktoré ústav sám zabezpečuje a rozvíja a ktoré sú súčasťou geologických vied, ako je mineralógia, petrografia, geochémia, geochronológia, izotopická geológia, makro- i mikropaleontológia (fyto- i zoo-).

Ústav svojou výskumnou činnosťou zabezpečuje od tohoto obdobia teoretický i aplikovaný rozvoj geologických vied vcelku i v niektorých svojich špeciálnych disciplínach. Z výsledkov základného geologického výskumu odvodzujú sa poznatky v genetických podmienkach, akumulácia nerastných surovín, ďalej poznatky o migrácii úžitkových a pitných vôd, teda poznatky o hydrogeológii; ďalej sa študujú pomery mechaniky a dynamiky hornín i procesy premien hornín. Výsledky základného systematického regionálnegeologického výskumu využíva celý rad rezortov a odvetví národného hospodárstva, najmä rajónové a územné plánovanie, bilancovanie perspektívy surovinovej základne, stavebníctvo i vodohospodárstvo, ťažký i ľahký priemysel, poľnohospodárstvo atď. Výsledky základného geologického výskumu sú teda jedným zo súborov základných informácií pre riadenie významných národohospodárskych odvetví.

Po roku 1965, keď sa zavŕšilo vyhotovenie a vydávanie generálnych máp v mierke 1:200000, pristúpilo sa k ďalšiemu rozpracovávaní územia Slovenska, k upresňovaniu geologických problémov a faktov zostavovaním geologických máp v mierke 1:25000 — čo bolo jednou z hlavných úloh ústavu. Je to obdobie, v ktorom sa geologické organizácie pripravovali veľmi intenzívne na XXIII. svetový geologický kongres v roku 1968 v Prahe. Týmto sa dostáva GÚDŠ do nového obdobia organizovania základného výskumu. V tomto období vzniká Slovenský geologický úrad v Bratislave.

Zostavením a vydaním geologických generálnych máp vyvrcholila jedna z významných etáp dovtedajšej histórie Geologického ústavu Dionýza Štúra. Vyrástla v nej a ostrieľala sa silná skupina naslovovzatých odborníkov — geológov.

Avšak ani v ďalšom období nenastal čas oddychu. Na ústav už čakali ďalšie naliehavé úlohy v omnoho pestrejšom sortimente. K ťažiskovej úlohe regionálneho geologického výskumu pribudli postupne ďalšie.

Takouto úlohou bolo napr. riešenie stavby podložia stredoslovenských neovulkanitov, ktorá bola v roku 1968 rozšírená na celú oblasť južnej časti vnútorných Západných Karpát a v ďalšej päťročnici na výskum substrátu hlbinej stavby celých Západných Karpát.

Úloha výskumu podložia stredoslovenských neovulkanitov sa skončila v roku 1978. Priniesla celý rad cenných a závažných poznatkov nielen o podloží, ale i o samotných neovulkanitoch. Stavba predtreťohorného podložia, skúmaná geofyzikálne i hlbokými vrtmi, bola zobrazená v tektonickej mape. Osobitne cenné sú mapy

morfoštruktúr predtreťohorného podložia i morfoštruktúr vo vzťahu k vulkanizmu. Výskum vyústil do prognózneho metalogenetického zhodnotenia územia, z ktorého jednoznačne vyplynula perspektívnosť tak podložia, ako i samotných neovulkanitov, predovšetkým na rudy Cu-Pb-Zn, ako aj Au-Ag.

Úloha výskumu predtreťohorného substrátu, riešená v spolupráci s Geofyzikou, bude ukončená v tomto roku. Výskum priniesol poznatky o morfológii a geologickej stavbe v podloží treťohôr vnútorných Západných Karpát. Ďalej sa sledovali otázky diskontinuit v zemskej kôre Západných Karpát, upresnil sa priebeh Moho diskontinuity a na základe vertikálnych diskontinuit bol podaný priebeh hlbinných zlomov a vyčlenili sa základné bloky. Výsledky výskumu sa uplatňujú pri vyhľadávaní vhodných štruktúr pre akumuláciu rôznych druhov surovín, najmä termálnych vôd a tekutých i plyných uhľovodíkov. Podklady budú ďalej využité pri lokalizácii jadrových elektrární.

Od roku 1960 začína aj systematický základný regionálny hydrogeologický výskum Západných Karpát. Vytvorilo sa samostatné oddelenie hydrogeológie. (Dovtedy naliehavé problémy hydrogeológie riešili príležitostne geológovia).

Okrem regionálneho výskumu, predovšetkým mezozoika a kvartéru, bolo toto oddelenie poverované aj špecifickými úlohami, ako bol napr. hydrogeologický výskum juhoslovenskej uhoľnej panvy vo vzťahu k CO₂ a výskum bojnických teriem vo vzťahu k ťažbe hneďého uhlia v oblasti Novák.

Intenzívny regionálny hydrogeologický výskum sa rozvíja až od roku 1965, kedy sa voda začína stávať jednou z významných surovín pre ďalší rozvoj národného hospodárstva. Od tohto obdobia pracovníci oddelenia hydrogeológie pracujú na štátnej výskumnej úlohe „Základný hydrogeologický výskum Slovenska“. Úloha sa zameriava na hydrogeologický výskum mezozoika (severné svahy Nízkych Tatier, Malá a Veľká Fatra, Chočské vrchy, Muránska planina, Stratenská pahorkatina, Galmus a i.), neovulkanitov Slovenska (stredoslovenské neovulkanity, Slanské pohorie), paleogénu (Levočské vrchy, Skorušinské vrchy), kvartéru (Záhorská a Východoslovenská nížina, Vysoké Tatry a ich predpolia) a minerálnych vôd Slovenska. Súbežne začali aj práce na zostavovaní hydrogeologických máp v mierke 1 : 200 000.

Výsledky dosiahnuté v hydrogeologickom výskume na GÚDŠ za posledných 20 rokov nie sú malé.

Ako hlavný vedecký prínos možno označiť:

a) Zostavovanie hydrogeologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 1 000 000 v spolupráci s ÚÚG Praha (1966), mapy hydrogeologických rajónov ČSSR v mierke 1 : 500 000 v spolupráci s ÚÚG Praha (1967); zostavenie mapy zásob podzemných vôd Slovenska a ich ochrany v mierke 1 : 500 000 v spolupráci s IGHP Žilina (1970); zostavenie mapy minerálnych vôd ČSSR v spolupráci s ÚÚG Praha v mierke 1 : 1 000 000 a máp minerálnych a termálnych podzemných vôd Európy v spolupráci s ÚÚG, Praha v mierke 1 : 1 500 000. Všetky tieto mapy sa stali základom poznania zákonitostí rozšírenia a tvorby podzemných vôd a ich racionálneho využívania.

b) Vymedzenie významných hydrogeologických štruktúr a nádrží v rade pohorí a nížin a ich hydrogeologické zhodnotenie a ocenenie z hľadiska vodohospodárskej prognóznosti.

c) Získanie poznatkov o statických (prírodných) zásobách podzemných vôd

a o možnosti ich využitia pre vyronávanie a nadlepšovanie odberných množstiev.

d) Zhodnotenie podmienok tvorby a vypracovanie klasifikácie minerálnych vôd Západných Karpát.

Okrem uvedeného treba tiež zdôrazniť metodický a ekonomický prínos rozpracovania a zavedenie nových postupov pri bilančnom hodnotení zásob a pri výskume, zdokumentovanie značných zásob podzemných vôd i v oblastiach, ktoré boli z tohoto hľadiska donedávna označované ako deficitné atď.

V súvislosti s hľadaním ďalších energetických zdrojov bol ústav od roku 1971 poverený výskumom zemského tepla v rámci úlohy „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávania hypertermálnych vôd“. V prvej etape sme získali poznatky o tepelnom poli Západných Karpát a vymedzili približne 20 nádejných štruktúr a oblastí s reálnou možnosťou získať zdroje geotermálnych vôd. Podrobný výskum sa sústredil predovšetkým na komárňanskú vysokú kryhu a centrálnu depresiu Podunajskej nížiny.

Technicko-ekonomickou štúdiou sme preukázali ekonomicky výhodné mnohoúčelové využitie tepelnej energie termálnych vôd. Doteraz sa vrtmi overilo asi 240 l/s vôd s priemernou teplotou okolo 68 °C. Prepočítané na tepelný výkon pri znížení teploty vôd do 20 °C to predstavuje okolo 40 MW. Na viacerých lokalitách sa už tieto zdroje využívajú na vykurovanie skleníkov, fóliových krytov a napokon i na rekreačné účely.

*

V roku 1971 boli zahájené geologické práce na novej štátnej úlohe „Výskum hlbinných štruktúr s ohľadom na výskyt živíc“. Pri riešení tejto úlohy ako najperspektívnejšia oblasť Slovenska boli vybrané :

a) pribradlové pásmo,

b) paleogén a jeho podložie na východnom Slovensku.

Úloha vyžaduje vysoké finančné náklady na hlboké vrty a geofyzikálne metódy (seizmika, gravimetria, letecká geofyzika atď.). Hoci ide o úlohu riešenú na ústave necelých 10 rokov, dosiahli sme už dobré výsledky a jeden z výstupov úlohy bol odovzdaný na ďalšie riešenie Moravským naftovým dolom v Hodoníne. Ide o oblasť Lipian na východnom Slovensku, kde vo vrte Lipany-1, ktorý sa vrtal do hĺbky 4000 m, bol v intervale 2290—2300 m zistený horľavý plyn a pri skúškach bol zistený aj gazolín. Znepokojuje nás pri riešení tejto úlohy, že realizátori hlbokých vrtov nemôžu v plnom rozsahu splniť požiadavky pre zabezpečenie takej dôležitej štátnej úlohy.

Posledných 20 rokov tiež neustále rastie rozsah ložiskového výskumu. Oddelenie ložísk nerastných surovín je v súčasnosti najväčším oddelením regionálneho sektoru a ešte stále má pri prijímaní nových pracovníkov prednostné postavenie.

Výskum nerastných surovín na Slovensku, keď nazrieme do histórie, sa uberal samostatnou, svojskou cestou. Od založenia ústavu až do roku 1952 sa geológovia na GÚDŠ zaoberali komplexným geologickým výskumom, do ktorého bol zahrnutý i výskum nerastných surovín. Podieľali sa na ňom terénni geológovia, keďže sa mapované územie vyhodnocovalo komplexne, na úrovni svojej doby, po stránke surovinovej, hydrogeologickej, ba i po stránke inžinierskej geológie.

Po roku 1952 vytvorili sa samostatné prieskumné organizácie, preto boli geológovia

via, hlavne zaoberajúci sa ložiskovou problematikou, z GÚDŠ oddisponovaní na tieto novovytvorené geologické organizácie. Pracovníci, ktorí ostali na ústave, zaoberali sa už len mineralogicko-paragenetickým a geochemickým výskumom ložísk. Podrobnejšie ložiskové výskumy sa už nerobili. V tomto období sa vytvorili základy pre geochronologické štúdium.

Neskoršie (1960) sa znovu od ústavu požadovalo venovať sa výskumu rudných i uhoľných ložísk. Začal sa výskum v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, hodnotili sa zásoby v oblasti Rudnianskej, Nižnej Slanej, Sloviniek, Švedlára, Košických Hámrov, Železníka—Rákoša, Smolníka a Dobšinej—Hnilca. Výskum sa zameriaval na vyhodnocovanie a vyhľadávanie rúd Fe, Cu, pyritov, Pb, Zn, Sb, Sn-W. Ako nové nálezisko sa z tohoto obdobia uvádza výskyt cínových rúd v okolí Hnilca. Rozšírili sa zásoby pyritovo-meďnatých rúd, boli vyčíslené zásoby selénu a podobne.

Do tohto obdobia spadá aj výskum v oblasti Banskotiavnického pohoria, vedený z iniciatívy a v režii GÚDŠ v spolupráci s Katedrou geológie VŠB v Košiciach. Pri tomto výskume boli objavené zásoby Pb, Zn, Cu-rúd. Súviselo to s novým názorom na genézu zrudnenia, tzv. metasomatický typ zrudnenia v hĺbke, ako i s podrobnými vulkanicko-štruktúrnymi štúdiami celej oblasti. Súbežne s prácami podrobného výskumu sa na ústave organizovali a zostavovali generálne mapy nerastných surovín ČSSR v mierke 1 : 200 000 pre celé územie Slovenska. Na týchto prácach sa podieľali i vedeckí pracovníci bratislavských a košických vysokých škôl. Završením prác bolo vydanie tlačou prvej metalogenetickej mapy ČSR v mierke 1 : 1 000 000.

Po roku 1965 bolo znovu vytvorené oddelenie nerastných surovín ako oddelenie „výskumu genézy a akumulácie prvkov“. Súčasne vzniklo i oddelenie mineralógie a značne sa zväčilo oddelenie nukleárnej geológie. Začali sa zostavovať metalogenetické mapy 1 : 200 000 z celého územia Slovenska (celoštátna edícia), na základe ktorých bola vytlačená metalogenetická mapa KBGA v mierke 1 : 1 000 000 a v spolupráci s UNESCO sa pripravuje metalogenetická mapa Európy v mierke 1 : 200 000.

Ložiskové výskumy sa dlho sústreďovali predovšetkým do oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a stredoslovenských neovulkanitov. Najvýznamnejším výsledkom v Spišsko-gemerskom rudohorí bol objav a rozpracovanie antimónových rúd a zistenie viacerých anomálií Cu, Mo, Zr v severogemeridnom perme.

V stredoslovenských neovulkanitoch sa zistili nové polymetalické zrudnenia a rozsiahlejšie Cu-zrudnenie pri Zlatne.

Z nerudných surovín bola pozornosť venovaná najmä karbonátovým horninám, hlavne pre cementárske účely.

Ložiskoví geológovia sa venovali najmä zostavovaniu prognózných surovinových máp k listom 1 : 25 000, a to prakticky zo všetkých pohorí Slovenska. Pri týchto prácach boli „znovuobjavené“ scheelity v Nizkých Tatrách — bol to bezosporu jeden z najpozoruhodnejších výsledkov ložiskového výskumu GÚDŠ v poslednom období.

Z ložiskového hľadiska boli skúmané i vrty realizované v rámci iných úloh. Tak bolo objavené nádejné Ni-Co-zrudnenie v oblasti Rochoviec.

Určítym zovšeobecnením a nadstavbou regionálneho geologického výskumu je výskum tektonický. I v tejto oblasti patrí GÚDŠ medzi popredné pracoviská nielen v ČSSR, ale i v strednej Európe.

Po tektonickej mape ČSSR 1:1 000 000 vyšlo na našom ústave pozoruhodné dielo „Tektonická mapa Karpatobalkánskej oblasti“ 1:1 000 000 s vysvetlivkami. V súčasnosti je ukončený originál tektonickej mapy ČSSR 1:500 000 a pracuje sa na zostavení mapy takejto mierky z oblastí KBGA.

*

Regionálny geologický výskum územia SSR zostáva však, podľa štatútu GÚDŠ i podľa skutočnosti, naďalej ťažiskovou činnosťou ústavu.

Po dokončení generálnych máp sme prišli k zostavovaniu geologických máp 1:25 000 a 1:50 000. V doterajšom období (1962—1980) bolo (resp. bude do konca roku) zostavených 253 listov základnej mapy 1:25 000 Gauss-Krügerovej siete. Celkový počet bude 649 listov; od roku 1981 prechádzame na nový odtajnený listoklad.

Geologických máp regiónov v mierke 1:50 000 bolo dosiaľ zostavených 11; všetky boli vydané tlačou, alebo sa do tlače pripravujú.

Zostavená bola aj mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1:100 000. Spolu s tektonickou mapou ČSSR 1:500 000 ju náš ústav tohoto roku vystavoval na Svetovom geologickom kongrese v Paríži.

V rámci regionálnej úlohy sa ročne oponuje 30—40 správ. Okrem geologických máp sú to mapy paleogeografické a faciálne, správy o hlbokých vrtoch, petrografické a paleontologické. Všetky posúvajú naše poznanie dopredu a umožňujú tak robiť aplikovaný výskum na stále kvalitnejších a precíznejších podkladoch.

*

Stále významnejšou zložkou základného i aplikovaného geologického výskumu sa v posledných rokoch stávajú laboratórne metódy štúdia geologických materiálov a na ne nadväzujúce špecializované výskumy mineralogicko-petrografické, izotopové, geochronologické, biostratigrafické a geochemické. Tieto metódy a výskumy poskytujú inak nedostupné údaje a informácie o fyzikálnych vlastnostiach, fázovom a chemickom zložení, veku a vzniku geologických materiálov a umožňujú tak podstatne komplexnejšie, kvalitnejšie i ekonomickejšie riešiť v podstate teoretické i praktické problémy geologického výskumu Západných Karpát.

Rozvoj laboratórnej bázy ústavu sa výrazne zintenzívnil až začiatkom 70-tych rokov, t. j. v podstate od vzniku SGÚ. Do tohto obdobia možnosti a význam laboratórneho výskumu neboli plne docenené a laboratórna báza ústavu sa iba sporadicky dopĺňovala progresívnymi prístrojmi. Celková hodnota laboratórnych prístrojov s nadobúdajúcou cenou nad 40 000 Kčs, ktoré ústav vlastnil koncom roku 1970, bola približne iba 4,5 miliónov Kčs.

Pre nákup strojných laboratórnych investícií v rokoch 1971—1980 bolo celkovo k dispozícii asi 15,5 miliónov Kčs, z toho približne 5,1 miliónov Kčs v piatej a asi 10,4 miliónov Kčs v šiestej päťročnici. Z významnejších inovačných zámerov, realizovaných v období piatej päťročnice, treba spomenúť hlavne zakúpenie riadkovacieho elektrónového mikroskopu (Jeol JSM-U 3), pomocou ktorého sa výrazne skvalitnil a zracionalizoval mikropaleontologický i biostratigrafický výskum, a zakúpenie

hmotnostného spektrometra GD-150 spolu so základnými stavebnými prvkami vákuovej aparatury pre datovanie geologických materiálov argón-káliovou metódou. Významný prínosom pre zefektívnenie a skvalitnenie stanovenia minoritných a stopových prvkov v horninách a vo vodách bolo zakúpenie atómovo-absorpčného spektrometra.

V období šiestej päťročnice sa hlavná pozornosť sústredila na potrebu inovovať prístrojové vybavenie a rozšíriť kapacitné a sortimentné možnosti izotopového výskumu, dobudovať homogenizačnú linku, skompletizovať a zautomatizovať atómovo-absorpčnú spektrofotometriu i vybudovať laboratória pre komplexnú analýzu organických látok. Zakúpením programovateľného kalkulátora Wang 2200-B s rozšírenou pamäťou, tlačiarňou a plotterom sa významne zefektívnila a skvalitnila vyhodnocovacie a interpretačné práce, hlavne matematicko-štatistické spracovanie veľkých súborov analytických, resp. iných údajov.

Koncom roku 1979 bol uvedený do systematickej prevádzky nový hmotnostný spektrometer Varian MAT 250, určený pre presné analýzy ľahkých izotopov v plynnej fáze. Postupne doplníme prístroj preparačným systémom pre prípravu vzoriek vody na izotopový výskum vodíka a kyslíka, mnohonásobným automatickým napúšťacím systémom a extrakčnou aparaturou na získavanie kyslíka zo silikátov; kádrovo zabezpečíme časovo veľmi náročnú prípravu vzoriek — to nám umožní perspektívne pokryť v podstate všetky kapacitné i sortimentné požiadavky výskumného plánu ústavu a ostatných rezortných i mimorezortných geologických organizácií analyzujúcich ľahké stabilné izotopy. Prístroj sa má zakúpiť v prvej etape budovania centrálneho pracoviska hmotnostnej spektrometrie. Jeho koncepciu schválila vedecká rada ústavu dňa 21. februára 1978 za prítomnosti riaditeľa SGÚ Ing. Jána Kuráňa a má širokú podporu všetkých rezortných i mimorezortných geologických organizácií. V ďalšej etape budovania tohto laboratória plánujeme zakúpiť hmotnostný spektrometer na pevnú fázu a rozvinúť izotopový výskum a datovanie geologických formácií Západných Karpát.

Z rozhodnutia ministra výstavby a techniky SSR ústav v súčasnosti zabezpečuje nákup elektrónového röntgenového mikroanalyzátoru Jeol Supper Probe 733 v celkovej cene 5,72 milióna Kčs. Je to unikátny viacúčelový prístroj, ktorý pre analytické a identifikačné účely využíva javy (odrazené, absorbované, resp. sekundárne elektróny, katodoluminiscencia, röntgenové žiarenie) vznikajúce pri dopade jemne fokusovaného elektrónového lúča na analyzovanú vzorku. Chod prístroja automaticky kontroluje riadiaci počítač, ktorý súčasne zabezpečuje aj matematické spracovanie nameraných signálov a číselný výstup výsledkov cez tlačiareň. Uvedenie prístroja do systematickej prevádzky sa predpokladá v I. štvrtroku 1981. Využije sa najmä v ložiskovom geologickom výskume a prieskume Západných Karpát, pri štúdiu mineralogického a chemického zloženia rudných i nerudných mikrofáz (poznatie ktorého je z hľadiska riešenia ich genézy často určujúce) a pri riešení rôznych petrogenetických problémov magmatických, metamorfovaných i sedimentárnych hornín.

Z uvedeného stručného prehľadu vyplýva, že doterajší rozvoj laboratórneho výskumu ústavu sa orientoval predovšetkým na rozvoj špeciálnych metód analýzy a identifikácie geologických materiálov. V tejto súvislosti treba konštatovať, že vďaka porozumeniu a podpore nadriadených orgánov, menovite Ministerstva

výstavby a techniky SSR a Slovenského geologického úradu, ako aj vďaka iniciatíve a vysokej odbornej erudícii zodpovedných pracovníkov ústav podarilo sa ústavu v niektorých sférach laboratórneho výskumu dosiahnuť vrcholnú úroveň.

V súlade so závermi kolégia riaditeľa Slovenského geologického úradu nerozvíjajú sa na ústave metódy inštrumentálnej analýzy pre masové spracovanie geochemických a metalometrických vzoriek. Požiadavky výskumného plánu ústavu na tieto analýzy, spolu s niektorými ďalšími špeciálnymi laboratórnymi prácami, sú zabezpečované subdodávkami v prieskumných organizáciách, hlavne v Geologickom prieskume, Spišská Nová Ves, Geoindustrii, Praha, a Geologickom prieskume, Brno. Ročný finančný objem týchto subdodávok má v posledných rokoch výrazne vzrastajúci trend a v súčasnosti dosahuje celkovo už viac než 3,0 miliónov Kčs. Veľmi si ceníme dobrú spoluprácu s uvedenými i ďalšími organizáciami a veríme, že sa rovnako úspešne bude rozvíjať i v budúcnosti.

Významné úspechy sme v posledných rokoch dosiahli v rozvoji nových metód laboratórneho výskumu geologických materiálov. Uvediem niekoľko príkladov. Boli vyvinuté a vo vývojovej dielni ústavu zostavené špeciálne prototypové aparatúry na extrakciu kyslíka z karbonátov a sulfátov, na extrakciu síry zo sulfátov a na extrakciu, purifikáciu a izotopové riedenie argónu pre datovanie argón-káliovou metódou, aparatúra na meranie termoelektrických vlastností minerálov a elektronický regulátor teploty pre paleometrické výskumy. Začali sa systematicky datovať mladé formácie a zisťovať termálna história geologických objektov podľa stôp po spontánnom delení uránu. Rozvinulo sa systematické štúdium vápnitej nanoflóry, palinologický výskum starších útvarov, výskum konodontov a rádiolárií a mnoho ďalších laboratórných metodík. Bola vypracovaná metodika chromatografickej analýzy n-alkánov a monokarboxylových kyselín v horninovej organickej hmote; v súčasnosti sa rozpracováva analytika porfyrínov a aromatických uhľovodíkov. Bola vyvinutá variačná metóda merania indexu lomu pomocou Leitzovho zahrievacieho stolíka a polovodičových chladiacich a zahrievacích batérií. Boli vypracované, resp. modifikované, početné spektrochemické metódy pre analýzu rôznych sulfátov a silikátov a overené možnosti atómovo-absorpčného stanovenia makrozložiek silikátových hornín z mikronavážiek. Boli rozpracované teoretické základy a metodika výskumu fázových pomerov preplynených podzemných vôd a modelove riešené zložité problémy geochemického transportu a šírenia znečisťujúcich látok vo zvodnenom pórovom prostredí.

Vysoké ocenenie si zasluhuje aj vedecko-výskumná činnosť pracovníkov sektora laboratórneho výskumu, ktorá významne prispela ku komplexnosti a kvalite geologického, ložiskového i hydrogeologického výskumu Západných Karpát. V posledných rokoch sa sústredila hlavne na systematický výskum distribúcie izotopov síry v ložiskách nerastných surovín a jej metalogenetickú interpretáciu, na datovanie neovulkanických hornín, na mineralogicko-geochemický výskum ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, kryštalinika Nízkych Tatier, tretihorných sedimentov juhoslovenskej panvy a hydrotermálnych premien stredoslovenských neovulkanitov, na biostratigrafický výskum kriedových a paleogénnych sedimentov bradlového pásma a na štúdium zákonitosti tvorby a problémov znečisťovania a ochrany podzemných vôd.

Významnú úlohu v 40-ročnej činnosti GÚDŠ predstavuje medzinárodná spolupráca, ktorej význam vzrástol najmä v poslednom desaťročí.

Prvé kontakty so zahraničnými inštitúciami sa začínajú nadväzovať hneď po oslobodení. Spočiatku sa táto spolupráca obmedzovala na výmenu odborných publikácií a študijné cesty jednotlivcov. Vo väčšom rozsahu sa medzinárodná spolupráca začala rozvíjať po roku 1948, najmä so sovietskymi odborníkmi, ktorí v tomto období pomáhali ako experti rozširovať surovinovú základňu pre rozvíjajúci sa priemysel. Postupne sa spolupráca rozširovala aj na ostatné susedné štáty (Maďarsko, Poľsko, Rakúsko). Po roku 1960 sa začali uzatvárať *dvojstranné dohody* so susednými štátmi o riešení spoločných geologických problémov v pohraničných oblastiach. Tieto dvojstranné dohody sa postupne rozširovali aj na ďalšie krajiny, pričom sa sústavne rozširovala aj problematika študovaná v rámci tejto vedeckotechnickej spolupráce. Išlo prevažne o výmenu informácií a korelačné štúdiá najaktuálnejších geologických problémov so zreteľom na ich využitie pre efektívne riešenie výskumných úloh ústavu. Tieto dohody o dvojstrannej spolupráci sa uzatvárajú buď priamo s partnerskými geologickými inštitúciami (MÁFI Budapešť, IG Varšava, Geologický ústav AV Gruzínskej SSR v Tbilisi) alebo formou dvojstrannej dohody prostredníctvom nadriadených orgánov. Dnes má ústav takúto spoluprácu so všetkými socialistickými štátmi (ZSSR, PLR, MLR, BLR, RSR, NDR, SFRJ, pripravuje sa s MoLR, Kubou) i niektorými ďalšími štátmi (Rakúsko a Francija).

Najaktívnejšia spolupráca je s MLR a PLR, často formou spoločného riešenia dôležitých geologických problémov neogénu, neovulkanitov, flyšových Karpát, metalogenetických problémov, hydrogeológie, tektogenézy atď.

Veľmi dobrá spolupráca sa rozvinula s Geologickým ústavom AV Gruzínskej SSR pri riešení interregionálnych problémov vrásových pohorí na príkladoch Kaukazu a Karpát. Výsledky týchto štúdií sa často zverejňujú v spoločných publikáciách a významne nielen prispievajú k odbornému rastu pracovníkov, no predovšetkým skvalitňujú a urýchľujú riešenie výskumných úloh.

V posledných rokoch sa pracovníci GÚDŠ výrazne zapojili aj do riešenia úloh mnohostrannej vedeckotechnickej spolupráce v rámci úloh *RVHP a komplexného programu socialistickej integrácie*, koordinovaných Stálou komisiou RVHP pre geológiu, predovšetkým pri riešení metodiky prognózovania nerastných surovín, problémov výskumu a vyhľadávania ropy a zemného plynu, problémov termálnych a minerálnych vôd atď.

Na širokej báze sa rozvinula medzinárodná spolupráca v rámci *Karpatsko-bal-kánskej geologickej asociácie*. Vďaka aktívnej účasti pracovníkov GÚDŠ v jednotlivých komisiách mohlo vzniknúť také významné dielo, akým je bezosporu *Tektonická mapa KBGA 1 : 1 000 000* zostavená pod vedením akademika Michala Maheľa.

O jej význame svedčí aj to, že na jej vydaní sa spolu s GÚDŠ podieľalo aj UNESCO. Vyvrcholením práce širokého kolektívu pracovníkov GÚDŠ v rámci tejto spolupráce bolo úspešné zorganizovanie jubilejného X. zjazdu KBGA roku 1973 v Bratislave.

Pracovníci GÚDŠ sa významne podieľali aj pri zostavovaní a redigovaní ďalších metalogenetických, geologických, tektonických a hydrogeologických máp zostavo-

vaných medzinárodným kolektívom v rámci RVHP, KBGA, UNESCO alebo rôznych komisií IUGC.

Zúčastňovali sa na zostavovaní „Mapy rudných formácií KBGA“ v mierke 1:1 000 000 (Moskva), ďalej na „Mape geologických formácií 1:1 000 000 KBGA“ (Sofia), na „Metalogenetickej mape 1:1 000 000“ (Praha, Paríž UNESCO), ktorej hlavným redaktorom je ved. pracovník ústavu Dr. Ján Ilavský.

Naši vedeckí pracovníci sa podieľali i na ďalších mapách v spolupráci s ÚÚG v Prahe. Bola to napr. „Metalogenetická mapa ČSSR — Západné Karpaty 1:500 000“, „Metalogenetická mapa ČSSR — Západné Karpaty 1:1 000 000“, „Mapa nerudných surovín Slovenska v mierke 1:1 000 000“ a ďalšie mapy rôznych mierok a rôzneho zloženia.

Dobrým príkladom aktívneho zapojenia GÚDŠ do mnohostrannej medzinárodnej spolupráce je aktívna účasť na viacerých projektoch programu medzinárodnej geologickej korelácie koordinovaných UNESCO-m (Korelácia predvariských a variských pochodov v alpsko-mediteránom pásmovom pohorí, Stratigrafická korelácia neogénu tetýdnej a paratetýdnej oblasti, Stratigrafická korelácia a strednej kriedy, Vrchný trias tetýdnej oblasti, Globálna korelácia epoch tektogenézy, Metalogenetické provincie oddelené kontinentálnym driftom).

V posledných rokoch sú viacerí pracovníci nášho ústavu veľmi aktívne zapojení do riešenia a koordinovania výskumných problémov viacerých pracovných skupín Problémovej komisie IX. „Geosynklinálny proces a vznik zemskej kôry“ v rámci *mnohostrannej spolupráce Akadémií vied socialistických krajín*. Spolupráca má za cieľ predovšetkým riešiť tektogenézu molasových epoch, ich vulkanizmus a metalogenézu, interregionálnu tektonickú koreláciu Karpát — Balkánu — Kaukazu — Ťan-Šanu, problém vzniku a morfológie tektonických štruktúr, predovšetkým príkrovov i problém blokovej stavby a jej vzťahu k metalogenéze. Táto forma spolupráce je veľmi progresívna, pretože na základe dlhodobého pracovného plánu riešia medzinárodné tímy pracovníkov najaktuálnejšie geologické problémy úzko súvisiace s výskumnými úlohami.

Významnou formou medzinárodnej spolupráce je *expertízna* činnosť pracovníkov GÚDŠ v rámci vedeckotechnickej spolupráce s rozvojovými krajinami. Táto činnosť má dlhodobú tradíciu; desiatky pracovníkov ústavu sa podieľalo na rozvíjaní surovinovej základne a pri výuke odborníkov v celom rade rozvojových krajín.

Medzi najvýznamnejšie patrí pomoc pri geologickom výskume Mongolskej ľudovej republiky, kde pracovníci ústavu významne prispeli k objaveniu jedného z najväčších ložísk Cu-rúd na svete v Erdenete. Na prácach v MoLR sa od roku 1965 zúčastnilo 15 pracovníkov GÚDŠ.

Väčšie skupiny pracovníkov pracovali pri geologickom výskume Tuniska, Zambie a Kuby.

Pracovníci GÚDŠ pracovali ďalej vo Vietnamskej socialistickej republike, Afganistane, Iraku, Turecku, Tanzánii, Burundi, Etiópii, Lýbii, Alžíre, Maroku, Togu, Guinei, Albánsku, v súčasnosti pracuje početnejšia skupina v Monzambiku.

Viacerí pracovníci pracovali ako experti OSN v Zambii, Togu, Tunise, Burundi. Pracovné výsledky expertov pri pomoci rozvojovým krajinám boli v prevažnej

väčšine prípadov vysoko hodnotené a širili dobré meno československej geológie v zahraničí.

Geologický ústav Dionýza Štúra a jeho pracovníci sa podieľali na *organizovaní početných vedeckých podujatí s medzinárodnou účasťou* — Medzinárodný geologický kongres roku 1968, Kongres KBGA roku 1973 a celý rad sympózií, pracovných zasadaní komisií KBGA, RVHP, mnohostranná spolupráca AV socialistických krajín, komisií IUGC, projektov medzinárodnej geologickej korelácie (IGCP) atď.

Veľmi bohatá je najmä v posledných rokoch aj účasť našich špecialistov na rôznych vedeckých podujatiach v zahraničí. Vo svojich referátoch oboznamujú širokú geologickú verejnosť s výsledkami geologického výskumu, ale hlavne získavajú cenné podnety a poznatky ako urýchliť a skvalitniť riešenie výskumných úloh koordinovaných GÚDŠ.

Neoddeliteľnou súčasťou každej výskumnej činnosti je zverejňovanie jej výsledkov. Slúžia predovšetkým širokému okruhu odborných pracovníkov zaoberajúcich sa aplikovaným výskumom a prieskumom i pracovníkom v teoreticko-metodickej sfére, ktorá je neoddeliteľným atribútom každej vednej disciplíny. Publikácie sú jedným z hlavných kritérií, prostredníctvom ktorých sa posudzuje vedecká úroveň výskumu v danej oblasti, súčasne však prispievajú i k celosvetovému rastu jednotlivých vedných disciplín. Ústav musí preto sústavne venovať prvoradú pozornosť odbornej tlači. Je potešiteľné, že hneď od založenia ústavu vedúci pracovníci pripisovali tlači veľký význam a snažili sa aj za ťažkých podmienok tlač zvelaďovať. Založením edície „Práce Štátneho geologického ústavu — Zošit“ sa vytvorili podmienky pre informácie o výsledkoch geologického výskumu hlavne z československých Karpát. S potešením môžeme konštatovať, že postupným rozširovaním vedeckých kádrov, a tým aj tlače, sa ústavná tlač stala hlavným zdrojom informácií o výsledkoch zo všetkých geologických disciplín. Takto sa zo skromných začiatkov vyvinula periodická tlač, ktorú si ústav vymieňa s významnými inštitúciami na celom svete. V súčasnosti sa vymieňa a odpredáva niekoľko sto titulov takmer všetkým geologickým organizáciám sveta. Práve zásluhou tejto širokej recipročnej výmeny má dnes ústav najlepšie vybudovanú geologickú knižnicu na Slovensku.

Edícia „Práce štátneho geologického ústavu“ od svojho prvého čísla prešla však viacerými formálnymi i vecnými úpravami.

Prvé „Práce štátneho geologického ústavu — Zošit“ vyšli v roku 1941. O desať rokov neskôr (1951, od Zošitu 28) boli premenované na „Geologické práce — Zošit“. V takejto úprave vychádzali až do roku 1963 (Zošit 64). Svojou náplňou predstavujú kontinuálnu sériu. Namiesto nich vychádzal od roku 1964 do roku 1973 v rámci celoštátnej edície „Zborník geologických vied“ (SGV) pre oblasť Západných Karpát. Prudký rozvoj geologických disciplín si vynútil zaviesť v rámci edície Západných Karpát tematické série. Preto bola od roku 1974 táto edícia rozdelená na štyri série:

Západné Karpaty — geológia

Západné Karpaty — mineralógia, petrografia, geochemia a ložiská

Západné Karpaty — paleontológia

Západné Karpaty — hydrogeológia a inžinierska geológia

Druhú kontinuíttnú sériu predstavujú „Geologické práce — Správy“, ktoré vychádzajú od roku 1954 podnes. Pre vnútroštátnu informáciu bola založená roku 1973 edícia „Regionálna geológia Západných Karpát“, v ktorej sa zverejňujú výsledky z určitých regiónov a významných štruktúrnych vrto.

Okrem vyššie spomínaných edícií vydáva dnes Geologický ústav Dionýza Štúra nepravidelne knižné monografické práce, zborníky z konferencií a vysvetlivky ku geologickým mapám.

V súčasnom období Geologický ústav Dionýza Štúra má tieto série :

1. monografická séria
2. zborník Západné Karpaty so štyrmi sériami
3. Geologické práce — Správy
4. Regionálna geológia Západných Karpát
5. Zborník Konferencie, semináre, sympóziá
6. Vysvetlivky ku geologickým mapám

*

Druhou významnou sférou vydavateľskej činnosti ústavu sú geologické mapy. Na začiatku svojej činnosti až do roku 1959 ústav vydal šesť geologických máp 1:25 000, 9 máp stavebných hmôt ČSSR v mierke 1:75 000, 4 dočasné geologické mapy v mierke 1:50 000 a 1 prehľadnú mapu 1:100 000 zo Spišsko-gemerského rudohoria. V etape zostavovania generálnych máp bolo vydaných 17 listov máp nerastných surovín v tej istej mierke. Z podkladov geologických máp v spolupráci s Ústredným ústavom geologickým bola spracovaná a vydaná (ÚÚG) prehľadná geologická mapa ČSSR 1:500 000 a atlas máp ČSSR 1:1 000 000, geologická, tektonická, hydrogeologická, metalogenetická mapa, mapa kvartéru a zvetralinového plášťa i mapa ložísk nerastných surovín. Pracovníci ústavu sa podieľali na zostavení účelovej Hydrogeologickej mapy ČSSR 1:500 000, ktorú vydal podnik Vodné zdroje. Z južnej časti slovenských Karpát bola vydaná geologická mapa podlažia vnútorných Západných Karpát v mierke 1:500 000.

Osobitne významným dielom je tektonická mapa karpatskobalkánskej oblasti 1:1 000 000. V poslednom desaťročí sa začalo s mapovaním ČSSR 1:25 000. Z týchto podkladov ústav začal vydávať z niektorých regionálnych celkov geologické mapy 1:50 000. Doteraz bolo vydaných deväť geologických máp :

Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich prepolia

Geologická mapa Malých Karpát

Geologická mapa Záhorskej nížiny

Geologická mapa Trábeča

Geologická mapa Podunajskej nížiny — juhovýchodná časť

Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier

Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny

Geologická mapa Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry

Geologická mapa Liptovskej kotliny.

*

Geologický ústav Dionýza Štúra zápasí s nedostatkom priestorov. Zlepšenie očakáva až po odchode Virologického ústavu SAV z hlavnej budovy v roku 1984 až 1985.

Tieto priestory o podlahovej ploche 1244,62 m² zďaleka nebudú kryť potrebu nášho ústavu pre perspektívny vývoj.

Vzhľadom na túto skutočnosť v súčasnej dobe spracovávame podklady pre návrh na dostavbu ústavu v takom rozsahu, aby pre perspektívny vývoj ústavu boli splnené všetky predpoklady. Ide nám predovšetkým o dobudovanie laboratórneho výskumu ako po stránke priestorovej, tak po stránke prístrojovej, aby mohli výsledky laboratórneho výskumu dosahovať vysokú kvalitatívnu úroveň.

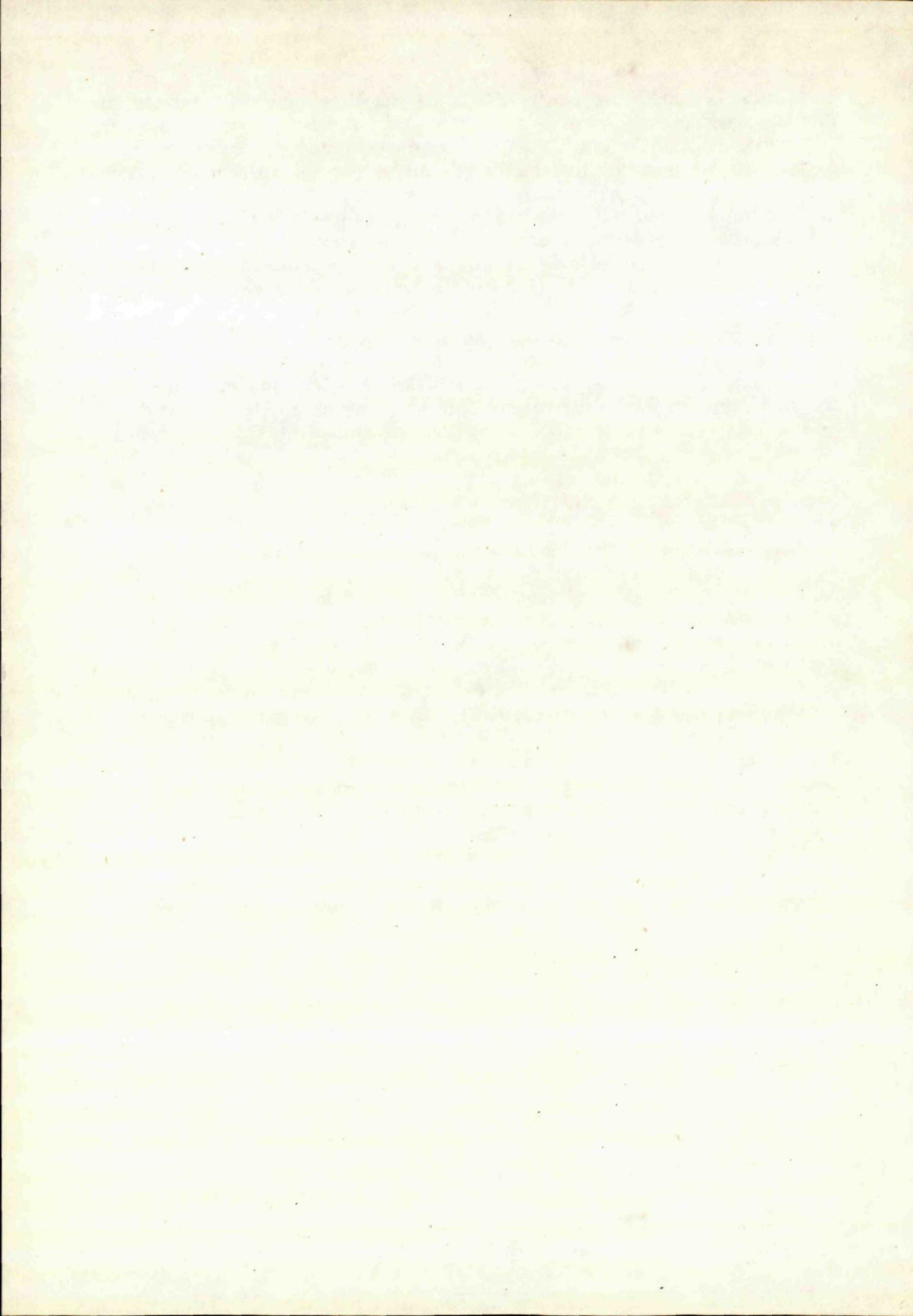
Keď dnes hodnotíme uplynulých 40 rokov Geologického ústavu Dionýza Štúra, musíme vyzdvihnúť usilovnosť a dôslednosť našich pracovníkov pri zabezpečovaní takých náročných prác, ktoré boli na ústave vykonané. Každé obdobie sa vyznačovalo určitým prínosom geológie pre národné hospodárstvo.

Nemalou mierou sa podieľali na plnení týchto úloh vedúci pracovníci a riaditelia tohto ústavu. Treba im za túto prácu poďakovať počnúc prvým prednostom Slovenského geologického ústavu prof. Dr. Andrusovom, po ktorom nasledoval prof. Dr. Miroslav Kuthan, ktorý sa tejto úlohy ujal dvakrát, Dr. Ľudovít Ivan, akademik Michal Maheľ a člen korešpondent Oto Fusán. Vďaka patrí i ďalším vedúcim pracovníkom ústavu ako je Dr. Ján Ilavský, Dr. Viera Kantorová, Dr. Edita Brestenská, Dr. Ján Kantor, Ing. Jaroslav Štohl, Dr. Ondrej Samuel, Karol Pristaš a mnohí, mnohí ďalší.

Veľmi dobrá spolupráca nášho ústavu už od jeho založenia sa traduje s Ústredným ústavom geologickým v Prahe a jeho pobočkou v Brne, Geologickým ústavom SAV, ČSAV, Geologickým ústavom Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Katedrami prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského i Karlovej univerzity v Prahe, Katedrami geológie baníckych fakúlt v Košiciach a Ostrave. Zvlášť treba vyzdvihnúť dobré pracovné vzťahy nášho ústavu s organizáciami patriacimi do rezortu Slovenského a Českého geologického úradu. Ide najmä o Geologický prieskum v Spišskej Novej Vsi s jeho závodmi a geologickými strediskami v Turčianskych Tepliciach, V Novej Bani, Rožňave, v Spišskej Novej Vsi, Banskej Bystrici, v Košiciach, ďalej s podnikom IGHP Žilina a jeho závodmi, Geofyzika n. p. Brno a jeho závodom v Bratislave, Geoindustriou Praha, VÚGI Brno, ako i ďalšími organizáciami geologickými, často i neogeologickými, s ktorými kooperujeme pri riešení výskumných úloh.

Za túto dlhoročnú dobrú spoluprácu rozhodlo sa vedenie ústavu spolu so spoločenskými organizáciami pri príležitosti 40. výročia udeliť pamätnú medailu popredným a významným pracovníkom uvedených organizácií a nášho ústavu ako výraz uznania za dlhoročnú úspešnú spoluprácu pri geologickom výskume Slovenska a za podiel na rozvoji ústavu.

Ján Gašparik — Peter Reichwalder



Karol Borza

Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy)

2 obr. v texte, 5 profilov, 12 fotogr. tab. (I—XII), anglické resumé

Abstract. The author presents lithological and microfacial descriptions of Bathonian through Albian limestones of the Belá group. Discussed are the distributions of biozones, dykes, micro-dykes and hiatuses. According to microfossil assemblages the stratigraphical range of Albian cherty limestones and of Upper Albian dark-grey limestones with calcispherulous microfacies, found in situ, was precisised.

Úvod

V rámci litologicko-mikrofaciálneho výskumu vrchnej jury a spodnej kriedy zvláštnu pozornosť sme venovali belianskej sérii.

Výskumy krížnanskej jednotky v Strážovských vrchoch (M. Maheľ 1959, 1961) ukázali, že rozsah tejto tektonickej jednotky nie je jednotný, ale javí sa ako súbor sérií.

Za charakteristický znak typického krížnanskeho príkrovu považoval D. Andrusov (1936) hlbokovodný vývin jury, hlavne vo fácií škrvritých slieňov stredného a vrchného liasu a rádioláriových vápencov i rádiolaritov dogeru a malmu. M. Maheľ (1959) pri podrobných štúdiách v západnej časti Strážovských vrchov zistil odlišný vývin v najtypickejších členoch v strednom a vrchnom liase, v dogeri a malme, ba i v neokóme. Na základe odlišného vývinu členov stredného liasu až neokómu rozlíšil v komplexe máš Strážovských vrchov, začleňovaných predtým do krížnanskej jednotky, dve odlišné série: sériu s hlbokovodným vývinom stredného liasu až neokómu a druhú — s plytkovodným vývinom týchto členov. Novú jednotku nazval západokarpatskou. Neskôr (M. Maheľ 1961, s. 29) hlbokovodný vývoj označil ako zliechovskú sériu a plytkovodný vývin ako sériu beliansku. Obe série sú geneticky spojené niekoľkými prechodnými vývoji.

M. Maheľ (1958) zo západokarpatskej série opísal rohovcové vápence albu, ktoré považuje za významný znak belianskej série (M. Maheľ in M. Maheľ et al. 1967, s. 143). Albský vek vápencov bol doložený ježovkami (E. Szörényi 1957) a v poslednej dobe kolomieliami (K. Borza 1978). Litologicko-mikrofaciálny

výskum tejto série urobila A. Kullmanová (1976). Pri podrobnom výskume profilov a bodových odkryvov sme získali ďalšie nové poznatky, ktoré uvádzame v tomto príspevku.

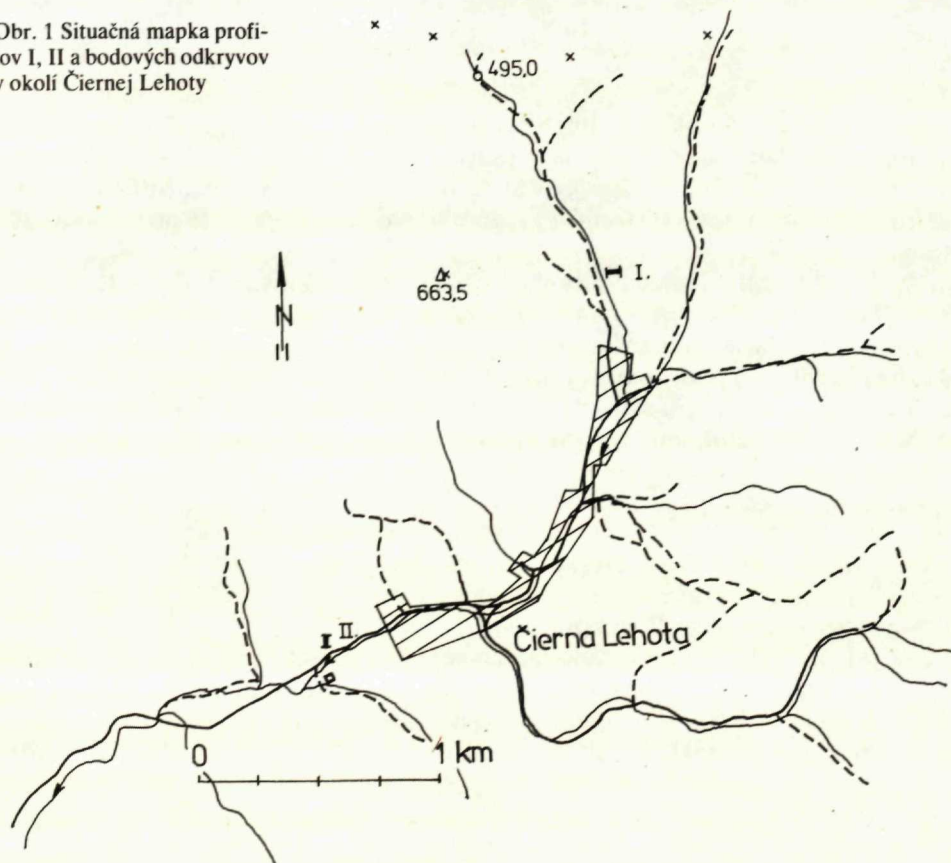
Litológia a mikrofacie vrchnej jury a spodnej kriedy

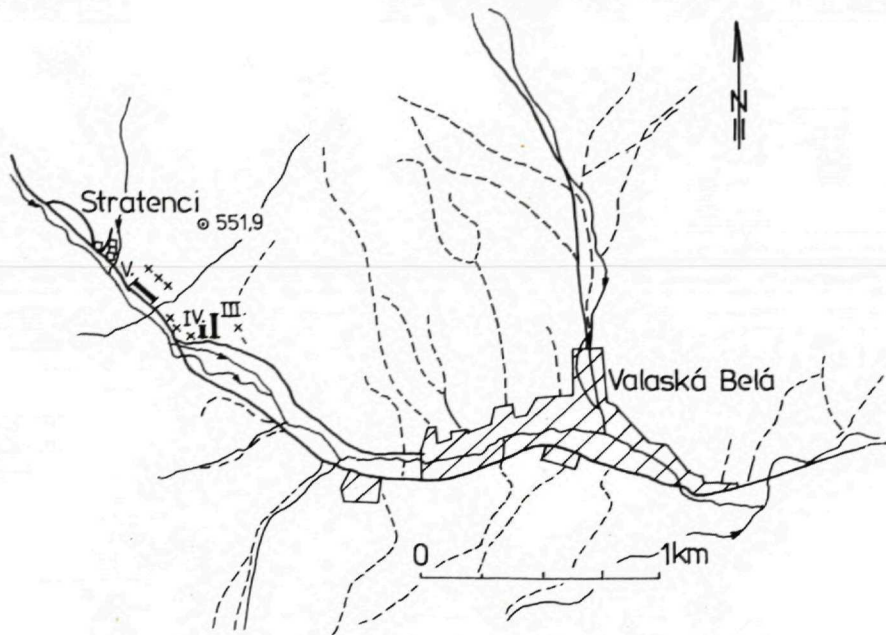
Podrobné štúdium belianskej série sa vykonalo v dvoch oblastiach: v okolí Čiernej Lehoty (obr. 1) a zsz. od Valaskej Belej (obr. 2).

V oblasti Čiernej Lehoty sme podrobne preštudovali dva profile: Profil I, asi 300 m s. od Čiernej Lehoty a asi 600 m v. od kóty 663,5 — východný svah doliny Starej Bebravy (tab. I. obr. 1). Tento profil vyobrazuje aj M. Maheľ (in M. Maheľ et al. 1967, tab. XII). Profil II, z. od Čiernej Lehoty asi 250 m. Okrem toho sme bodovo vyberali vzorky z kóty 663,5 a okolia kóty 495,0, s. od Čiernej Lehoty.

V oblasti Valaskej Belej (obr. 2) sme preštudovali profile zsz. od obce, j. od kóty 551,9 — profil III, IV (tab. II obr. 1) a v súteske štátnej cesty Ilava — Valaská Belá (tab. I. obr. 2) zsz. od obce a jv. od lazú Stratenci — profil V. Okrem toho boli aj z tejto oblasti preštudované bodové vzorky.

Obr. 1 Situačná mapka profilov I, II a bodových odkryvov v okolí Čiernej Lehoty





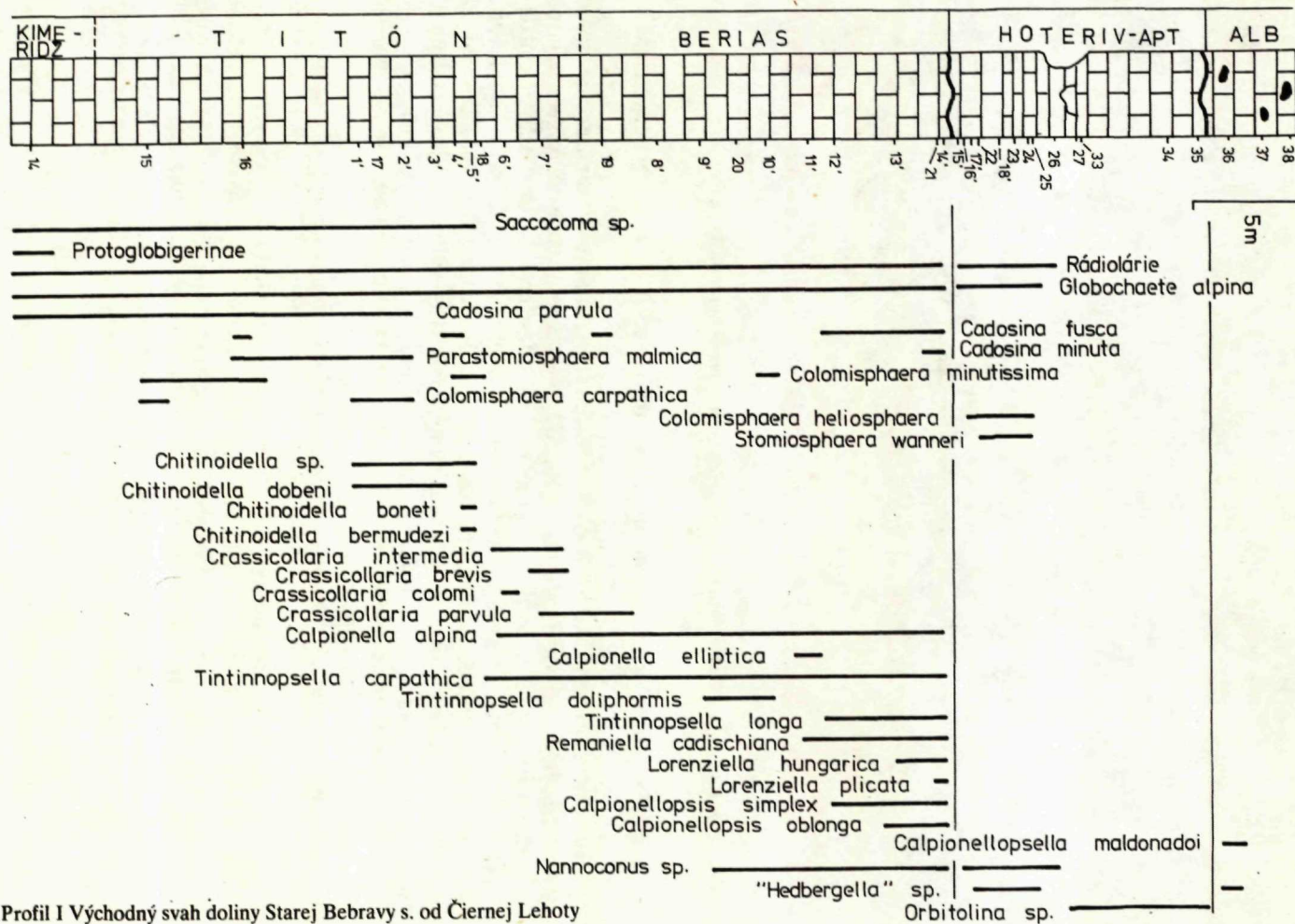
Obr. 2 Situačná mapka profilov III—V a bodových odkryvov zsz. od Valaskej Belej

Mikrofaciálny výskum sme začali od sivoružovkastých až červenohnedých masívnych až nejasne hľuznatých vápencov.

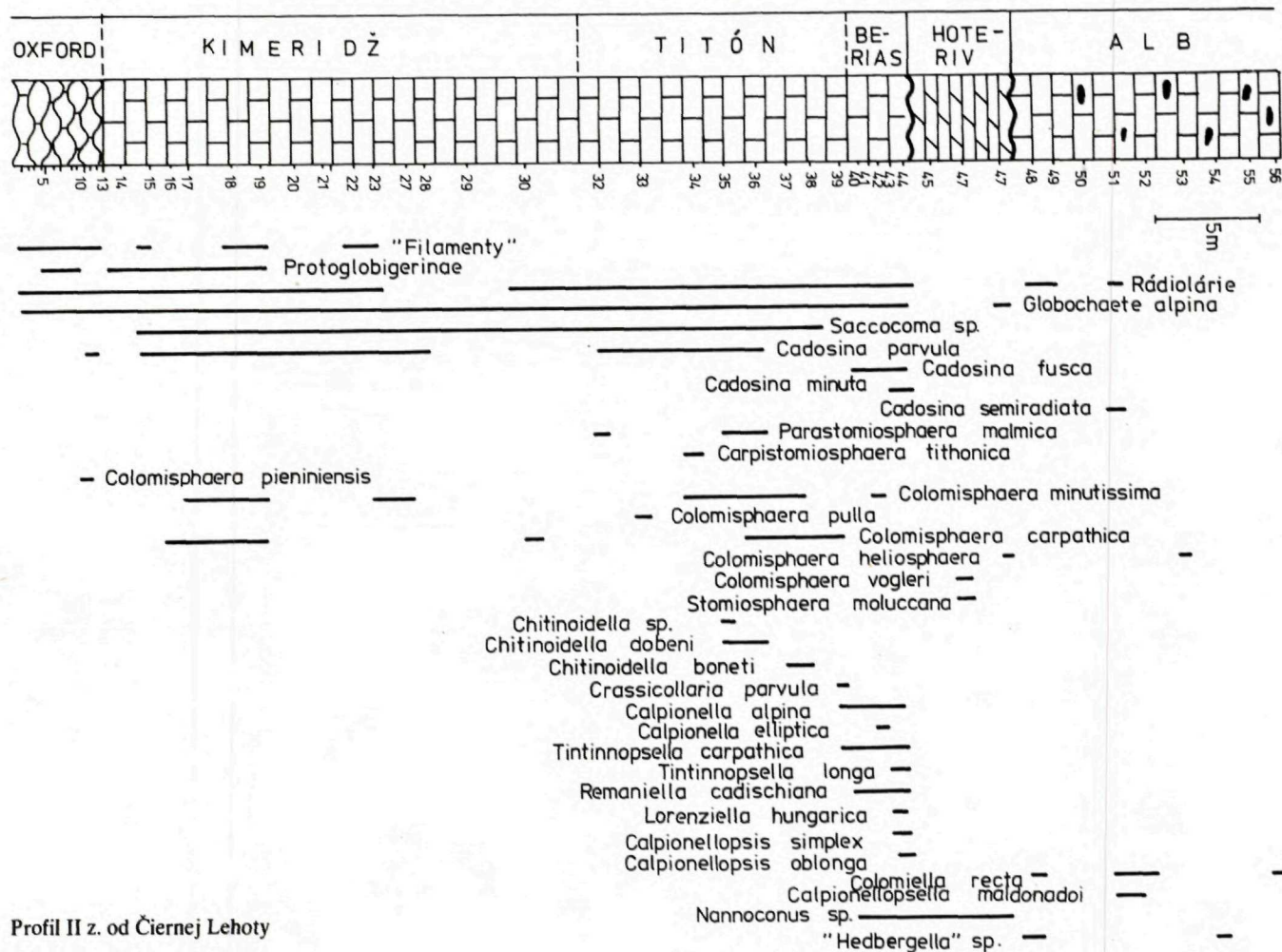
Bat. V malej plošinke pod východným svahom doliny Starej Bebravy s. od Čiernej Lehoty — pod profilom I (obr. 1) — vystupujú sivé až ružové nejasne hľuznaté vápence s nepravidelnou polohou krinoidových vápencov. Vápence obsahujú drobné neptunické dajky milimetrového rádu (tab. IV obr. 2) a laminované výplne dutín prestúpené dajkami (tab. IV obr. 1). Vápenec je biomikritový až biomikrosparitový. Obsahuje hojne drobný biodetrit — úlomky schránok lameli-branchiátov a echinodermové články. Dajky sú mikritové s hojným Fe-pigmentom. Zriedkavo obsahujú veľmi jemnú organogénnu drvinu, ktorá najpravdepodobnejšie pochádza zo schránok ostrakódov.

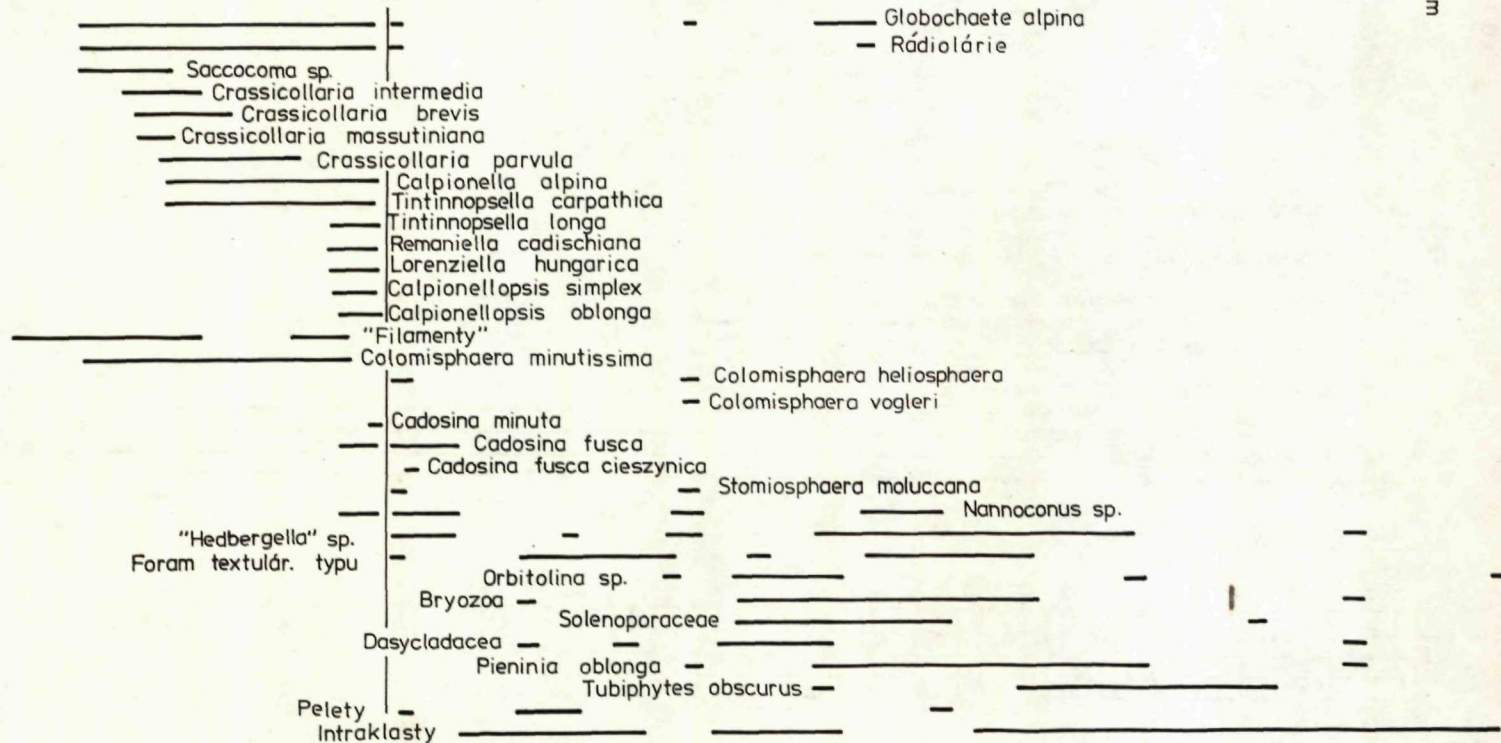
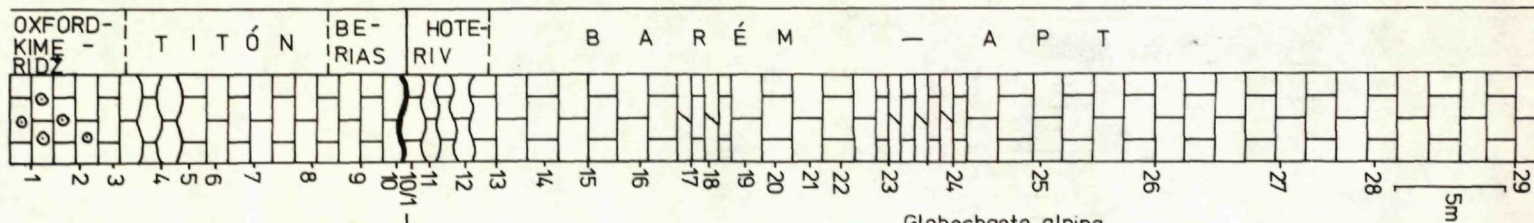
V nadloží sivých až ružovkastých vápencov vystupujú červenohnedé nejasne hľuznaté vápence. Sú biomikritové až biomikrosparitové. Z organických zvyškov hojnejšie obsahujú „filamenty“ (tab. V obr. 1), echinodermové články, ostrakódy, foraminifery (*Ophthalmidium* cf. *carinata* Leischner, *Lenticulina* sp., sesilne a aglutinované foraminifery) a *Globochaete alpina* Lombard. Z ostatných alochémov sú zriedkavé intraklasty veľkosti 1,5 mm (tab. V obr. 2), ojedinele až do 4 mm. Vápence majú nepatrnú prímes klastického kremeňa pieskovej veľkosti. Zrná kremeňa sú angulárne, niekedy korodované kalcitom, ich veľkosť kolíše v rozmedzí 0,1—0,5 mm.

V tejto stratigrafickej úrovni sa vo výbrusoch ešte nevyskytujú protoglobigeríny a kadosíny, na základe čoho ich zaraďujeme do batu.



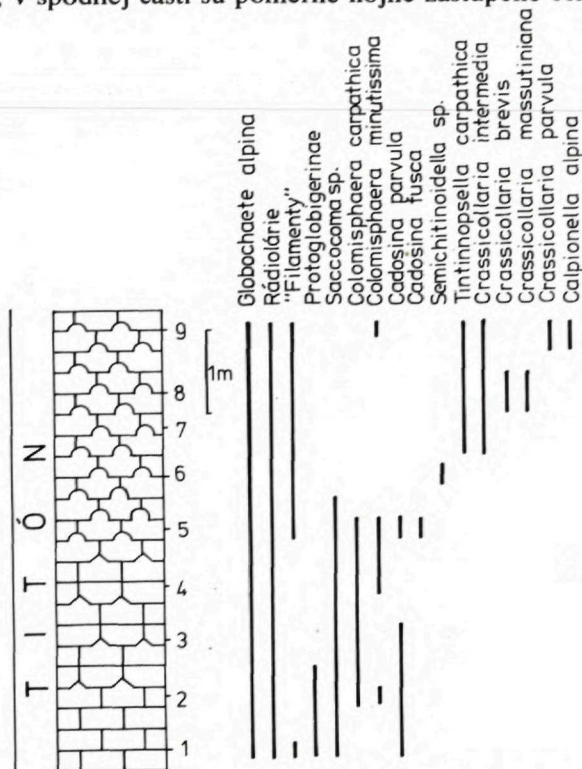
Profil I Východný svah doliny Starej Bebravy s. od Čiernej Lehoty





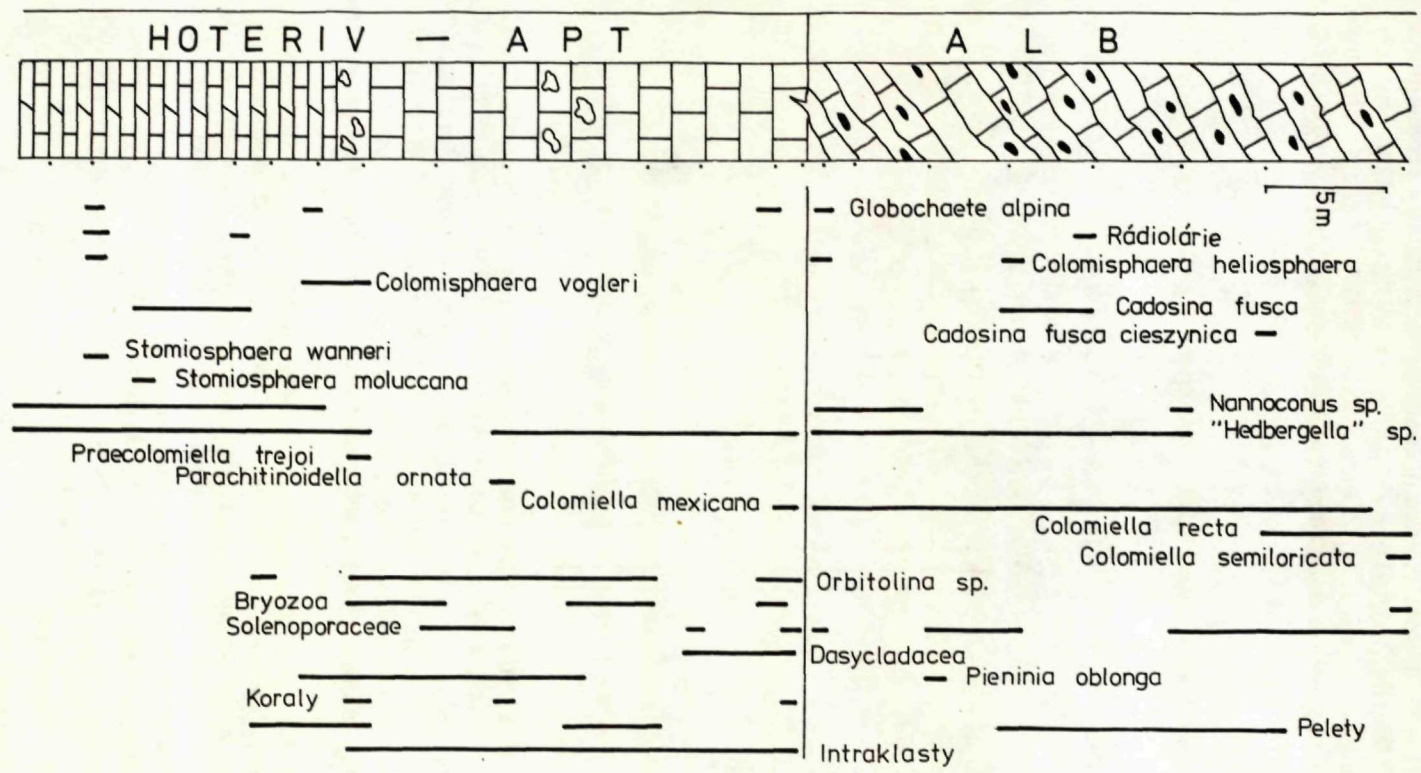
Profil III v. okraj opusteného kameňolomu zsz. od Valaskej Belej

Kelovej—oxford. Smerom do nadložia sú vápence naďalej červenohnedé masívne a nejasne hľuznaté. Mikroskopicky sú väčšinou zastúpené biomikrosparity, zriedkavejšie biomikrity a biosparsity. Z organických zvyškov hojnejšie obsahujú „filamenty“, v spodnej časti sú pomerne hojne zastúpené echinodermové články,



Profil IV opustený kameňolom zsz. od Valaskej Belej

ktoré majú často štruktúru zvýraznenú hematitovým pigmentom, Niekedy sú však v hornine rekrystalizované a javia sa ako monokryštály kalcitu. Ostatné zložky sú zriedkavé — *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolárie, foraminifery (*Lenticulina* sp., *Patellina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Tetrataxis* sp., *Nodosaria* sp., *Fronicularia* sp., *Vidalina* sp., a *Protoglobigerinae* — v prierezoch sa často javia ako štvorkomôrkové rekrystalizované globigeríny), ostrakódy, aptychy, prierezy juvenilnými amonitmi, machovky, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Gemeridella minuta* Borza et Mišik., *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott, gastropódy, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Stomiosphaera* cf. *colomi* Durana Delga, ostne ježoviek, hrubšie úlomky schánok lamelibranchátov, sklerity holotúrií, články ofiúr, vo vyššej časti *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera pieniniensis* (Borza) a biodetrit. Vápence v spodnej časti zriedkavo obsahujú pelety a intraklasty, v celej časti sa vyskytujú zrná klastického kremeňa (0,3—0,5 mm). Zrná kremeňa sú niekedy korodované, inokedy polámané. Zriedkavo okolo nich pozorovať hematitové lemy. Z autigénnych minerálov sa zriedkavo nachádzajú kryštálky kremeňa, veľmi vzácne klenčeky dolomitu. Len ojedinele pozorovať opticky zhodné dorastanie zrn kremeňa. Vápence sú hojne preštrúpané mikrotylo-



Profil V v. od lazú Stratenci v súteske zsz. od Valaskej Belej.

litmi, ktoré sú zvýraznené Fe-pigmentom. Viazu sa na okraj krinoidových článkov, na úlomky schránok lamelibranchiátov, na styk mikritu a mikrosparitu, ale nachádzajú sa aj v samotnom mikrite. Červenohnedú farbu vápencov spôsobuje jemne rozptýlený hematitový pigment. Vápence zriedkavo obsahujú mikrodačky a dutiny.

Mikrodačky tvorí obdobný kalový vápenec ako okolná hornina, niekedy sú mierne zrnitejšie, majú však menej Fe-pigmentu a neobsahujú krinoidové články.

Dutinky majú spodnú časť vyplnenú sivohnedastým, iné červenohnedastým vápencom, vrchnú časť dutín vyplňa sparit. Ojedinele sa v niektorých dutinách vyskytuje aj jemná laminácia. Niektoré dutinky vyplňa sivý mikrosparitový vápenec. Z vyššie uvedeného vyplýva, že ide o „filamentovú“ mikrofáciu („filamenty“ — juvenilné lastúrniky pripisované druhu *Bositra buchi* (Roemer)). Na bioturbáciu v tejto fácií poukazuje zvrátenie sedimentu limnivornými živočíchmi a neprítomnosť subparalelného usporiadania juvenilných schránok lamelibranchiátov.

Na základe výskytu *Protoglobigerinae* zaraďujeme vyššie opísané vápence do keloveju—oxfordu. Oxford potvrdzuje prítomnosť *Cadosina parvula* Nagy.

Kimeridž zastupujú červenohnedé, ružové a ružovosivé masívne vápence často prestúpené stylolitmi. Sú biomikritové, niekedy slabo rekryštalizované, biomikrosparitové. Z organických zvyškov obsahujú *Saccocoma* sp. (tab. V obr. 2), kalcifikované rádiolárie, *Globochaete alpina* Lombard, *Globochaete tatrca* Radwański (ojedinele; tab. XII. obr. 1,2), echinodermové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery (*Protoglobigerinae* — tab. X obr. 1 — *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Tetrataxis* sp., *Patellina* sp.), ostrakódy, „filamenty“, *Colomisphaera minutissima* (Colom), *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Cadosina parvula* Nagy (tab. X obr. 2), aptychy, amonity, gastropódy, *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza, *Didemnoidea* moreti (Durand Delga), *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Aeolisaccus* sp., články ofiúr a uniseriálne machovky. Z autigénnych minerálov sú miestami hojné kryštáliky kremeňa, zriedkavé klenčky dolomitu, pyrit a glaukonit. Z klastickej prímеси sa nachádzajú zrná kremeňa prevažne prachovej veľkosti a ojedinele zirkón. Mikrostylolity bývajú zvýraznené Fe-pigmentom. Vápence obsahujú niekedy hnedasté škvrny, v ktorých pozorovať zvýšené množstvo Fe-pigmentu; tento sa často viaže aj na úlomky schránok lamelibranchiátov, ktoré sú rekryštalizované a často korodované. Ich transport zo susedného sedimentačného prostredia je málo pravdepodobný, zálivovité korózie by sa boli odlámali. Niekedy sú časti schránok úplne oddelené, čo dokazuje rozpúšťanie „in situ“.

Podľa kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých zložiek v kimeridži v rámci sakokómovej fácie možno odlišiť nasledovné mikrofácie: a) protoglobigerínovú, b) protoglobigerínovo-lamelibranchiátovú, c) protoglobigerínovo-rádioláriovú, d) sakokómovú s echinodermovými článkami a sakokómovú.

Titón. V spodnej časti titónu vystupujú sivé až sivoružovkasté masívne vápence (v profile III červenohnedé nejasne hľuznaté vápence). Sú biomikritové, miestami biosparitové. Z organických zvyškov obsahujú predovšetkým *Saccocoma* sp. (tab. VI obr. 1) a *Globochaete alpina* Lombard, ďalej echinodermové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, ostrakódy, *Parastomiosphaera malmica* (Borza), *Colomisphaera minutissima* (Colom) — (tab. X obr. 4), *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Cadosina parvula* Nagy, *Cadosina fusca* Wanner, *Carpistomiosphaera*

tithonica Nowak (tab. X obr. 7, 8), rádiolárie, *Didemnum carpathicum* Mišík et Borza, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Theelia* sp. a organogénnu drvinu. Z autigénnych minerálov sa zriedkavo nachádzajú kryštality kremeňa, ojedinele živce a klenčeky dolomitu. Z klastickej prímеси sa zriedkavo vyskytujú zrná kremeňa prachovej veľkosti. Zriedkavo sa vyskytujú malé dutinky s vnútornou sedimentáciou.

Vyššie opísané vápence začleňujeme do spodného titónu — zóna „*malmica*“.

Západoseverozápadne od Valaskej Belej (profil III) sa vyskytujú červenohnedé hľúznaté vápence s malými rohovcami. Majú obdobnú asociáciu organických zvyškov. V nich sa vyskytujú aj intraklasty so *Saccocoma* sp. — niektoré majú limonitové povlaky. Takéto povlaky sme zistili aj na niektorých rekrystalizovaných úlomkoch schránok lamelibrachiátov, ktorých okraje boli korodované.

Stredný titón. Smerom do nadložia sa charakter vápencov podstatnejšie nemení. Severne od Čiernej Lehoty (profil I) sa v nich ojedinele vyskytujú malé ružovkaté rohovce. Vápence sú biomikritové, miestami slabo rekrystalizované. Z organických zvyškov obsahujú *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, rádiolárie, *Chitinoidea dobeni* Borza (tab. XI obr. 6—8), *Chitinoidea* sp., *Parastomiosphaera malmica* (Borza) — (tab. X obr. 9, 10), *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera carpathica* (Borza) — (tab. X obr. 5, 6), „filamenty“, gastropódy, aptychy, amonity, úlomky schránok lamelibrachiátov, echinodermové články, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Didemnum carpathicum* Mišík et Borza (tab. X obr. 16), *Aeolisaccus* sp., ostrakódy, belemnity, foraminifery. Ide o subzónu *Chitinoidea dobeni*.

Podľa kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých organických zvyškov môžeme v rámci tejto podzóny vyčleniť mikrofaciu sakokómovo-globochétovej, ktorá sa vyskytuje v spodnej časti subzóny.

Vápence obsahujú tiež mikrodajky vyplnené biopelsparitom. Mikrodajky majú obdobnú asociáciu organických zvyškov ako samotné vápence, a preto predpokladáme, že sú synsedimentárne.

V amonitoch sa zachovali libely (štruktúry polarit).

Smerom do nadložia sa charakter vápencov nemení. V asociácii organických zvyškov namiesto *Chitinoidea dobeni* Borza sa objavuje *Chitinoidea boneti* Doben (tab. XI obr. 9, 10) doprevádzaná *Chitinoidea bermudezi* (Furrazola Bermudez) — (tab. XI obr. 11) a *Chitinoidea cubensis* (Furrazola Bermudez). Ide o podzónu *Chitinoidea boneti*.

Aj v týchto vápencoch sa vyskytujú dutinky s vnútornou sedimentáciou (tab. IV obr. 3). Zóna *Chitinoidea boneti* bola zistená len v oblasti Čiernej Lehoty, v oblasti Valaskej Belej chýba.

Nad zónou *Chitinoidea* by sa mala nachádzať zóna *Praetintinnopsella*. Táto zóna nebola zachytená ani v jednom profile, ani napriek hustejšiemu výberu vzoriek. Len v profile IV sa zistila *Semichitinoidea* sp., ktorá sa vyskytuje v asociácii s rodom *Praetintinnopsella*.

Vrchný titón (zóna *Crassicollaria*). Kým v oblasti Čiernej Lehoty je vrchný titón zastúpený svetlosivými masívnymi vápencami so slabým hnedastým nádychom, v oblasti Valaskej Belej je vyvinutý vo forme červených hľúznatých vápencov. Obe

fácie vápencov sú mikritové. Z organických zvyškov obsahujú *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — malé formy, *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga) — (tab. XI obr. 1), *Crassicollaria cf. brevis* Remane (tab. XII obr. 2), *Crassicollaria massutiniana* (Colom), *Crassicollaria parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz — (tab. XII obr. 5), *Crassicollaria colomi* Doben (tab. XII obr. 4), *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolárie, úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, články ofiúr, amonity, aptychy, foraminifery (*Petellina* sp., *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp. a i.), ostrakódy, „filamenty“, uniseriálne machovky a gastropódy.

Globochéty vrchného titónu ukazujú maximum rozkvetu, majú rozmanité tvary a veľkosť. Časté sú sesilne formy a formy s „vláknom“. Niekedy sú „vlákna“ jemne rebrované (tab. XI obr. 3).

Vrchný titón-berias (zóna *Calpionella*). Smerom do nadložia sa makroskopický charakter hornín v podstate nemení (v oblasti Čiernej Lehoty vystupujú svetlosivé vápence s hnedastým nádychom, v oblasti Valaskej Belej červenohnedé a ružovo-hnedasté hľuznaté vápence). Vápence sú biomikritové. V mikroskope pozorovať ubúdanie zástupcov rodu *Crassicollaria* a nastáva veľký rozvoj *Calpionella alpina* Lorenz (tab. VI obr. 2), ktorú doprevádzajú *Crassicollaria parvula* Remane (tab. XII obr. 3), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — malé formy, *Tintinnopsella doliphormis* (Colom), *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolárie, ostrakódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, foraminifery, *Colomisphaera minutissima* (Colom), *Cadosina fusca* Wanner, juvenilné amonity, aptychy, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza, gastropódy, ostne ježoviek, články ofiúr a nanokóny. Vo vyššej časti týchto vápencov sa vyskytuje tiež *Calpionella elliptica* Cadisch, *Remaniella cadischiana* (Colom). Aj v týchto vápencoch sa vyskytujú dutinky s vnútornou sedimentáciou.

Berias (zóna *Calpionellopsis*) zastupujú ružovohnedasté a svetlosivé masívne vápence so slabým hnedastým nádychom. Sú mikritové a mikrosparitové. Zóna sa začína ojavením rodu *Calpionellopsis*. Vápence z organických zvyškov obsahujú *Calpionellopsis simplex* (Colom) — (tab. XII obr. 8), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) — (tab. XII obr. 9), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — veľké variety (tab. VI obr. 3, tab. XII obr. 6), *Tintinnopsella longa* (Colom) — (tab. XII obr. 7), *Remaniella cadischiana* (Colom) — (tab. XII obr. 10), *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy, *Lorenziella plicata* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, ktorá sa v tejto zóne vyskytuje zriedkavejšie. Z ďalších organických zvyškov sa vyskytujú *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina minuta* Borza (vo vyššej časti; tab. X obr. 11), *Colomisphaera minutissima* (Colom), foraminifery, ostrakódy, kalcifikované rádiolárie, články ofiúr, ostne ježoviek, *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Aeolisaccus* sp., aptychy, echinodermové články a úlomky schránok lamelibranchiátov, ktorých podiel v najvyššej časti stúpa. Vo vrchnej časti sa zriedkavo vyskytujú pelety a extraklasty.

Ani v jednom profile nebola zistená zóna *Calpionellites*, ktorá zodpovedá valanginu.

Hoteriv—apt. Nad sivými masívnymi vápencami so slabým hnedastým nádychom, s. od Čiernej Lehoty (profil I), ležia svetlosivé doskovité vápence, kým v profiloch II a V slienité vápence s bridličnatým rozpadom a v profile III nejasne hľuznaté slienité vápence, ktoré obsahujú pyritové konkrécie do veľkosti 4 cm. Konkrécie pyritu sú vo väčšine prípadov limonitizované. Doskovité vápence a slienité vápence sú biomikritové. V podstate majú rovnakú asociáciu organický zvyškov. Hojne obsahujú *Nannoconus* sp., ostatné zložky sú zriedkavé — úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, foraminifery (*Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., „*Hedbergella*“ sp., *Opthalmidium* sp., *Bigenerina* sp. a textuláriové typy), kalcifikované rádiolárie, ihlice silicispongií, *Globochaete alpina* Lombard, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Cadosina fusca* Wanner — niekedy zatláčaná kremeňom, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — (tab. X obr. 12, 13), *Colomisphaera vogleri* (Borza), *Stomiosphaera wanneri* Borza (tab. X obr. 14), *Stomiosphaera echinata* Nowak, ostrakódy, články ofiúr, ostne ježoviek, *Aeolisaccus* sp., krátke „vlákna“, uniseriálne machovky, aptychy, juvenilné schránky amonitov, *Theelia* sp., drobná organogénna drvina. Zriedkavo sa vyskytujú autigénne kryštáliky kremeňa, ojedinelé zrná glaukonitu, fosfátové minerály a pyrit. Zriedkavo sa vyskytujú zrná klastického kremeňa do veľkosti 0,3 mm. V profile III vápence miestami obsahujú pelety, zriedkavo extraklasty — úlomky vápenca s *Calpionella alpina* Lorenz, úlomky vápenca s *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) a *Remaniella cadischiana* (Colom). Vápence sú zriedkavo prestúpené stylolitmi.

V tejto fácií sa vyskytuje aj horizont rádioláριοvo-spongolitový (tab. VI obr. 4), v ktorom sa popri rádioláriách a ihliciach silicispongií vyskytujú „*Hedbergella*“ sp., echinodermové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, „vlákna“, *Patellina* sp., *Spirillina* sp., *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler). Ihlice silicispongií, rádiolárie, ako aj niektoré foraminifery sú prekremenené. Podobnú fáciu z neokómu manínskej série uvádza M. Mišík (1957).

Keďže v profiloch nebola zachytená zóna *Calpionellites*, ani čisto nanokónová fácia bez foraminifer, predpokladáme, že hiát zodpovedá valanginu — spodnému hoterivu. Vyššie opísané vápence by potom zodpovedali vrchnému hoterivu-barému.

Severne od Čiernej Lehoty vo východnom svahu doliny Starej Bebravy na báze masívnych vápencov urgónskeho typu sa nachádza 0,5 m hrubá poloha, o ktorej M. Maheľ (1959) predpokladal, že ju tvoria okruhliaky titónskych vápencov. Neskôr (M. Maheľ in M. Maheľ et al. 1967, s. 145) začleňoval okruhliaky do beriasu. Mikrofaciálna analýza však ukázala, že mikrofaciálny charakter týchto vápencov je zhodný s mikrofáciou doskovitých vápencov v ich tesnom podloží a najpravdepodobnejšie zodpovedajú barému. Ide tu o zvláštny typ vyvetrávania vápencov.

Nad slienitými vápencami vystupujú sivé masívne vápence, v spodnej časti ktorých sa vyskytujú tenšie polohy slienitých vápencov (profil III). Na vyvetralom povrchu masívnych vápencov pozorovať rôzne organické zvyšky, medzi nimi koraly, orbitolíny, úlomky schránok lamelibranchiátov a echinodermové články.

Vo výbrusoch pozorovať, že slienité vápence tvoriace polohy v masívnych vápencoch sú biomikritové. Obsahujú hojne *Nannoconus* sp., z ďalších zložiek hojne drobnú organogénnu drvinu, zriedkavo „*Hedbergella*“ sp., úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, ostrakódy, ojedinele *Patellina* sp., *Streblospira* sp., foraminifery textuláriového typu, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Didemnoides moreti* (Durand Delga) a *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler). Zriedkavo sa vyskytuje pyrit a glaukonit.

Masívne vápence sú intrasparitové a biointrasparitové, zriedkavo sa vyskytujú pelsparity a len ojedinele intramikrity. Tvoria ich intraklasty a bioklasty veľkosti 0,3—1,0 mm. Niekedy sa vyskytujú aj väčšie úlomky (tab. VII obr. 1).

Z organických zvyškov obsahujú echinodermové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery (textuláriové typy, „*Hedbergella*“ sp. miliolidy, *Nautiloculina* sp. a i.), *Dasycladacea* (tab. VII obr. 3), *Acicularia* sp., orbitolíny (tab. VII obr. 2), machovky, koraly, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík (tab. XI obr. 4), *Didemnoides moreti* (Durand Delga). *Tubiphytes obscurus* Malov, úlomky solenopor, články ofiúr a ostne ježoviek. Zriedkavo obsahujú kryštáliky autigénneho kremeňa, ktorý niekedy vytvára rôzne zrasty.

V tomto komplexe vápencov, v záreze štátnej cesty zsz. od Valaskej Belej, sa vyskytujú sivohnedasté celistvé vápence. Sú mikritové, pelmikritové až pelmikrosparitové. Z organických zvyškov obsahujú *Praecolomiella trejoi* Borza, *Praecolomiella boneti* Borza, *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo (tab. VIII obr. 2), *Deflandronella veracruzana* (Trejo), *Deflandronella tunuis* (Trejo), „*Hedbergella*“ sp., *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Aeolisaccus* sp., echinodermové články, machovky a úlomky schránok lamelibranchiátov. Na základe uvedenej asociácie zaraďujeme vyššie opísané vápence do aptu.

V profile V, jv. od lazú Stratenci (obr. 2), sa v masívnych urgónskych vápencoch vyskytujú polohy brekciovitých až zlepenec, ktoré svojou stratigrafickou pozíciou zodpovedajú zlepencom z bradla Skalica (jz. od Dolného Moštenca — porov. K. Borza — E. Köhler — O. Samuel 1979).

Brekciovitý vápenc tvoria úlomky svetlejšieho intrasparitového vápenc, ktoré sú uložené v tmavom biomikrite. Biomikrit obsahuje drobnú organogénnu drvinu, úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery, *Colomisphaera vogleri* (Borza), *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), orbitolíny, ostne ježoviek a fosfátový minerál.

Úlomky intrasparitov sú tvorené intraklastmi, ktoré sú prevažne rekryštalizované. Z organických zvyškov obsahujú úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, machovky, koraly, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík a ojedinele *Praecolomiella trejoi* Borza.

V intrasparitoch sa miestami vyskytujú polohy, z ktorých nebol kalový materiál úplne vymytý. V takejto polohe sa našla aj *Parachitinoidea ornata* Borza (tab. VIII obr. 1).

Najvyššie časti masívnych vápencov urgónskeho typu sú prevažne organogénno-klastické. Štruktúru majú intrasparitovú až intrabiomikritovú. Miestami sa vyskytujú rudity. Tvorené sú peletami a intraklastmi. Medzi intraklastmi sa vyskytujú aj

extraklasty, a to mikrity s „*Hedbergella*“ sp., mikrity s *Calpionella alpina* Lorenz a mikrity s *Globochaete alpina* Lombard. Asociácia organických zvyškov v masívnych vápencoch je obdobná ako u prv opísaných masívnych vápencov, avšak navyše sa v nich nachádzajú *Globochaete alpina* Lombard, gastropódy a *Colomiella mexicana* Bonet. Táto forma sa našla aj v úlomku masívneho vápenca, ktorý bol v sutine pod stenou j. od kóty 551,9 zsz. od Valaškej Belej.

A1b. V nadloží sivých masívnych vápencov urgónskeho typu vystupujú tmavosivé rohovcové vápence. Ich vzťah k podložným vápencom v profile I nie je jasný pre nedostatočné odkryvy. Na základe mikrofaciálnych výskumov však predpokladáme hiát medzi aptom a albom. V profile II vápence albu vystupujú nad slienitými vápencami hoterivu a možno aj spodného barému, v profile III vápence albu tvoria dajky v masívnych vápencoch urgónskeho typu, v profile V ležia diskordantne na vápencoch urgónskeho typu.

Rohovcové vápence sú väčšinou tmavosivé, jemnozrnné i celistvé, miestami čiastočne krinoidové, hľuzy rohovcov sú čierne, guľovité i nepravidelného tvaru. Pri navetrávaní rohovce často javia koncentrickú stavbu. V oblasti Čiernej Lehoty rohovcové vápence často tvoria strmé skalné steny. Miestami dosahujú hrúbku do 80 m. Mikroskopicky sú mikritové, biomikritové, biopelmikritové a mikrosparitové. Z organických zvyškov obsahujú hojne drobnú organogénnu drvinu (0,01—0,2 mm; tab. VIII obr. 3), *Colomiella recta* Bonet (tab. XII obr. 14), *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo, echinodermové články, úlomky schránok lamelibranchiátov — niekedy silicifikované foraminifery — „*Hedbergella*“ sp., textuláriové typy, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Patellina* sp., — úlomky solenopor (tab. VIII obr. 4, tab. X obr. 5), ostrakódy, ostne ježoviek, rádiolárie, ihlice húb, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Cadosina cf. semiradiata* Wanner (tab. X obr. 20), *Cadosina semiradiata olzae* Nowak (tab. X obr. 15), serpule a machovky. Západo-severozápadne od Valaškej Belej sa v profile V okrem uvedených organických zvyškov ešte vyskytujú *Colomiella mexicana* Bonet, *Colomiella coahuilensis* Trejo, *Colomiella semiloricata* Trejo, *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) a nanokóny. Z autigénnych minerálov obsahujú kryštálky kremeňa, živce, klenčky dolomitu, pyrit a glaukonit. Vápence zriedkavo obsahujú klastické zrná kremeňa, ojedinele zirkón, miestami pelety, intraklasty a ojedinele aj extraklasty — mikrit s *Calpionella alpina* Lorenz.

Rohovce tvorí mikrokryštalický kremeň a chalcedón. Zriedkavo v nich pozorovať svetlejšie sférické prierezy, ktoré najpravdepodobnejšie patria rádioláriám. Rohovce často obsahujú nepravidelné karbonátové uzavreniny a autigénne kryštálky kalcitu.

Rohovcové vápence zaraďujeme na základe kolomiel do spodného albu. M. MaheI (1958, 1959, 1961, 1967) predpokladal, že rohovcové vápence vystupujú uprostred bridličnatopieskovcového súvrstvia a patria vrchnému albu.

Slaboglaukonitické krinoidové vápence. V izolovaných odkryvoch sz. a v. od kóty 495,0 s. od Čiernej Lehoty vystupujú krinoidové vápence s glaukonitom. Vo väčšine prípadov sú biomikritové, len zriedkavo biosparitové. Z organických zvyškov obsahujú predovšetkým echinodermové články — väčšinou rekrystalizované, zried-

kavo majú sieťovitú štruktúru. Z ďalších organických zvyškov sú to úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery — predovšetkým „*Hedbergella*“ sp., *Cadosina oraviensis* Borza — často prekremená, (tab. IX obr. 1) zriedkavo *Calcisphaerula innominata* Bonet a ihlice húb. Vo vápenci sa miestami hojne vyskytujú zrná glaukonitu, zriedkavejšie fosfátové zrná a pyrit. Z klastickej prímеси sa zriedkavo nachádzajú zrná kremeňa do veľkosti 0,3 mm. Miestami vápence obsahujú tmavosivé až čierne rohovce tvorené mikrokryštalickým kremeňom a chalcedónom.

Nakoľko vápence obsahujú *Cadosina oraviensis* Borza, ktorá vystupuje v nadloží kolomiel spodného albu, a *Calcisphaerula innominata* Bonet, ktorá sa objavuje vo vrchnom albe, predpokladáme, že glaukonitické vápence patria vrchnej časti spodného albu až najspodnejšej časti vrchného albu.

Kalcisferulové vápence vystupujú v bodových odkryvoch sz. a v. od kóty 495,0. Ide o tenkolavicovité až doskovité tmavosivé vápence miestami slabo slienité. Vo väčšine prípadov sú slabo rekrystalizované — biomikrosparitové. Z organických zvyškov obsahujú veľmi hojne *Calcisphaerula innominata* Bonet (tab. IX obr. 3), zriedkavo *Cadosina callosa* Knauer (tab. X obr. 21), *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pithonella trejoi* Bonet, *Bonetocardiella conoidea* (Bonet), rádiolárie, „*Hedbergella*“, sp., úlomky schránok lamelibranchiátov a ostrakódy. Vápence sú vo väčšine prípadov prestúpené tenkými žilkami „vláknitého“ kalcitu („azbestový“). Okolo žiliek sa často vyskytujú ílovité šmuhy. Bežne sa vyskytuje pyrit vo forme globúl, prípadne pyritizuje organické zvyšky. Z klastickej prímеси sa nachádza prachový kremeň a ojedinele jemné lupienky muskovitu. Uvedené vápence zaraďujeme do vrchného albu na základe hojného výskytu *Calcisphaerula innominata* Bonet, zriedkavo sa vyskytuje *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) a *Pithonella trejoi* Bonet. Je najpravdepodobnejšie, že sa vyskytujú na báze piesčito-bridlíčnatého súvrstvia vrchného albu.

Neptunické dajky

V záreze štátnej cesty zsz. od Valaskej Belej a vyššie vo svahu v súteske v masívnych vápencoch aptu sa nachádzajú viaceré neptunické dajky (výplne puklín mladšími sedimentmi — „Spaltenfüllung“).

a) Výplň spodnoalbská. Tvoria ju sivé celistvé vápence so slabým hnedastým nádychom. Vápenec je mikritový, obsahuje drobnú organickú drvinu, ojedinele *Colomiella recta* Bonet (tab. XII obr. 13), *Colomiella semiloricata* Trejoi (tab. XII obr. 15, 16), uniseriálne machovky a ostrakódy.

b) Výplň vrchnoalbská. Zastúpená je ružovohnedastým až červenohnedastým vápencom. Je biomikritový, miestami slabo rekrystalizovaný — mikrosparitový. Z organických zvyškov obsahuje *Calcisphaerula innominata* Bonet (tab. IX obr. 2), *Cadosina* of. *oraviensis* Borza, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Colomispheera* cf. *heliosphaera* (Vogler), „*Hedbergella*“ sp., „filamenty“, *Globochaete alpina* Lombard a *Aeolisaccus* sp. Zriedkavo sa vyskytujú zrná klastického kremeňa a zrná glaukonitu. Ide o kalcisferulovú mikrofáciu.

Kalcisferulové dajky sa čiastočne odlišujú. V niektorých sa hojnejšie vyskytujú

„hedbergely“, v iných sa dosť bežne nachádza *Codosina oraviensis* Borza (tab. X obr. 18, 19), v iných sa vyskytuje len *Calcisphaerula innominata* Bone t. Niekedy je vápenec laminovaný. Predpokladáme, že i medzi dajkami kalcisferulovými sú isté, i keď malé, vekové rozdiely.

c) Výplň neistého stratigrafického postavenia (alb). Tvorí ju hnedastý celistvý mikritový vápenec. Z organických zvyškov hojnejšie obsahuje drobnú organogénnu drvinu, ojedinele úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články *Hedbergella* sp., a *Patellina* sp.

Závery

Z belianskej série sú z hľadiska litologicko-mikrofaciálneho opísané vápence od batu až do vrchného albu. Tak ako v oblasti bradlového pásma (porov. K. Borza 1969, 1974), aj v belianskej sérii možno odlišiť nasledovné zóny:

stupeň	zóna	poznámka
kimeridž	<i>Saccocoma</i>	
spodný titón	„malmica“	
stredný titón	<i>Chitinoidea</i>	len v Čiernej Lehote
stredný titón — vrch. titón	<i>Praetintinopsella</i>	nebola zistená
vrchný titón	<i>Crassicollaria</i>	
vrchný titón — sp. berias	<i>Calpionella</i>	
berias	<i>Calpionellopsis</i>	
valagin	<i>Calpionellites</i>	chýba
spodný alb	<i>Colomiella</i>	
spodný — vrchný alb	„oraviensis“	
vrchný alb	<i>Calcisphaerula</i>	

Poznamenávame, že zóna *Chitinoidea* bola zistená v oblasti Čiernej Lehoty v obidvoch profiloch, v oblasti Valaskej Belej ani v jednom. Zóna *Praetintinopsella* nebola zistená ani v jednom profile. Iba v profile III bola zachytená *Semichitinoidea* sp., ktorá sa podľa W. Nowaka (1978) vyskytuje spolu s rodom *Praetintinopsella*. Ani v jednom profile nebola zachytená zóna *Calpionellites*. V apte v oblasti Valaskej Belej sa vyskytujú rody *Parachitinoidea*, *Praecolomiella* a *Deflandronella* (K. Borza 1979), ktoré sme v oblasti Čiernej Lehoty nezistili.

Rohovcové vápence predtým považované za vrchný alb sme na základe kolomieli začlenili do spodného albu. Rohovcové vápence boli zachytené len v profiloch I, II, V. Glaukonitické vápence s *Cadosina oraviensis* Borza, ako aj kalcisferulové vápence sa na odkryvoch našli len v oblasti Čiernej Lehoty.

Dajky milimetrového rádu boli pozorované v bate, kelovej — oxforde a v strednom titóne. Predpokladáme, že sú synsedimentárne. Väčšie dajky, ktoré sa nachádzajú vo vápencoch aptu, sú spodnoalbské až vrchnoalbské.

Hiáty. Na hiát v titóne poukazuje chýbanie zóny *Praetintinnopsella* a v oblasti Valaskej Belej aj zóny *Chitinoidea*. Väčší hiát sa nám javí nad beriasom (chýba zóna *Calpionellites* a nanokómová fácia bez „*Hedbergella*“ sp.), ktorý zodpovedá valangínu a časti hoterivu. Hiát sa javí aj medzi aptom a albom, na ktorý v oblasti Čiernej Lehoty — profil I poukazuje chýbanie *Colomiella mexicana* Bonet, ktorá sa nachádza vo vrchnom apte a v spodnom albe. Západne od Čiernej Lehoty, v profile II, rohovcové vápence vystupujú konkordantne nad slienitými vápencami hoterivu a možno aj časti spodného barému. V profile III rohovcové vápence chýbajú. Vyplňujú len dajky v masívnych vápencoch aptu. Kým severne od Čiernej Lehoty kalciferulové vápence vystupujú na báze slienitých bridlíc vrchného albu, v oblasti Valaskej Belej boli zistené len v dajkách.

V profile V sa vyskytujú v masívnych vápencoch polohy brekcií a zlepenčov, ktoré svojou stratigrafickou pozíciou zodpovedajú zlepencom z bradla Skalice jz. od Dolného Moštenca. Vznik zlepencových polôh, ako aj prerušenie sedimentácie — hiát — zodpovedajú najvyššiemu aptu a možno aj najspodnejšej časti albu a boli spôsobené manínskou fázou (v zmysle D. Andrusova 1959, s. 277).

Vyššie uvedené výsledky jasne ukazujú, že belianska séria má podstatne plytkovodnejší ráz než séria zliechovská a že bola tektonicky aktívnejšou oblasťou.

Do tlače odporučil M. Mahel.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpatica* 1, Praha, 3—50.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. II, Vydav. SAV, Bratislava, 1—375.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. SAV, Bratislava, 1—301.
- BORZA, K. 1974: Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in den Westkarpaten. *Proceedings of the Xth Congress GBGA, 1973, Section I*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—34.
- BORZA, K. 1978: Vorkommen der Gattung *Colomiella* Bonet (oberes Apt-unteres Alb) in den Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 29, 2, Bratislava, 337—344.
- BORZA, K. 1979: Tintinnina aus dem oberen Apt und unteren Alb der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 30, 3, Bratislava, 341—361.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. *Geol. Práce, Správy* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—111.
- KULLMANOVÁ, A. 1976: Litologicko-mikrofaciálne štúdium jury a spodnej kriedy belánskej série a prechodných vývinov v Strážovskej hornatine. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1958: Vápence v albe západokarpatskej série v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Správy* 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—16.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zošit* 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—52.
- MAHEL, M. 1961: Nové poznatky z niektorých území v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Správy* 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—70.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 1—468.
- MIŠÍK, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied.* 8, 2, Bratislava, 242—258.

- NOWAK, W. A. 1978: *Semichitinoidella* n. gen. (Tintinnina) of the Upper Jurassic of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 48, 1, Kraków, 3—25.
- SZÖRÉNYI, E. 1957: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. *Geol. Práce, Správy* 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—134.

Karol Borza

Lithological-microfacial characteristic of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments of Belá Group (Strážovské vrchy mountains)

Summary

The Belá Group was defined by M. MaheI (1959) as a shallow-water group of the Krížna nappe. Detailed lithological-microfacial investigations were made in the area around Čierna Lehota (Fig. 1) and Valaská Belá (Fig. 2). We studied Bathonian through Upper Albian limestones. As in the Klippen Belt (see K. Borza 1969, 1974) so in the Belá Group the following zones may be distinguished:

stage	zone	remark
Kimmeridgian	<i>Saccocoma</i>	
Lower Tithonian	„ <i>Malmica</i> “	
Middle Tithonian	<i>Chitinoidea</i>	only in Čierna Lehota
Middle-Upper Tithonian	<i>Praetintinnopsella</i>	not found
Upper Tithonian	<i>Crassicollaria</i>	
Upper Tithonian-Lower Berriasian	<i>Calpionella</i>	
Berriasian	<i>Calpionellopsis</i>	
Valanginian	<i>Calpionellites</i>	absent
Lower Albian	<i>Colomiella</i>	
Lower-Upper Albian	„ <i>oraviensis</i> “	
Upper Albian	<i>Calcisphaerula</i>	

The zone *Chitinoidea* was found in the area of Čierna Lehota in both profiles whereas at Valaská Belá in no profile. The zone *Praetintinnopsella* was absent in both profiles. Only in Profile III is *Semichitinoidella* sp. According to W. Nowak (1978) it occurs together with the genus *Praetintinnopsella*. The zone *Calpionellites* was absent in both profiles. In the Aptian around Valaská Belá are the genera *Parachitinoidea*, *Praecolomiella* and *Deflandronella*. They were not found at Čierna Lehota.

Cherty limestones, formerly regarded as the Upper Albian, are now ranged to the Lower Albian because they contain *Colomiella recta* Bonet and *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo. Cherty limestones were only found in Profiles I, II, V. Glauconitic limestones containing *Cadosina oraviensis* Borza and dark-grey limestones with *Calcisphaerula innominata* Bonet were only found on exposures around Čierna Lehota.

Dykes of millimeter range were found in the Bathonian, Callowian, Oxfordian and in the Middle Tithonian. We regard them as synsedimentary. Larger dykes in Aptian limestones are Lower-Upper Albian.

Hiatuses. A hiatus in the Tithonian is indicated by the absence of the zone *Praetintinnopsella*, and in the area of Valaská Belá also of the zone *Chitinoidea*. There is a larger hiatus above the Berriasian (the absence of the zone *Calpionellites* and of the nanocon facies without „*Hedbergella*“ sp.) corresponding to Valanginian and partly Hauterivian. There is another hiatus between the Aptian and the Albian in the area of Čierna Lehota — Profile I, indicated by the absence of the *Colomiella mexicana* Bonet present in the Upper Aptian and Lower Albian. West of Čierna Lehota — in Profile II — cherty limestones rest conformably above Hauterivian and perhaps partly Lower Barremian limestones. The Lower Albian cherty limestones are missing in Profile III. They only fill dykes in massive Aptian limestones. At Čierna

Lehota the dark-grey limestones containing *Calcisphaerula innominata* Bonet are at the base of Upper Albian marly schists where as at Valaská Belá they are only in dykes.

In Profile V the massive limestones comprise breccia and conglomerates whose stratigraphical position corresponds to that of conglomerates in the klippe at Skalica SW of Dolný Moštenec. The conglomerates and break of sedimentation — hiatus — correspond to the Uppermost Aptian and perhaps to the Lowermost Albian and they are due to the Manín phase (sensu D. Andrusov 1959, p. 277). The above results show clearly that the Belá Group has a more shallow-water nature than the Zliechov group and that it was tectonically more active.

Explanations of plates I—XII

Pl. I

Fig. 1 Eastern slope of the Stará Bebrava r. valley, N of Čierna Lehota. Tithonian through Lower Albian. Locality of the profile I.

Fig. 2 A canyon in Lower Cretaceous limestones, WNW of Valaská Belá. Photographed by K. Borza.

Pl. II

Fig. 1 Abandoned quarry WNW of Valaská Belá. Locality of profiles III and IV.

Fig. 2 Massive limestones of Urgonian facies — Aptian (at the right) and cherty limestones — Lower Albian (at the left), WNW of Valaská Belá. Photographed by K. Borza.

Pl. III

Fig. 1 Detail of Lower Albian cherty limestones, WNW of Valaská Belá.

Fig. 2 Dyke of Lower Albian Limestones in massive limestones of the Urgonian Facies — Barremian — Aptian, Canyon WNW of Valaská Belá. Photographed by K. Borza.

Pl. IV

Fig. 1—2 Grey fine-grained limestones penetrated by microdyke of red-brown limestones — Bathonian. North of Čierna Lehota, thin-section No. 6952, magn. 20x.

Fig. 3 Voids with internal deposition in light-grey limestones, with a slight brownish shade — Middle Tithonian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7372, magn. 20x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. V

Fig. 1 „Filament“ microfacies in red-brown limestone — Bathonian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 6958, magn. 20x.

Fig. 2 Biointrasparite. Limestone with „filaments“, crinoid segments and intraclasts — Bathonian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 6953, magn. 20x.

Fig. 3 *Saccocoma* sp. and recrystallized radiolaria in grey massive limestones — Kimmeridgian. W of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7456, magn. 65x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. VI

Fig. 1 *Saccocoma* sp. and *Globochaete alpina* Lombard in red-brown, vaguely nodular limestones — Lower Tithonian. WNW of Valaská Belá; thin-section Nr. 7526, magn. 65x.

Fig. 2 *Calpionella alpina* Lorenz (*Calpionella* zone) in red, vaguely nodular limestone — Upper Tithonian — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7224, magn. 85x.

Fig. 3 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) in pink-brownish massive limestones — Berriasian. WNW of Valaská Belá; thin-section Nr. 7227, magn. 85x.

Fig. 4 Dark-grey limestone containing radiolarians; sponge spicules and „Hedbergella“ sp. — Hauterivian — Barremian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7280, magn. 65x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. VII

Fig. 1 Grey organogenoclastic limestones — Aptian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7261, magn. 65x.

Fig. 2 Grey fine-grained limestone containing *Orbitolinidae* sp. ind. — Aptian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7361, magn. 20x.

Fig. 3 Grey fine-grained limestones containing *Dasycladacea* — Aptian. Abandoned quarry WNW of Valaská Belá; thin-section Nr. 7253, magn. 20x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. VIII

Fig. 1 *Parachitinoidea ornata* Borza and recrystallized test fragments of *Lamellibranchiata* in light-grey fine-grained limestones. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7288, magn. 85x.

Fig. 2 *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo in brownish fine-grained limestones with organogenic detritus — Aptian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7350, Magn. 85x.

Fig. 3 Dark-grey cherty limestones with organogenic detritus and crinoid segments. In the centre of the figure is *Colomiella recta* Bonet — Lower Albian. B. M. 663,5, N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7416, magn. 85x.

Fig. 4 Dark-grey fine-grained limestones with fragments of solenopores and crinoid segments. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7360, magn. 85x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. IX

Fig. 1 Dark-grey limestone with crinoid segments and *Cadosina oraviensis* Borza. Its test is partly quartzified — upper part of Lower Albian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7410. Magn 85x.

Fig. 2 Red-brown limestones containing *Calcisphaerula innominata* Bonet — dyke of Upper Albian limestones in massive limestones of Urgonian facies — Aptian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7273, magn. 85x.

Fig. 3 Dark-grey, slightly marly limestones containing *Calcisphaerula innominata* Bonet and *Pithonella ovalis* (Kaufmann). In the centre of the figure is *Bonetocardiella conoides* (Bonet) — Upper Albian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7388, magn. 65x. Photographed by H. Brodňanská.

Fig. 1 *Protoglobigerinae* — Kimmeridgian, W of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7440, magn. 115x.

Fig. 2 *Cadosina parvula* Nagy — Kimmeridgian, W of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7440, magn. 265x.

Fig. 3 *Colomisphaera minutissima* (Colom) — Middle Tithonian, WNW of Valaská Belá thin-section Nr. 7461, magn. 265x.

Fig. 4 *Colomisphaera minutissima* (Colom) — Lower Tithonian, W. of Čierna Lehota, thin section Nr. 7310, magn. 265x.

Fig. 5—6 *Colomisphaera carpathica* Borza — Middle Tithonian, W of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7461, magn. 265x.

Fig. 7—8 *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak — Lower Tithonian, WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7310, magn. 265x.

Fig. 9—10 *Parastomiosphaera malmica* (Borza) — Middle Tithonian. N of Čierna Lehota; thin-section Nr. 7368, magn. 265x.

Fig. 11 *Cadosina minuta* Borza — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7229, magn. 265x.

Fig. 12—13 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — Hauterivian — Barremian; WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7279, magn. 265x.

Fig. 14 *Stomiosphaera wanneri* Borza — Hauterivian — Barremian WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7279, magn. 265x.

Fig. 15 *Cadosina semiradiata olzae* Nowak — Lower Albian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7355, magn. 265x.

Fig. 16 *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza, Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7226, magn. 265x.

Fig. 17 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík — Middle Tithonian. W. of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7479, magn. 265x.

Fig. 18 *Cadosina oraviensis* Borza — lowermost part of Upper Albian — dyke WNW of Valaská Belá, canyon, thin-section Nr. 7273, magn. 265x.

Fig. 19 *Cadosina oraviensis* Borza — lowermost part of Upper Albian dyke WNW of Valaská Belá, canyon, thin-section Nr. 7339, magn. 265x.

Fig 20 *Cadosina* cf. *semiradiata* Wanner — Lower Albian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7358, magn. 265x.

Fig. 21 *Calcisphaerula innominata* Bonet (at the left) and *Cadosina callosa* Knauer (at the right) — Upper Albian N of Čierna Lehota, Nr. 7391, magn. 265x. Photographed by K. Borza.

Pl. XI

Fig 1—2 *Globochaete tatrica* Radwański — Kimmeridgian. W of Čierna Lehota, thin-section 7452, magn. 265x.

Fig. 3 *Globochaete alpina* Lombard — Upper Tithonian. WNW of Valaská Belá, thin-section 7579, magn. 265x.

Fig. 4 *Pieninia oblonga* Borza et Mišík — Aptian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7271, magn. 115x.

Fig. 5 Fragments of solenopores — Lower Albian. N of Čierna Lehota, Nr. 7360, magn. 265x.

Fig. 6—8 *Chitinoidea dobeni* Borza — Middle Tithonian. Fig. 6, 8: W of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7461. Fig. 7 N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7368, magn. 265x.

Fig. 9—10 *Chitinoidea boneti* Doben — Middle Tithonian, N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7373, magn. 265x.

Fig. 11 *Chitinoidea bermudezi* (Furrazola Bermudez) — Middle Tithonian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7373, magn. 265x. Photographed by K. Borza.

Pl. XII

Fig. 1 *Grassicollaria intermedia* (Durand-Delga) — Upper Tithonian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7222.

Fig. 2 *Crassicollaria* cf. *brevis* Remane — Upper Tithonian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7224.

Fig. 3 *Crassicollaria parvula* Remane — Tithonian — Berriasian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7374.

Fig. 4 *Grassicollaria colomi* Doben — Upper Tithonian — Berriasian. N of Čierna Lehota, thin-section Nr. 7374.

Fig. 5 *Calpionella alpina* Lorenz — Upper Tithonian-Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7226.

Fig. 6 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7412.

Fig. 7 *Tintinnopsella longa* (Colom) — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7411.

Fig. 8 *Calpionellopsis simplex* (Colom) — Berriasian. WNW of Valaská Belá thin-section Nr. 7413

Fig. 9 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7412.

Fig. 10 *Remaniella cadischiana* (Colom) — Berriasian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7227.

Fig. 11 *Colomiella mexicana* Bonet — Lower Albian. WNW of Valaská Belá thin-section Nr. 7335.

Fig. 12 *Colomiella mexicana* Bonet — Lower Albian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7300.

Fig. 13 *Colomiella recta* Bonet — Lower Albian — dyke. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7511.

Fig. 14 *Colomiella recta* Bonet — Lower Albian. WNW of Valaská Belá, thin-section Nr. 7300.

Fig. 15—16 *Colomiella semiloricata* Trejo — Lower Albian, dyke. WNW of Valaská Belá; thin-section Nr. 7511. All magnified 265x. Photographed by K. Borza.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Situation Map of Profiles I, II and point exposures around Čierna Lehota.

Fig. 2 Situation Map of Profiles III—V and point exposures WNW of Valaská Belá.

Profil I Eastern Slope of Stará Bebrava R. Valley, N of Čierna Lehota.

Profil II W of Čierna Lehota.

Profile III Eastern Margin of Abandoned Quarry WNW of Valaská Belá.

Profile IV Abandoned Quarry WNW of Valaská Belá

Profile V SE of Farm Stratenci in Canyon WNW of Valaská Belá.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám I—XII

Tab. I

Obr. 1 Východný svah doliny Starej Bebravy, s. od Čiernej Lehoty. Vápence titónu až spodného albu. Lokalita profilu I.

Obr. 2 Súteska v spodnokriedových vápencoch zsz. od Valaskej Belej. Foto k. Borza.

Tab. II

Obr. 1 Opustený kameňolom zsz. od Valaskej Belej. Lokalita profilu III a IV.

Obr. 2 Masívne vápence urgónskej fácie — apt (vpravo) a rohovcové vápence — spodný alb (vľavo); zsz. od Valaskej Belej. Foto K. Borza.

Tab. III

Obr. 1 Detail z rohovcových vápencov spodného albu, zsz. od Valaskej Belej.

Obr. 2 Dajka spodnoalbských vápencov v masívnych vápencoch urgónskej fácie — barém — apt. Súteska zsz. od Valaskej Belej. Foto K. Borza.

Tab. IV

Obr. 1—2 Sivý jemnozrnný vápenec prestúpený mikroďajkou červenohnedého vápenca — bat; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 6952, zväčš. 20x.

Obr. 3 Dutinky s vnútornou sedimentáciou v svetlosivom vápenci so slabým hnedastým nádychom — stredný titón; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7372, zväčš. 20x. Foto H. Brodňanská.

Tab. V

Obr. 1 „Filamentová“ mikrofácia v červenohnedom vápenci — bat; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 6958, zväčš. 20x.

Obr. 2 Biointrasparit. Vápenec s „filamentmi“, krinoidovými článkami a intraklastmi — bat; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 6953, zväčš. 20x.

Obr. 3 *Saccocoma* sp. a rekryštalizované rádiolárie v sivom celistvom vápenci — kimeridž; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7456, zväčš. 65x. Foto H. Brodňanská.

Tab. VI

Obr. 1 *Saccocoma* sp. a *Globochaete alpina* Lombard v červenohnedom nejasne hľuznatom vápenci — spodný titón; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7526, zväčš. 65x.

Obr. 2 *Calpionella alpina* Lorenz (zóna *Calpionella*) v červenom nejasne hľuznatom vápenci — vrchný titón — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7224, zväčš. 85x.

Obr. 3 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) v ružovohnedastom celistvom vápenci — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7227, zväčš. 85x.

Obr. 4 Tmavší sivý vápenec s rádioláriami, ihlicami húb a „*Hedbergella*“ sp. — hoteriv — barém; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7280, zväčš. 65x. Foto H. Brodňanská.

Tab. VII

Obr. 1 Sivý organogénoklastický vápenec — apt; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7261, zväčš. 65x.

Obr. 2 Sivý jemnozrnný vápenec s *Orbitolinidae* sp. ind. — apt; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7361, zväčš. 20x.

Obr. 3 Sivý jemnozrnný vápenec s dasykladaceami — apt. Opustený kameňolom zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7253, zväčš. 20x. Foto H. Brodňanská.

Tab. VIII

Obr. 1 *Parachitinoidea ornata* Borza a rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiátov v svetlosivom jemnozrnnom vápenci; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7288, zväčš. 85x.

Obr. 2 *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo v hnedastom jemnozrnnom vápenci s organogénnou drvinou — apt; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7350, zväčš. 85x.

Obr. 3 Tmavosivý rohovcový vápenec s organogénnou drvinou a krinoidovými článkami. V strede obrázku *Colomiella recta* Bonet — spodný alb. Kóta 663,5; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7416, zväčš. 85x.

Obr. 4 Tmavosivý jemnozrný vápenc s úlomkami solenopor a krinoidovými článkami; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7360, zväčš. 85x. Foto Brodňanská.

Tab. IX

Obr. 1 Tmavosivý vápenc s krinoidovými článkami a *Cadosina oraviensis* Borza, ktorá má schránku čiastočne prekremenú — vrchná časť spodného albu; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7410, zväčš. 85x.

Obr. 2 Červenohnedý vápenc s *Calcisphaerula innominata* Bonet — dajka vrchnoalbského vápenca v masívnych vápencoch urgónskej fácie — apt; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7273, zväčš. 85x.

Obr. 3 Tmavosivý slaboslienitý vápenc s *Calcisphaerula innominata* Bonet a *Pythonella ovalis* (Kaufmann). V strede obrázku *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) — vrchný alb; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7388, zväčš. 65x. Foto H. Brodňanská.

Tab. X

Obr. 1 *Protoglobigerinae* — kimeridž; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7440, zväčš. 115x.

Obr. 2 *Cadosina parvula* Nagy — kimeridž; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7440, zväčš. 265x.

Obr. 3 *Colomisphaera minutissima* (Colom) — stredný titón; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7461, zväčš. 265x.

Obr. 4 *Colomisphaera minutissima* (Colom) — spodný titón; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7310, zväčš. 265x.

Obr. 5—6 *Colomisphaera carpathica* (Borza) — stredný titón; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7461, zväčš. 265x.

Obr. 7—8 *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak — spodný titón zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7310, zväčš. 265x.

Obr. 9—10 *Parastomiosphaera malmica* (Borza) — stredný titón; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7368, zväčš. 265x.

Obr. 11 *Cadosina minuta* Borza — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7229, zväčš. 265x.

Obr. 12—13 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — hoteriv-barém; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7279, zväčš. 265x.

Obr. 14 *Stomiosphaera wanneri* Borza — hoteriv—barém; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7279, zväčš. 265x.

Obr. 15 *Cadosina semiradiata olzae* Nowak — spodný alb; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7355, zväčš. 265x.

Obr. 16 *Didemnum carpaticum* Mišík et Borza — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7226, zväčš. 265x.

Obr. 17 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík — stredný titón; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7479, zväčš. 265x.

Obr. 18 *Cadosina oraviensis* Borza — najspodnejšia časť vrchného albu — dajka zsz. od Valaskej Belej, súteska, výbr. č. 7273, zväčš. 265x.

Obr. 19 *Cadosina oraviensis* Borza — najspodnejšia časť vrchného albu — dajka zsz. od Valaskej Belej, súteska, výbr. č. 7339, zväčš. 265x.

Obr. 20 *Cadosina* cf. *semiradiata* Wanner — spodný alb; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7358, zväčš. 265x.

Obr. 21 *Calcisphaerula innominata* Bonet (vľavo) a *Cadosina callosa* Knauer (vpravo) — vrchný alb; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7391, zväčš. 265x. Foto K. Borza.

Tab. XI

Obr. 1—2 *Globochaete tatrca* Radwański — kimeridž; z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7452, zväčš. 265x.

Obr. 3 *Globochaete alpina* Lombard — vrchný titón; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7529, zväčš. 265x.

Obr. 4 *Pieninia oblonga* Borza et Mišík — apt; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7271, zväčš. 115x.

Obr. 5 Úlomky solenopor — spodný alb; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7360, zväčš. 265x.

Obr. 6—8 *Chitinoidea* *dobeni* Borza — stredný titón. — Obr. 6, 8 — z. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7461, obr. 7 — s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7368, zväčš. 265x.

Obr. 9—10 *Chitinoidea* *boneti* Doben — stredný titón; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7373, zväčš. 265x.

Obr. 11 *Chitinoidella bermudezi* (Furrazola Bermudez) — stredný titón; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7373, zväčš. 265x. Foto K. Borza.

Tab. XII

Obr. 1 *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga) — vrchný titón; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7222.

Obr. 2 *Crassicollaria cf. brevis* Remane — vrchný titón; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7224.

Obr. 3 *Crassicollaria parvula* Remane — titón—berias; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7374.

Obr. 4 *Crassicollaria colomi* Doben — vrchný titón—berias; s. od Čiernej Lehoty, výbr. č. 7226.

Obr. 5 *Calpionella alpina* Lorenz — vrchný titón — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7226.

Obr. 6. *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7412.

Obr. 7 *Tintinnopsella longa* (Colom) — zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7411.

Obr. 8 *Calpionellopsis simplex* (Colom) — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7413.

Obr. 9 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7412.

Obr. 10 *Remaniella cadischiana* (Colom) — berias; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7227.

Obr. 11 *Colomiella mexicana* Bonet — spodný alb; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7335.

Obr. 12 *Colomiella mexicana* Bonet — spodný alb; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7300.

Obr. 13 *Colomiella recta* Bonet — spodný alb, dajka; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7511.

Obr. 14 *Colomiella recta* Bonet — spodný alb; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7300.

Obr. 15—16 *Colomiella semiloricata* Trejo — spodný alb, dajka; zsz. od Valaskej Belej, výbr. č. 7511.

Všetko zväčš. 265x. Foto K. Borza.

Karol Borza — Eduard Köhler — Augustin Began — Ondrej Samuel

Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáce

1 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (XIII—XVI), anglické resumé

Abstract. West of Bošáca is a Lower Middle Cretaceous succession regarded recently as the Manín Unit. Basing upon detailed lithological-facial and biostratigraphical researches the authors distinguished there two different successions one of which belongs to the Manín tectonic unit and another to the Belá group of the Križna nappe.

Úvod

Západne od Bošace v záreze poľnej cesty vystupujú sivé až svetlohnedasté vápence, ktoré sú slaboslienité a škvrnité. V nadloží týchto slienitých vápencov je súvrstvie zelenkastých slienitých bridlíc, ktoré vo vyššej časti obsahujú polohy pieskocov a zlepcov.

Uprostred tohoto súvrstvia vyčnievajú tmavosivé vápence, vo vyšších častiach rohocové. Najvyššie je tenká poloha glaukonitických vápencov.

Celé toto súvrstvie J. Hanáček et al. (1977) považujú za tektonické okno manínskeho príkrovu.

Podrobným litologicko-petrografickým a mikrobiostatigrafickým štúdiom sme zistili, že v pôvodne interpretovanom tektonickom okne možno vyčleniť dve tektonické jednotky, a to manínsku a beliansku skupinu križňanského príkrovu.

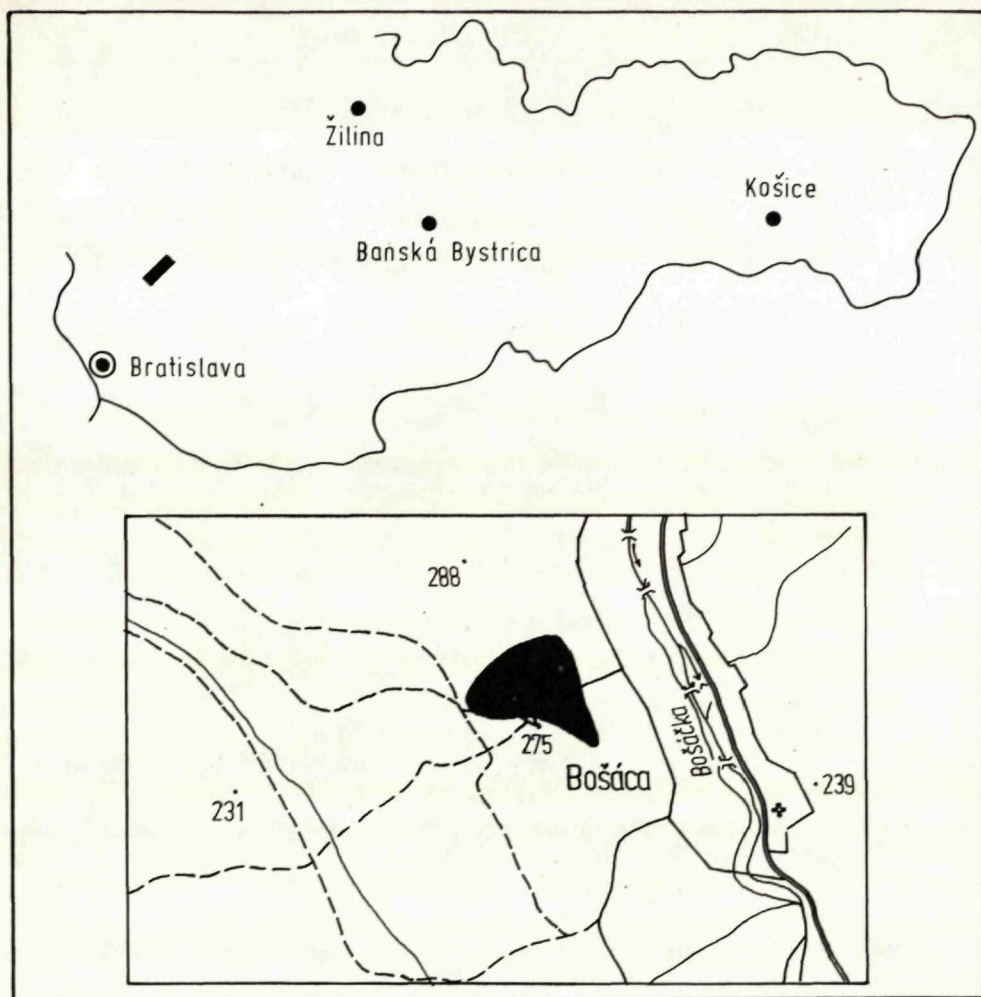
Manínska skupina

Z tejto skupiny sú zachované len sedimenty spodnej a strednej kriedy.

Valangín zastupujú svetlohnedasté lavicovité slaboslienité vápence. Mikroskopicky sú biomikritové. Z organických zvyškov obsahujú *Nannoconus* sp., *Tintin-*

RNDr. K. Borza, CSc., RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25, Bratislava.

RNDr. A. Began, RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40, Bratislava.



Orientačná mapka z okolia Bošáce

nopsella carpathica (Murgeanu et Filipescu) — (tab. XIII obr. 1), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Calpionellites darderi* (Colom), *Calpionellites coronata* Trejo (tab. XIII obr. 2), *Calpionellites caravacaensis* Allemann (tab. XII obr. 3, 4), deformované kalpionely, ostrakódy, aptychy, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) a organogénnu drvinu. Uvedené vápence patria do zóny *Calpionellites* (porov. F. Allemann et al. 1971).

Hoteriv. V nadloží svetlohnedastých vápencov vystupujú lavicovité až doskovité hnedozelenkasté, sivozelenkasté a sivé škvrnité vápence. Vo výbruse pozorovať, že sú biomikritové — nanokónové. Z organických zvyškov obsahujú okrem nanokó-

nov krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, články ofiúr, *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolárie, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — tab. XIII obr. 5, 6), *Stomiosphaera wanneri* Borza (tab. XIII obr. 7), *Stomiosphaera echinata* Nowak (tab. XIII obr. 8), *Cadosina fusca cieszynica* Nowak (tab. XIII obr. 9), *Cadosina semiradiata olzae* Nowak (tab. XII obr. 10) a foraminifery, medzi ktorými sa vo vyššej časti objavujú aj hedbergely. Vo vápenci sa zriedkavo vyskytujú zrná klastického kremeňa, autigénny kremeň a globuly pyritu. V týchto vápencoch sa nachádza aj poloha bázičného telesa.

V tektonickom styku s vyššie uvedenými vápencami sa vyskytujú slienité bridlice, ktoré vo vyššej časti obsahujú polohy pieskovcov a zlepcov. Bridlice obsahujú silne pyritizované spoločenstvo organických zvyškov. Z foraminifer sú tu zastúpené *Haplophragmoides noninonionides* (Reuss), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Epistomina (Brotzenia) charlotae* Vieaux, *Epistomina (Brotzenia) ex gr. spinulifera* (Reuss), *Discorbis wassoewizi* Djaffarov et Agaralova, ostrakódy a embryonálne komôrky gastropódov. Na základe vyššie uvedenej asociácie zaraďujeme uvedené bridlice do vrchného aptu — spodného albu.

Belianska skupina

Beliansku skupinu vyčlenil M. Maheľ (1959) ako plynkovodný vývoj krížňanského príkrovu. V poslednom období podrobný litologicko-mikrofaciálny výskum tejto skupiny urobil K. Borza (1980). Z belianskej skupiny v študovanej oblasti vystupujú len vrchné členy.

Apt zastupujú tmavosivé masívne vápence, ktoré sú vo vrchnej časti brekciovité.

Masívne vápence sú mikritové a intrasparitové. Vo výbrusoch pozorovať, že mikritové vápence miestami rekryštalizovali na sparit. Obsahujú hojne drobnú organogénnu drvinu, často s hedbergelami, ďalej úlomky schránok lamelibranchiátov, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler), *Gemeridella minuta* Borza et Mišík (tab. XIV obr. 9), ostrakódy, miestami hniezda pyritu a glaukonit.

Intrasparity sú tvorené intraklastmi a bioklastmi, ktoré dosahujú veľkosť do 0,5 mm. Bioklasty niekedy dosahujú aj väčšie rozmery. Z organických zvyškov obsahujú úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články — obe zložky bývajú mikritizované vrťavými riasami, ďalej hedbergely, *Saubaudia minuta* (Hofker), *Marssonella* sp., *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Coskinolina* sp., *Orbitolinopsis* sp., machovky, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), úlomky dasykladaceí, solenopor, *Ethelia alba* (Pfender), *Praecolomiella trejoi* Borza. Vo vápencoch sa zriedkavo vyskytujú autigénny kremeň a mikrostylolity zvýraznené limonitom. Niekedy sú úlomky schránok lamelibranchiátov silicifikované. Na základe orbitolín zaraďujeme uvedené vápence do bázy vyššieho aptu.

Brekciovité vápence sú zložené z mikritových vápencov s organogénnou drvinou a z úlomkov intrasparitových vápencov. Medzi úlomkami sa v tmeli vyskytujú orbitolíny. Z organických zvyškov sme popri orbitolínach vo vápencoch zistili *Deflandronella veracruzana* (Trejo) — (tab. XII obr. 17). *Praecolomiella* sp.,

Pieninia oblonga Borza et Mišík (tab. XIV obr. 6), *Didemnooides moreti* (Durand Delga) — (tab. XIV obr. 4—5), foraminifery, úlomky dasykladaceí a solenopor.

Alb zastupujú tmavosivé vápence s čiernymi rohovcami a glaukonitické vápence.

V tmavosivých rohovcových vápencoch môžeme na základe kvantitatívneho zastúpenia zvyškov a na základe účinkov prúdenia vyčleniť nasledovné mikrofacie: rádioláριοvo-spongolitovú, rádioláριοvú s drobnou organogénnou drvinou, biopelmikritovú a biointrasparitovú. Odlíšené mikrofacie obsahujú temer rovnakú asociáciu organických zvyškov: ihlice húb, vo väčšine prípadov kalcifikované, rádiolárie — kalcifikované, foraminifery (tab. XIV obr. 10, 11), úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, *Nannoconus* sp., *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler), *Colomiella recta* Bonet, *Colomiella* cf. *semiloricata* Trejo, ostrakódy, *Didemnooides moreti* (Durand Delga) a prekremenené kadosíny (tab. XIII obr. 11). Zriedkavo sa vyskytuje klastický kremeň, ojedinele zirkón, pyrit, glaukonit a fosfátový minerál. Na základe *Colomiella recta* Bonet začleňujeme uvedené vápence do spodného albu.

Glaukonitické vápence vyplňujú nerovnosti na povrchu rohovcových vápencov spodného albu. Tvoria veľmi tenkú polohu. Sú tmavosivé, makroskopicky pozorovať zrníčka glaukonitu a krinoidové články. Vo výbruse vidíme, že vápence sú slabo rekryštalizované. Z organických zvyškov obsahujú foraminifery (tab. XIV obr. 8, 9), úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, organogénnu drvinu, *Cadosina callosa* Knauer (tab. XIII obr. 15, 16), *Cadosina oraviensis* Borza (tab. XIV obr. 1, 3), *Calcisphaerula innominata* Bonet (tab. XIII obr. 13, 14), *Stomiosphaera* cf. *sphaerica* Bonet (tab. XIII obr. 12) a machovky. Vápence obsahujú pomerne hojne veľké zrná glaukonitu niekedy zatláčaného autigénnym kalcitom, fosfátový minerál, pyrit a zriedkavo zrná klastického kremeňa.

Na základe výskytu *Cadosina oraviensis* Borza a *Calcisphaerula innominata* Bonet začleňujeme glaukonitické vápence na bázu vrchného albu.

Záver

Na základe podrobnej litologicko-faciálnej a mikrobiostratigrafickej analýzy môžeme konštatovať:

a) V manínskej skupine vystupujú vápence valanginu—hoterivu s polohou bázického telesa; sú v tektonickom styku so zelenkastými slienitými bridlicami, ktoré vo vyššej časti obsahujú polohy pieskovcov a zlepcov. Zaraďujeme ich do vrchného aptu až spodného albu.

b) Odlíšny vývoj pozorovať v belianskej skupine:

1. Apt zastupujú tmavosivé vápence, vo vrchnej časti s polohou brekciovitou. Aptský vek vápencov je doložený orbitolínovými foraminiferami, *Praecolomiella trejoi* Borza a *Deflandronella veracruzana* (Trejo).

2. Medzi aptom a albom je stratigrafický hiát, ktorý najpravdepodobnejšie zodpovedá vrchnému aptu a možno aj časti spodného albu.

3. Spodný alb zastupujú tmavosivé rohovcové vápence, ktorých vek dokazuje prítomnosť *Colomiella recta* Bonet.

4. Na nerovnom povrchu spodnoalbských rohovcových vápencov vystupuje

tenká poloha glaukonitických vápencov, ktorá v podstate vyplňuje nerovnosti v rohovcových vápencoch. Na základe výskytu *Cadosina oraviensis* Borza a *Calci-sphaerula innominata* Bonet zaraďujeme spomínané vápence do spodnej časti vrchného albu.

5. Z vyššie uvedeného vyplýva, že stratigrafické hiáty existujú medzi aptom a albom, ako aj medzi rohovcovými vápencami spodného albu a glaukonitickými vápencami najspodnejšieho vrchného albu.

6. Opísané vápence aptu—albu sú svojím makroskopickým zvlášť, ako aj mikrofaciálne, totožné s vápencami, ktoré sa vyskytujú v belianskej skupine v Strážovských vrchoch. Preto predpokladáme, že táto séria siaha až do oblasti západne od Bošáca.

7. Belianska skupina tu vystupuje vo forme šošovky alebo šupiny uprostred strednokriedových sedimentov manínskej skupiny, ktorá je tu v tektonickej pozícii voči liasu dúbavského vývoja.

Do tlače odporučil J. Salaj.

Literatúra

- ALLEMANN, F. — CATALANO, R. — FARÈS, F. — REMANE, J. 1971: Standard Calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean province. Proc. II Plankt. Conf. II, Roma, 1337—1340.
- BORZA, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). Geol. Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANÁČEK, J. et al. 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000 list Nové Mesto n/V. Manuskript — archiv Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—52.

K. Borza — E. Köhler — A. Began — O. Samuel

Belá Group west of Bošáca

Summary

West of Bošáca (cf. Fig. 1) are Lower and Middle Cretaceous sediments regarded by J. Hanáček et al. (1977) as the tectonic window of the Manín group. Detailed lithological-petrographical and microbiostratigraphical study shows that there are two groups one of which belongs to the Manín tectonic unit and another to the Belá group of the Krížna nappe.

In the Manín group are Valanginian-Hauterivian limestones with a basic body. The limestones are in tectonic contact with greenish marly shales containing sandstones and conglomerates in their upper parts. They are ranged to the Upper Aptian-Lower Albian.

The lithological-facial succession is different in the Belá group. Its lowest member are dark-grey limestones with a breccia-like layer in the upper part. The Aptian age of the limestones is proved by orbitolinous foraminifers and by the species *Praecolomiella trejoi* Borza and *Deflandronella veracruzana* (Trejo).

Between the Aptian and Albian successions described there is a stratigraphic hiatus corresponding most likely to the Upper Aptian and partly perhaps to the Lowermost Albian. The Lower Albian is represented by dark-grey cherty limestones whose age is proved by the species *Colomiella recta* Bonet.

On the uneven surface of the Lower Albian cherty limestones is a thin layer of glauconitic limestones filling-up depressed parts in the cherty limestones. On the grounds of the presence of *Cadosina oraviensis* Borza and *Calcisphaerula innominata* Bonet these limestones are ranged to the lower part of the Upper Albian.

It follows that stratigraphic hiatuses are both between the Aptian and the Albian, and between the Lower Albian cherty limestones and the lowermost Upper Albian glauconitic limestones.

In their macroscopic outlook and microfacial character the Aptian-Albian limestones are identical with the limestones in the Belá group of the Krížna nappe in the Strážovské vrchy mountains. The group is presumed to extend up to the area west of Bošáca. The Belá group is there in the form of a lens or a slice amidst the Middle Cretaceous sediments of the Manín tectonic unit.

Explanations of Plates XIII—XVI

Pl. XIII

Fig. 1 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — Valanginian, thin-section No. 7554

Fig. 2 *Calpionellites coronata* Trejo — Valanginian, thin-section 7554

Fig. 3, 4 *Calpionellites caravacaensis* Allemann — Valanginian, thin-section 7554

Fig. 5 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — Hauterivian, thin-section 7549

Fig. 6 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — Hauterivian, thin-section 7555

Fig. 7 *Stomiosphaera wanneri* Borza — Hauterivian, thin-section 7557

Fig. 8 *Stomiosphaera echinata* Nowak — Hauterivian, thin-section 7559

Fig. 9 *Cadosina fusca cieszynica* Nowak — Hauterivian, thin-section 7557

Fig. 10 *Cadosina semiradiata olzae* Nowak — Hauterivian, thin-section 7560

Fig. 11 Quartzified *Cadosina* — Lower Albian, thin-section 7540

Fig. 12 *Stomiosphaera* cf. *sphaerica* Bonet — Upper Albian, thin-section 7561

Fig. 13—14 *Calcisphaerula innominata* Bonet — Upper Albian, thin-section 7541

Fig. 15—16 *Cadosina callosa* Knauer — Upper Albian, thin-section 7541

Fig. 17 *Deflandronella veracruzana* (Trejo) — Aptian, thin-section 7546

Fig. 18—20 *Colomiella recta* Bonet — Lower Albian, thin-section 7550

All magnified 265x. Photographed by K. Borza.

Pl. XIV

Fig. 1—3 *Cadosina oraviensis* Borza — base of Upper Albian, thin-section 7541

Fig. 4—5 *Didemnoides moreti* (Durand Delga) — Aptian, thin-section 7546

Fig. 6 *Pieninia oblonga* Borza et Mišík — Aptian, thin-section 7546

Fig. 7 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík — Aptian, thin-section 7547

Fig. 8 *Hedbergella* sp. (cf. *H. Roberti* Gandolfini), base of Upper Albian, thin-section 7541

Fig. 9 *Spiroplectammina* sp. base of Upper Albian, thin-section 7541

Fig. 10 *Textularia* div. sp., Lower Albian, thin-section 7558

Fig. 11 *Spiroplectammina complanata* Reuss Lower Albian, thin-section 7558

Magnification: Fig. 1—5, 7 — 265x, Fig. 6, 8—11 — 115x. Photographed by K. Borza.

Pl. XV

Fig. 1 Dark-grey massive limestone — biopelmicrite with fine organogenic detritus and with „*Hedbergella*“ sp. — Aptian, thin-section 7547, magn. 65x.

Fig. 2 Lower Albian cherty limestone. Spongolite microfacies, thin section 7545, magn. 65x. Photographed by H. Brodňanská.

Pl. XVI

Fig. 1 Dark-grey cherty limestone — micrite with fine organogenic detritus. Thin-section 7544, magn. 65x.

Fig. 2 Dark-grey cherty limestone with fine crinoidal segments and coarser organogenic detritus. Thin-section 7543, magn. 65x.

Fig. 3 Dark grey glauconitic limestone with *Hedbergella*, *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Cadosina oraviensis* (out of the Figure) with fine organic detritus — Upper Albian, thin-section 7541, magn. 65x. Phodographed by H. Brodňanská.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám XIII—XVI

Tab. XIII

Obr. 1 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) — valangin, výbr. č. 7554.

Obr. 2 *Calpionellites coronata* Trejo — valangin, výbr. č. 7554

Obr. 3, 4 *Calpionellites caravacaensis* Allemann — valangin, výbr. č. 7554.

Obr. 5 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — hoteriv, výbr. č. 7549.

Obr. 6 *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) — hoteriv, výbr. č. 7555.

Obr. 7 *Stomiosphaera wanneri* Borza — hoteriv, výbr. č. 7557.

Obr. 8 *Stomiosphaera echinata* Nowak — hoteriv, výbr. č. 7559.

Obr. 9 *Cadosina fusca cieszynica* Nowak — hoteriv, výbr. č. 7557.

Obr. 10 *Cadosina semiradiata olzae* Nowak — hoteriv, výbr. č. 7560.

Obr. 11 Prekremenená kadosína — spodný alb. výbr. č. 7540.

Obr. 12 *Stomiosphaera* cf. *sphaerica* Bonet — Vrchný alb. výbr. č. 7561.

Obr. 13, 14 *Calcisphaerula innominata* Bonet — vrchný alb, výbr. č. 7541.

Obr. 15, 16 *Cadosina callosa* Knauer — vrchný alb. výbr. č. 7541.

Obr. 17 *Deflandronella veracruzana* (Trejo) — Apt, výbr. č. 7546.

Obr. 18—20 *Colomiella recta* Bonet — spodný alb, výbr. č. 7550.

Všetko zväčšené 265x. Foto K. Borza.

Tab. XIV

Obr. 1—3 *Cadosina oraviensis* Borza — báza vrchného albu, výbr. č. 7541.

Obr. 4-5 *Didemnooides moreti* (Durand Delga) — apt, výbr. č. 7546.

Obr. 6 *Pieninia oblonga* Borza et Mišík — apt, výbr. č. 7546.

Obr. 7 *Gemeridella minuta* Borza et Mišík — apt, výbr. č. 7547.

Obr. 8 *Hedbergella* sp., (cf. *H. roberti* Gandolfi) — báza vrchného albu, výbr. č. 7541.

Obr. 9 *Spiroplectamma* sp. — báza vrchného albu, výbr. č. 7541,

Obr. 10 *Textularia* div. sp. — spodný alb, výbr. č. 7558.

Obr. 11 *Spiroplectamma complanata* (Reuss) — spodný alb, výbr. č. 7558.

Zväčš. Obr. 1—5, 7 — 265x; obr. 6, 8—11 — 115x. Foto K. Borza.

Tab. XV

Obr. 1 Tmavosivý celistvý vápenec — biopelmikrit s drobnou organogénnou drvinou a hedbergelami — apt, výbr. č. 7547, zväčš. 65x.

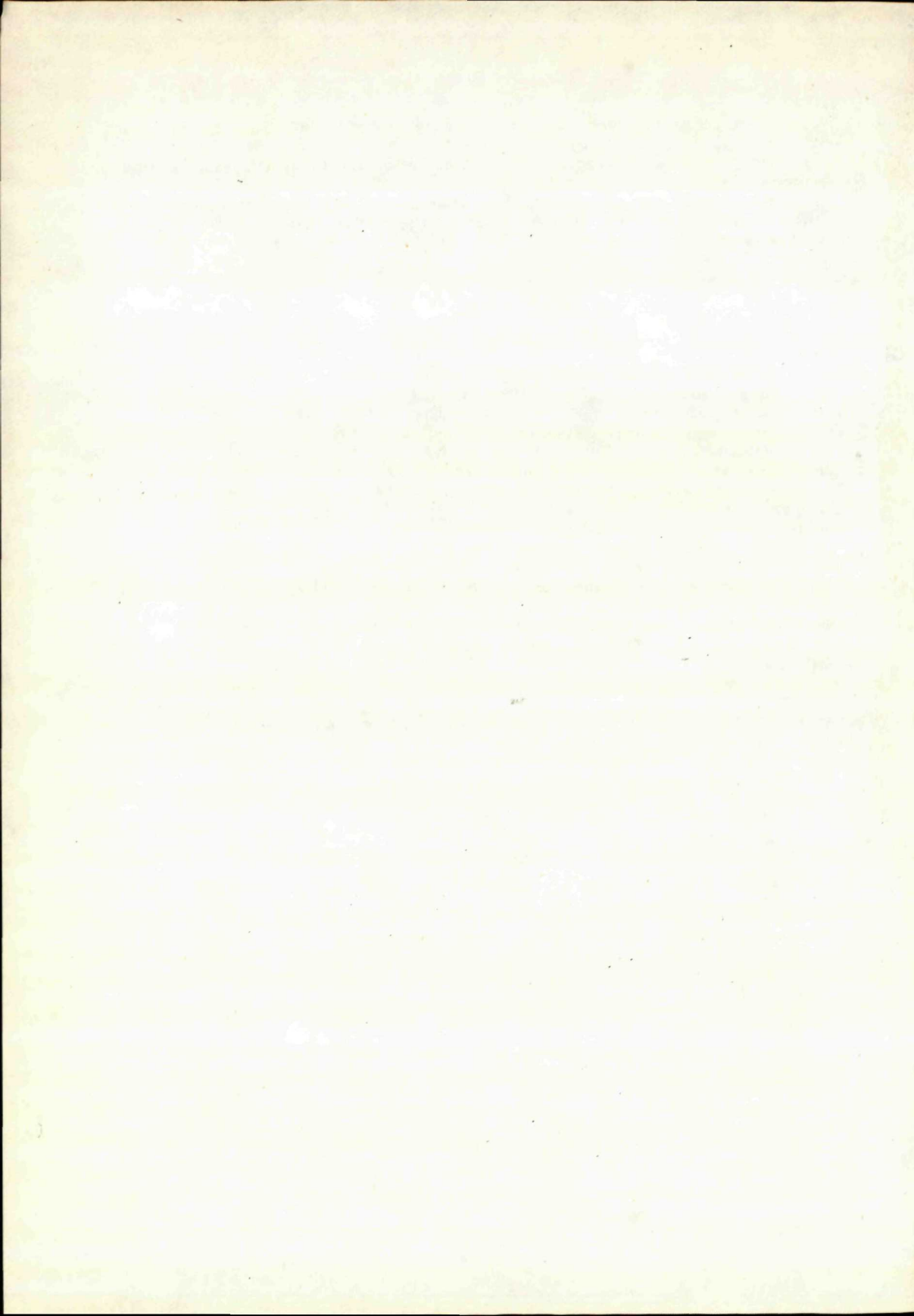
Obr. 2 Rohovcový vápenec spodného albu — spongolitová mikrofácia, výbr. č. 7545, zväčš. 65x. Foto H. Brodňanská.

Tab. XVI

Obr. 1 Tmavosivý rohovcový vápenec spodného albu — mikrit s drobnou organogénnou drvinou. Výbr. č. 7544, zväčš. 65x.

Obr. 2 Tmavosivý rohovcový vápenec s drobnými krinoidovými článkami a hrubšou organogénnou drvinou. Výbr. č. 7543, zväčš. 65x.

Obr. 3 Tmavosivý glaukonitický vápenec s hedbergelami *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Cadosina oraviensis* (mimo obrázku) a drobnou organogénnou drvinou — vrchný alb, výbr. č. 7541, zväčš. 65x. Foto H. Brodňanská.



Tomáš Koráb — Tibor Ďurkovič

K otázke podložia dukelskej* jednotky (flyš východného Slovenska)

8 obr. v texte, 3 tab., anglické resumé

Abstract. In the tectonic basement of the Dukla Unit in East Slovakia the Upper Eocene through Lower Oligocene sequence — the Zboj beds (3800-5002 m) was encountered by the bore hole Zboj-1. In the Zboj beds four lithotypes were distinguished, namely: 1. massive sandstones containing clasts of sandstones and shales; 2. lithotype of small slump bodies; 3. lithotype of microrhythmic flysch — occasional occurrences; 4. shales.

The Zboj beds are lithologically correlated with the Radzawka beds in the Polish part of the Flysch Carpathians. The Zboj beds are regarded as a facies variety of the Krosno-Menilite Group.

Úvod

Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1 bol situovaný vo východnej časti dukelskej jednotky (obr. 1), dosiahol hĺbku 5002 m a ukázal takýto litologicko-stratigrafický profil:

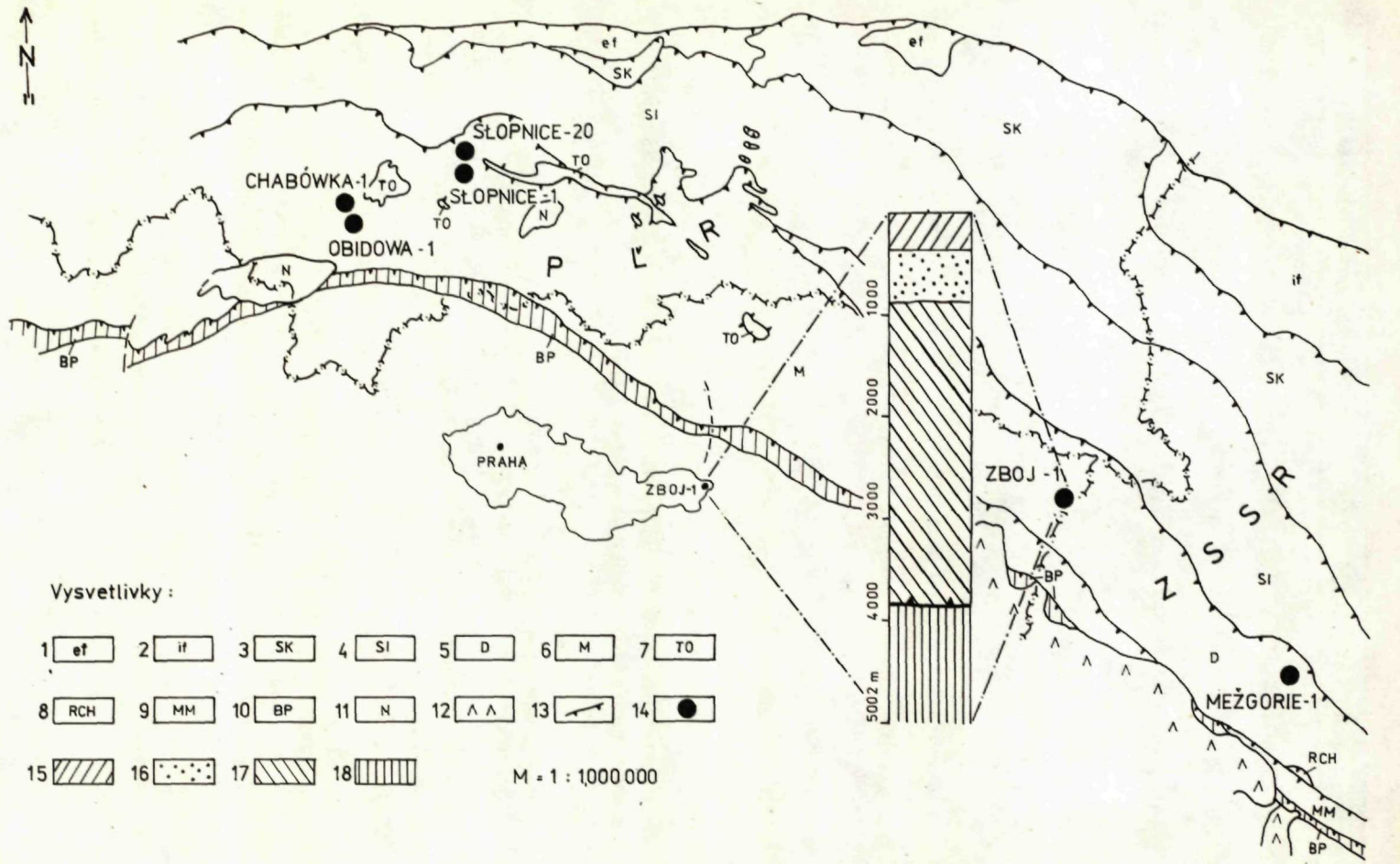
- 0— 300 m podmenilitové vrstvy (spodná časť); paleocén — spodný eocén
- 300— 800 m cisnianske vrstvy; paleocén
- 800—3800 m lupkovské vrstvy; vrchná krieda
- 3800—5002 m zbojské vrstvy; vrchný eocén (až spodný oligocén?)

Z profilu vyplýva, že vrt Zboj-1 do hĺbky 3800 m odkrýval súvrstvie dukelskej jednotky, ktoré poznáme z povrchu. Zbojské vrstvy z povrchových odryvov nepoznáme. Veľký stratigrafický skok, straty vrtného výplachu i prejavy plynu v hĺbke 3800 m svedčia o tektonickom styku lupkovských a zbojských vrstiev.

Kriedové a paleogénne súvrstvie dukelskej jednotky sme nedávno komplexne hodnotili (T. Koráb — T. Ďurkovič 1978), vrstvy z vrtu Zboj-1 v intervale 0 až 3800 m im zodpovedajú. Zbojské vrstvy sú novou litologicko-stratigrafickou jednotkou, ktorá je známa iba z vrtu. Zavedenie nového termínu vyhovuje základnej požiadavke „Zásad československej stratigrafickej klasifikácie“, aby nová jednotka bola objektívne odlišiteľná pri priamom terénnom výskume. Názov vrstiev odvodzu-

* Autori uvádzajú v geologickej literatúre zaužívaný termín „dukelská“ (miesto „duklianska“) jednotka.

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



Vysvetlivky :

- | | | | | | | | | | | | | | |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|-------------------|-----|----|---|----|----|
| 1 | ef | 2 | if | 3 | SK | 4 | SI | 5 | D | 6 | M | 7 | TO |
| 8 | RCH | 9 | MM | 10 | BP | 11 | N | 12 | △ △ | 13 | ↗ | 14 | ● |
| 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | M = 1 : 1 000 000 | | | | | |

jeme od obce Zboj na sv. Slovensku a od rovnomenného vrtu. V ďalšej časti práce podáme ich podrobnú charakteristiku.

Litologicko-stratigrafická charakteristika zbojských vrstiev

Litologický profil zbojských vrstiev je na obr. 2. Vo vrstvách sme vyčlenili štyri základné litotypy:

- a) masívne pieskovce so závalkami ílovcov a pieskovcov,
- b) litotyp drobnorytmického flyšu (sporadický výskyt), kde sa striedajú prachovce a jemnozrnné pieskovce s ílovcami,
- c) litotyp sklzových telies malých rozmerov,
- d) ílovc

a) Dominujúcim litotypom v profile zbojských vrstiev sú masívne pieskovce s homogénnou textúrou. Rozlišujeme jemnozrnné (Md 0,05—0,25 mm), strednozrnné a hrubozrnné variety (0,25—2 mm). Sporadicky sa nájdu až zlepcovité pieskovce. Tieto zrnitostné typy pieskovcov sa nad sebou striedajú, pričom sa ich mineralogické zloženie podstatne nemení. Modálne zloženie pieskovcov zbojských vrstiev je v tab. 1 Na základe klasifikácie J. Petránka (1963) patria do skupiny kremenných pieskovcov, arkózových pieskovcov a ojedinele arkóz (obr. 3) Na základe klasifikácie F. J. Pettijohna — P. E. Pottera — R. Sievera (1972) patria hlavne subarkózam, ojedinele arkózam, kremenným pieskovcom a litickým pieskovcom (obr. 4).

Dominujúcim minerálom v pieskovcoch je kremeň. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 53—89 %. Máva subangulárny tvar, zaoblené zrná sa vyskytujú sporadicky. Ojedinele pozorujeme optické dorastanie zrn ako odraz procesov silicifikácie. Bežný je výskyt pieskovcov s veľkými (5—10 mm) kremennými zrnami, ktoré tvoria v jemnozrnejšej mase 10—30 % prímies. Obsah živcov sa pohybuje v rozmedzí 5—31 %. Dominujú plagioklasy (kyslý, stredný až bázický oligoklas). Pomer plagioklasov k ortoklasom je 3:1. Častá je sericitizácia a karbonatizácia živcov. Sľudy (0,9—7 %) sa v študovanom materiáli vyskytujú bežne. Dominuje muskovit, sporadicky sa vyskytuje biotit. Úlomky kremencov (1—17 %) sa vyskytujú vo vzorkovom materiáli priebežne (tab. 1). Menej hojné sú úlomky žúl, fylitov a rúl. Základnú hmotu pieskovcov zbojských vrstiev tvorí sericit a chlorit — sú to produkty rozpadu živcov. Proces je v skúmaných horninách sledovateľný, vidno postupné prechody od polorozpadnutých živcov až po sericit. Týmto charakterom základnej hmoty sa pieskovce zbojských vrstiev odlišujú od pieskovcov jednotlivých súvrství



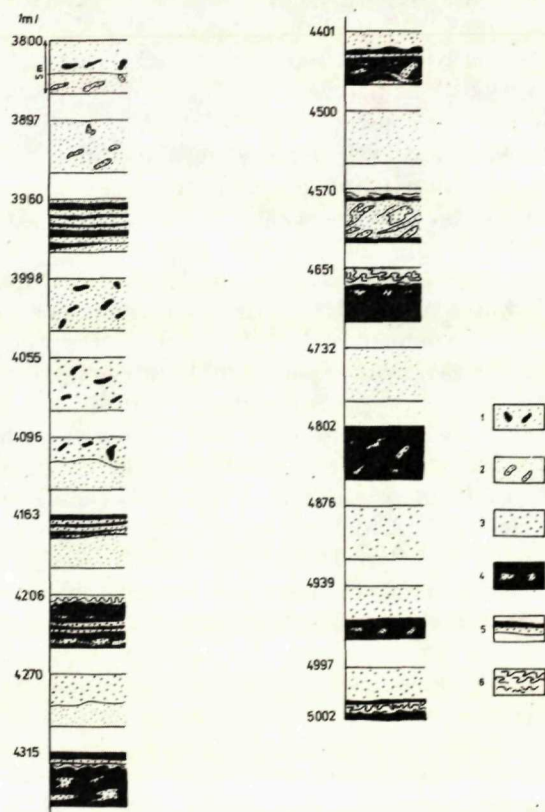
Obr. 1 Tektonická skica východnej časti flyšových Karpát

1 — Vonkajšia zóna čelnej predhlbne, 2 — vnútorná zóna čelnej predhlbne, 3 — skibový (skolský) príkrov, 4 — sliezsky a podslezsky príkrov, 5 dukelský príkrov, 6 — magurský príkrov, 7 — tektonické okná, 8 — rachovský príkrov, 9 — marmarošská zóna, 10 — bradlové pásmo, 11 — neogén oravsko-novotargský, 12 — neogénne vulkanity, 13 — príkrovové plochy, 14 — vrty, ktoré zasiahli problematické eocénne vrstvy, 15 — podmenilitové vrstvy, 16 — cisnianske vrstvy, 17 — lupkovské vrstvy, 18 — zbojské vrstvy.

dukelskej jednotky (T. Koráb — T. Ďurkovič 1978), kde sme ani v jednom prípade nezistili u pieskocov podobný charakter základnej hmoty. To, že základná hmota pieskocov zbojských vrstiev vznikla rozpadom živcov, svedčí o tom, že nebola deponovaná (transportovaná) spolu s klastickým materiálom v turbiditnom prúde, ale vznikla in situ. V pieskococh je málo tmelu, ak je prítomný, tvorí ho kalcit.

Asociáciu ťažkých minerálov zbojských vrstiev charakterizuje výrazná prevaha zirkónu (90 %) nad turmalínom (4 %) a rutilom (3,2 %) i chýbanie granátu. Sporadicky sa vyskytuje apatit, anatas a pyroxén. Z nepriesvitných minerálov dominuje pyrit, menej hojný je ilmenit.

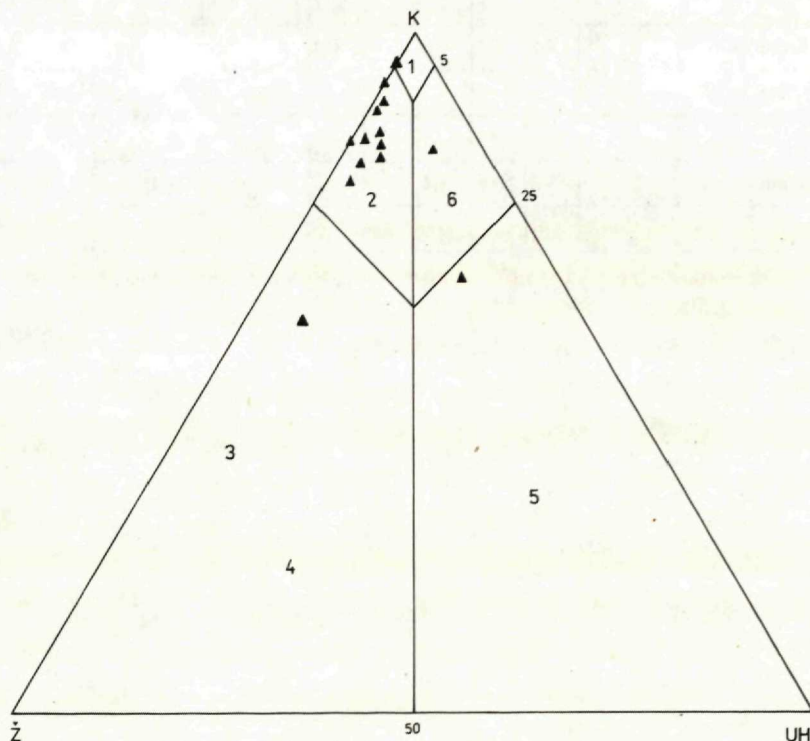
Keď porovnáme výsledky, vidíme určitú zhodu s asociáciou ťažkých minerálov z vrtu Obidowa IG-1 (J. Szczurowska 1976), ktorá udáva pre obdobné súvrstvie



Obr. 2 Litologický profil zbojských vrstiev (vrt Zboj-1)

1 — masívne pieskocce so závalkami ílovcov, 2 — masívne pieskocce so závalkami pieskocov a drobnozrnných zlepcov, 3 — homogénne zvrstvené pieskocce, 4 — litotyp sklzových telies malých rozmerov, 5 — litotyp drobnorytmického flyšu, 6 — konvolútne laminované prachovce a jemnozrnné pieskocce.

ako zbojské vrstvy asociáciu ťažkých minerálov s prevahou zirkónu (57—87 %), s vyšším zastúpením turmalínu a nízkym obsahom granátu (3—4 %). Pomerne vysoký obsah živcov (v pôdnom materiáli bol ešte vyšší — bol zredukovaný na vznik základnej hmoty), ojedinelé úlomky žúl a asociácia ťažkých minerálov indikujú zdroj klastického materiálu, hlavne z vyvrelín granitového typu. Niektoré vzorky budia dojem preplaveného žulové alúvia.



Obr. 4 Klasifikačný diagram pieskovcov (F. J. Pettijohn — P. E. Potter — R. Siever 1972)

Q — kremeň, Ž — živce, UH — úlomky hornín

1 — kremenné pieskovce, 2 — subarkózy, 3 — arkózy, 4 — arkózové pieskovce, 5 — litické pieskovce, 6 — sublitické pieskovce.

b) Litotyp drobnorytmického flyšu. Vyskytuje sa v profile zbojských vrstiev sporadicky (obr. 2). Tvoria ho 2—5 cm hrubé vrstvy prachovcov až jemnozrnných pieskovcov (T_{c-e} intervaly A. H. Boumu 1962), ktoré sa striedajú s ílovcami šedozelenej farby. Tento litotyp pripomína typ sekvencií podmenilitových vrstiev dukelskej jednotky.

c) Litotyp sklzových telies malých rozmerov. Predstavujú ho telesá nepravidelného tvaru, najčastejšie 20—50 cm hrubé. Základnú hmotu zosuvov tvorí ílovitá, resp. ílovitopiesčitá substancia. V nej sa nachádzajú útržky pieskovcov (obyčajne hrubozrnných), ktoré sa odlišujú od masívnych pieskovcov podložja a nadložja podstatne vyšším obsahom základnej ílovej hmoty. Mineralogické zloženie je

podstatne také isté ako vo vyššie opísaných pieskovcoch. V hrubozrnných pieskovcoch sa vyskytujú ojedinele numulity (4200 m). Okrem týchto pieskovcov tvoria časť zosuvných telies deformované a sprehybané úlomky prachovcov, pieskovcov a ílovcov.

d) Ílovce. Ílovce zbojských vrstiev sú obyčajne tmavosivé, miestami až čierne. Ojedinele sa vyskytujú ílovce farby šedozelenej. V niektorých častiach ílovcov dochádza k čiastočnej rekryštalizácii pôvodnej ílovitej substancie, pričom vzniká sericit a chlorit, ílovce makroskopicky nadobúdajú vzhľad ílovitej bridlice.

Obsah klastických prímiesí v ílovcoch sme sledovali na základe pomeru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Hodnota uvedeného pomeru je 2,8 (tab. 2) a je nižšia než v ílovcoch dukelskej jednotky. Klastickú prímiesť tvorí hlavne kremeň, živce a sľudy. Ílovce zbojských vrstiev majú pomerne vysoký stupeň chemickej zrelosti (hodnota pomeru $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$). o vyšší stupeň chemickej zrelosti sme zistili len v ílovcoch menilitových vrstiev dukelskej jednotky (tab. 2).

Tabuľka 2

Hodnoty pomerov $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ a $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ pre ílovce dukelskej jednotky a pre ílovce zbojských vrstiev

Vrstvy	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	
cergovské	3,5	18,6	dukelská jednotka (povrch vzorky) podľa T. Koráb — T. Ďurkovič 1978)
menilitové	4,5	30,2	
podmenilitové	3,8	17,7	
lupkovské	3,0	17,8	
zbojské	2,8	26,1	vrt Zboj — 1

Ílovce zbojských vrstiev sú polyminerálne horniny. Z ílových minerálov dominuje illit (obr. 5). Zriedkavejší je kaolinit a chlorit. Sporadicky sa vyskytuje montmorilonit. Z karbonátov sú na RTG záznamoch (obr. 5) náznaky kalcitu, dolomitu a sideritu. Hojný je pyrit.

Priemerné chemické zloženie ílovcov zbojských vrstiev je uvedené v tab. 3. Porovnali sme ho s priemerným chemickým zložením ílovcov jednotlivých súvrstiev dukelskej jednotky (T. Koráb — T. Ďurkovič 1978). Ílovce zbojských vrstiev sa od ílovcov jednotlivých súvrstiev dukelskej jednotky odlišujú podstatne vyšším priemerným zastúpením K_2O (4,82 %) a nižším priemerným zastúpením CaO (0,53 %). Z mikroprvkov je v ílovcoch zbojských vrstiev vyšší priemerný obsah vanádu, stroncia a bárya (tab. 3). Vzťah medzi K_2O a Na_2O pre ílovce zbojských vrstiev a pre ílovce jednotlivých súvrstiev dukelskej jednotky sme graficky znázornili na obr. 6. V diagrame je nápadne odlišný vyšší priemerný obsah K_2O z ílovcov zbojských vrstiev oproti ílovcom dukelskej jednotky, pri zhruba rovnakom zastúpení Na_2O . Je pravdepodobné, že zvýšený obsah K_2O v ílovcoch zbojských vrstiev

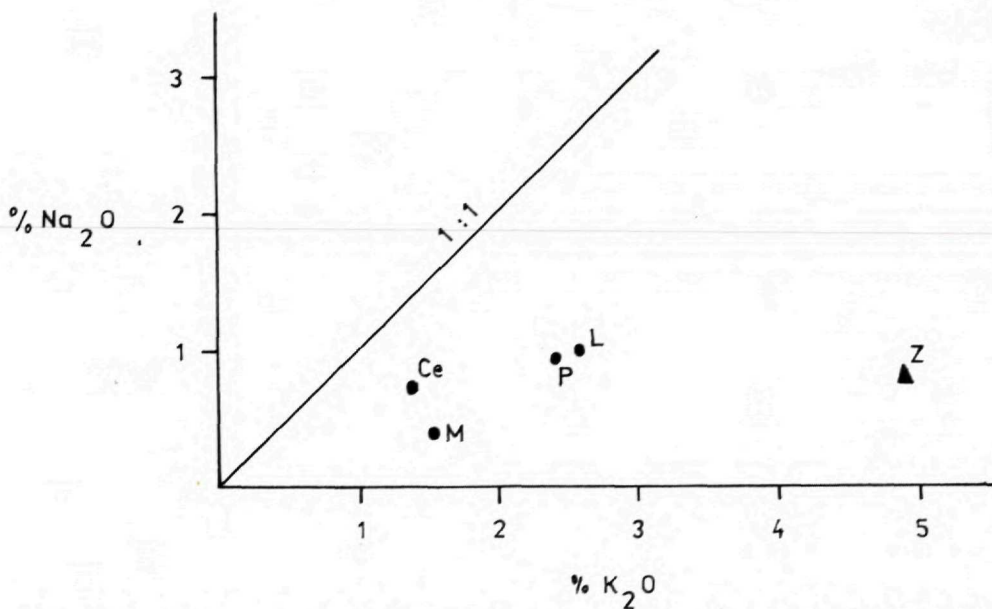
Priemerné chemické zloženie ílovcov zbojských vrstiev
a ílovcov dukelskej jednotky

	Dukelská jednotka				Jednotka?
	vrstvy				vrstvy
	cergovské	menilitové	podmenilitové	lupkovské	zbojské
SiO ₂ %	48,61	58,62	52,48	56,01	56,40
Al ₂ O ₃	13,81	12,99	17,00	18,59	20,12
TiO ₂	0,82	0,49	1,17	1,04	0,81
FeO	2,04	1,40	3,45	2,12	2,61
Fe ₂ O ₃	2,90	2,63	2,53	3,34	3,41
K ₂ O	2,35	1,55	2,42	2,65	4,82
Na ₂ O	0,74	0,43	0,96	1,04	0,77
CaO	9,27	7,27	4,62	3,24	0,53
MgO	3,95	1,65	3,03	2,05	2,21
Cr (ppm)	129,2	111,6	161,5	144,3	135,2
V	107,7	68,5	154,9	139,9	265,2
Ni	59,5	47,6	78,4	52,4	65,1
Co	16,4	13,5	31,6	28,2	33,9
Pb	33,5	58,9	57,3	59,5	31,9
Ga	11,9	10,5	13,8	15,3	20,9
Sr	131,8	161,4	126,0	110,0	268,5
Ba	174,3	358,7	303,4	257,0	1495,1

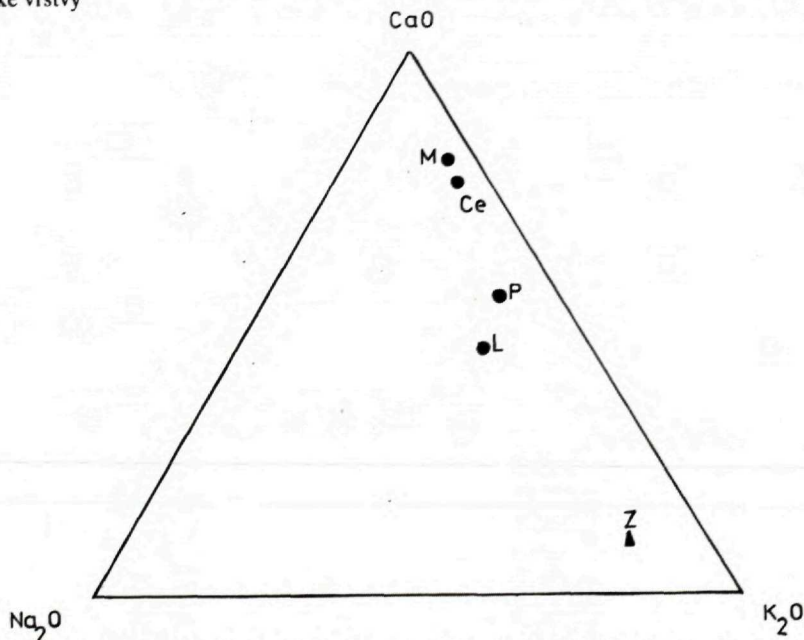
súvisí s celkovým obsahom tejto zložky (hlavne K-živcov) v pôvodných zdrojových horninách. Obsah CaO je charakteristický pre ílovce určitých súvrství dukelskej jednotky. Preto sme porovnali vzťah medzi obsahom CaO — K₂O — Na₂O (obr. 7) z jednotlivých litologických celkov dukelskej jednotky a z ílovcov zbojských vrstiev. Z diagramu zreteľne vidno excentricky položený projekčný bod ílovcov zbojských vrstiev.

Predpokladáme, že aj zvýšený obsah bárya v ílovcach zbojských vrstiev (tab. 3) oproti obsahu bárya v ílovcach dukelskej jednotky súvisí so zvýšeným obsahom K₂O. Je pravdepodobné, že Ba izomorfne zastupuje draslík v mriežke ortoklasu. Aj vzájomný vzťah V—Sr—Zr (obr. 8) ukazuje excentricky postavený projekčný bod

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



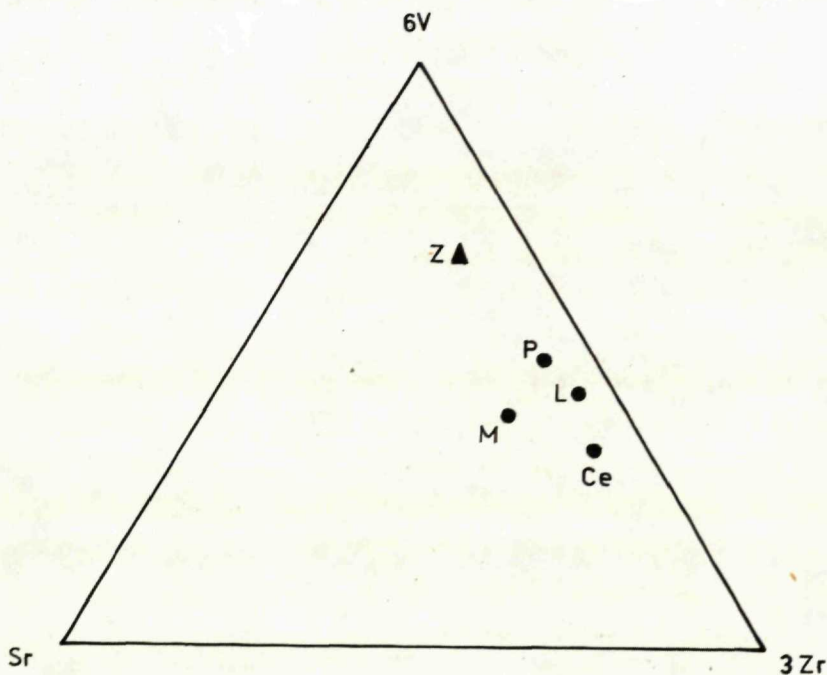
Obr. 6 Vzťah medzi obsahom K₂O a Na₂O v ílovcach zbojských vrstiev a v ílovcach dukelskej jednotky
 Z — zbojské vrstvy, L — lupkovské vrstvy, P — podmenilitové vrstvy, M — menilitové vrstvy, Ce — cergovské vrstvy



Obr. 7 Vzťah medzi obsahmi CaO—K₂O—Na₂O v ílovcach zbojských vrstiev a v ílovcach dukelskej jednotky.
 Z — zbojské vrstvy, L — lupkovské vrstvy, P — podmenilitové vrstvy, M — menilitové vrstvy, Ce — cergovské vrstvy

z ílovcov zbojských vrstiev oproti zoskupeniu projekčných bodov z ílovcov jednotlivých súvrství dukelskej jednotky.

Vrstevnatosť zbojských vrstiev nie je vždy dosť zreteľná, sklon vrstiev je v rozmedzí 0—40°. Časté sú priečne strmo uklonené trhliny (80—85°), ktoré sú druhotne vyplnené kalcitom alebo kremeňom. Niektoré pukliny sú aj v hĺbke 4500 m otvorené. V týchto puklinách tvorí číry kmeň idiomorfne kryštáliky 3—4 m veľké, tzv. marmarošské diamanty. Orientácia puklín je všesmerná, pukliny sú navzájom prepojené.



Obr. 8 Vzťah medzi obsahom V—Zr—Sr v ílovcoch zbojských vrstiev a v ílovcoch dukelskej jednotky
Z — zbojské vrstvy, L — lupkovské vrstvy, P — podmenilitové vrstvy, M — menilitové vrstvy, Ce — cergovské vrstvy.

Stratigrafické údaje zo zbojských vrstiev sú skromné. Asociácie foraminifer a mikroflóry nedovoľujú žiadne uzávery. Zaujímavý je nález preplavenej mikroflóry z vrchného devónu a permu vo vrstvách (P. Snopková).

V hĺbke 4202—4206 m sme našli veľké foraminifery, ktoré spracoval E. Köhler (Geologický ústav SAV, Bratislava) a určil túto asociáciu: *Nummulites distans* Deshayes, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe, *N. aff. bouillei* de la Harpe, *N. aff. fabiani* (Prever), *Nummulites* sp., *Discocyclusina archiaci* (Schlumb.), *Discocyclusina* ex gr. *D. varians* Kaufman, *Discocyclusina* sp., *Asterocyclusina* sp.

Organické zvyšky sú výrazne poškodené, polámané, obrúsené, niektoré sú tlakom zdeformované a nemožno pochybovať o ich premiestnení. Podľa E. Köhlera

sa spoločenstvo veľkých foraminifer skladá z dvoch prvkov: a) veľké foraminifery, ktoré tvoria vo flyšovom pásme asociácie spodnoeocénneho veku — *N. distans*, *N. burdigalensis*, *N. Partschii*, *D. archiaci*.

b) *Veľké foraminifery asi vrchnoecénneho veku: Nummulites aff. bouilei*, *N. aff. fabiani*, *Discocyclina ex gr. D. varians*. E. Köhler upozorňuje, že diskocyklíny uvedené ako *D. ex gr. varians* majú zvláštnu štruktúru naznačujúcu vývojový trend k lepidocyklínam. Spoločenstvo zaraďuje do vrchného eocénu, ale nevylučuje ani oligocénny vek sedimentu.

Zbojské vrstvy sú tektonicky najporušenejšie vo vrchnej časti (3967—3987 m), kde počas vrtania zaznamenali veľké straty výplachu. Nižšie, až po konečnú hĺbku vrtu sa takýto jav nevyskytol a predpokladáme, že vrt odkrýval jednu tektonickú štruktúru, v ktorej majú opisované vrstvy 800—1000 m hrúbku.

Stratigrafické rozpätie zbojských vrstiev (vyšší eocén — ? spodný oligocén) obmedzuje možnosť korelovať ich s menilitovo-krosnenskou sériou flyšových Karpát. Stratigrafický interval porovnať môžeme. Ťažšie je porovnať litologický obraz a hrúbku súvrstvia. Čierne nevápnité ílovce zbojských vrstiev makroskopicky zodpovedajú ílovcom menilitových vrstiev. Chemické zloženie je však odlišné (tab. 3). Zbojské vrstvy majú vysoký podiel pieskocov, ktorý nepoznáme v menilitových vrstvách a nepoznáme ani 800 až 1000 m hrubé menilitové vrstvy. Tieto údaje nás oprávňujú vysloviť domnienku, že zbojské vrstvy patria do karpatskej menilitovo-krosnenskej série, ale zóna, v ktorej sedimentovali v procese tektogenézy, bola prekrytá od juhu presunutou dukelskou jednotkou. To znamená, že v paleogeografickom pláne zóna usadzovania zbojských vrstiev ležala na S od dukelskej jednotky. Petrografická analýza zbojských vrstiev, ako sme uviedli vyššie, lokalizuje tento bazén do blízkosti zdrojovej zóny tvorenej hlavne horninami žulového typu.

Vystupovanie zbojských vrstiev vo vrte Zboj-1 nie je jediným známym výskytom tohto súvrstvia vo flyšových Karpatoch. V hlbokých štruktúrnych vrtoch poľskej časti flyšového pásma (vrty Obidowa IG-1, Chabowka-1, Słopnice 1a 20; obr. 1) sa vyskytujú vrstvy obdobného litologického zloženia. Z publikovaných materiálov je známy iba opis profilu vrtu Obidowa IG-1 (M. Cieszkowski — W. Sikora 1976, M. Gasiński — J. Liszkowa — J. Morgielowa 1976, J. Szczurowska 1976). Tu, v hlbokom intervale 3578—4184 m bolo navŕtané súvrstvie eocénneho veku citovanými autormi nazvané ako „vrstvy z Radzawky“. Jadrá z vrtu Obidowa IG-1 sme mali možnosť makroskopicky i mikroskopicky pozorovať. Štúdium potvrdilo, že vrstvy z Radzawky a vrstvy zbojské sú litologicky zhodné. Asociácia ťažkých minerálov z pieskocov je tiež rovnaká a pre vrstvy sú zvlášť typické hrubozrné masívne kremenné pieskovce a sklzové telesá malých rozmerov.

Vrstvy z Radzawky obsahujú asociácie foraminifer, ktoré vyššie uvedení autori považujú za eocén. Vek zbojských vrstiev je lepšie doložený faunou numulitov než vrchný eocén až (?) spodný oligocén. Zhodné litologické zloženie oboch diskutovaných súvrství nás oprávňuje predpokladať, že vrstvy z Radzawky môžu mať taký stratigrafický rozsah ako vrstvy zbojské.

Podľa informácie K. Zytka (IG Kraków) problematické eocénne vrstvy podobného litologického zloženia ukázal aj vrt Meżgorie 1 (obr. 1) v ukrajinských flyšových Karpatoch.

Záver

Zbojské vrstvy sú novou litostratigrafickou jednotkou, ktorá vystupuje iba vo vrte Zboj-1 na východnom Slovensku. Z litologickej stránky ich charakterizujú tieto litotypy:

- a) masívne pieskovce so závačkami ílovcov aj pieskovcov,
- b) litotyp drobnorytmického flyšu (sporadický výskyt),
- c) litotyp sklzových telies malých rozmerov,
- d) ílovice.

Dominujúcim litotypom sú masívne jemnozrnné až hrubozrnné kremenné a arkózové pieskovce. Pomerne vysoký obsah živcov, ojedinelé úlomky žúl a asociácia ťažkých minerálov (dominuje zirkón) indikuje zdroj klastického materiálu hlavne z intruzív žulového typu. Pieskovce zbojských vrstiev nemajú charakteristické znaky turbiditov (intervaly A. H. Bouma 1962). Sú masívne a obsahujú závačky ílovcov a pieskovcov nepravidelne vtrúsené v pieskovcovej hmote. Je pravdepodobné, že pri depozícii pieskovcov sa uplatnili iné mechanizmy gravitačného transportu než turbiditné prúdy. Predpokladáme, že skúmané pieskovce sú výsledkom gravitačného transportu typu „grain flow“ (G. V. Middleton — M. A. Hampton 1973). Pieskovce sedimentovali blízko zdrojovej zóny (proximálny typ sedimentov). Litotyp drobnorytmického flyšu sa vyskytuje v profile zbojských vrstiev sporadicky. Hojný je litotyp sklzových telies malých rozmerov, kde sa v intraklastoch hrubozrnných pieskovcoch vyskytujú numulity. Ílovce bývajú niekedy čiastočne rekryštalizované a makroskopicky nadobúdajú vzhľad ílovitých bridlíc.

Vrt Zboj-1 dokázal, že dukelská jednotka ako celok je nasunutá na zbojské vrstvy. To znamená, že zbojské vrstvy sedimentovali severnejšie od dukelskej jednotky, táto zóna bola v procese tektonického vývoja prekrytá a dnes nevystupuje na povrch. Tento jav dokazuje veľké skrátenie pôvodného sedimentačného priestoru flyšového pásma.

Ak ďalšie výskumy potvrdia náš predpoklad o príslušnosti zbojských vrstiev ku menilitovo-krosnenskej „sérii“, potom študované vrstvy predstavujú ich proximálnu časť.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

- BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1—168.
- CIESZKOWSKI, M. — SIKORA, W. 1976: Geologiczne wyniki z otworu wiertniczego Obidowa IG-1 (polskie Karpaty Zachodnie). Kwartal. Geol. 20, 2, Warszawa, 441—442.
- GASIŃSKI, M. A. — LISZKOWA, J. — MORGIEŁOWA, J. 1976: Wyniki badań mikrofauny z otworu wiertniczego Obidowa IG-1. Kwartal. Geol., 20, 2 Warszawa, 1—443.
- KORÁB, T. — ĎURKOVIČ, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—194.
- MIDDLETON, G. V. — HAMPTON, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In Turbidites and Deep water sedimentation SEPM, Pacific. Sect. Anaheim, 1—38.

- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Nakl. ČSAV, Praha, 3—688.
- PETTIJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R. 1972: Sand and sandstones. Springer, Berlin, 7—618.
- SZCZUROWSKA, J. 1976: Wstepne wyniki badań mineralow ciekzych z otworu wiertniczego Obidowa IG-1. Kwartal. Geol. 20, 2, Warszawa, 1—444.

Tomáš Koráb — Tibor Ďurkovič

Basement of Dukla Unit (East-Slovakian Flysch)

Summary

The Zboj beds are a new lithostratigraphic unit present only in the bore hole Zboj-1 in East Slovakia. The following lithotypes were distinguished in the Zboj beds: 1. massive sandstones containing clasts of sandstones and shales; 2. microrhythmic flysch (sporadic); 3. small-size slump bodies; 4. shales. According to the nummulites the Zboj beds are Upper Eocene through Lower Oligocene.

Massive fine-grained and coarse-grained quartz- and arcose sandstones represent a dominant lithotype of the Zboj beds. Comparatively high content of feldspars, occasional fragments of granites, and heavy minerals association (zircon predominant) are indicative of transport of clastic material mainly from intrusive rocks (granite type). Sandstones of the Zboj beds are devoid of turbidite characters (A. H. Bouma's —1962 intervals). The sandstones are massive, containing clasts of shales and of sandstones, disorderly disseminated in sandstones. It is likely that the deposition of sandstones was controlled by mechanisms of gravitational transport other than turbidity currents; perhaps by grain flow type transport (G. W. Middleton — M. A. Hampton 1973). The sandstones deposited near the source area (sedimentary rocks of proximal type).

Lithotype of microrhythmic flysch is sporadic in the profile of the Zboj beds (Fig. 2). Frequent is, however, lithotype of slump bodies of smaller dimensions. Intraclasts composed of coarse-grained sandstones contain nummulites. Shales of the Zboj beds are mostly composed of illite and kaolinite. Sometimes they are partly recrystallized.

The bore hole Zboj-1 showed that the entire Dukla Unit was thrust over the Zboj beds. So the Zboj beds must have deposited farther northward of the Dukla Unit. In the course of its tectonic history the zone was covered and now it still is not exposed. This phenomenon is a proof of considerable shortening of the depositional area of the Flysch zone.

If our presumption about the Zboj beds belonging to the Menilite-Krosno group of the Carpathians will be confirmed by further research, then the Zboj beds are its proximal part.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Tectonical Sketch of Eastern Part of Flysch Carpathians 1 — External zone of fore-deep; 2 — internal zone of fore-deep; 3 — skiba (Skole) nappe; 4 — Silesian — and Subsilesian nappes; 5 — Dukla nappe; 6 — Magura nappe; 7 — tectonic windows; 8 — Rachov nappe; 9 — Marmarosch zone; 10 — Klippen Belt; 11 — Orava-Nowy Targ Neogene; 12 — Neogene volcanic rocks; 13 — thrust planes; 14 — bore holes encountering problematic Eocene beds; 15. Submenilite beds; 16 — Cisna beds; 17 — Lupkov beds; 18 — Zboj beds.

Fig. 2 Lithological Profile of Zboj Beds (bore hole Zboj-1) 1 — Massive sandstones with mud balls of shales; 2 — massive sandstones with clasts of sandstones and fine-grained conglomerates; 3 — homogeneously-bedded sandstones; 4 — lithotype of slump bodies of smaller dimensions; 5 — lithotype of microrhythmic flysch; 6 — convolute-laminated siltstones and fine-grained sandstones.

Fig. 3 Classification Diagram of Sandstones (J. Petránek 1963) Q-quartz and stable rock fragments, F-feldspars and unstable rock fragments, C-clay

1 — subgraywackes, 2 — quartzose sandstones, 3 — arcose sandstones, 4 — arcoses, 5 — graywackes.

Fig. 4 Classification Diagram of Sandstones (F. J. Pettijohn — P. E. Potter — R. Siever 1972)

K-quartz, Ž-feldspars, UH-rock fragments

1 — quartzose sandstones, 2 — subarcoses, 3 — arcoses, 4 — arcose sandstones, 5 — litharenites, 6 — sublitharenites.

Fig. 5 X-ray records on Shales of Zboj beds

I-illite, K-kaolinite, Q-quartz, C-calcite, D-dolomite

Fig. 6 Ratio of K_2O/Na_2O in Shales of Zboj beds and in Shales of Dukla Unit

Z-Zboj beds, L-Lupkov beds, P-Submenilite beds, M-Menilite beds, Ce-Cergowa beds,

Fig. 7 Ratio of $CaO-K_2O-Na_2O$ in Shales of Zboj beds and in Shales of Dukla Unit

Z-Zboj beds, L-Lupkov beds, P-Submenilite beds, M-Menilite beds, Ce-Cergowa beds.

Fig. 8 Ratio of $V/2r/Sr$ Contents in Shales of Zboj Beds and in Shales of Dukla Unit

Z-Zboj beds, L-Lupkov beds, P-Submenilite beds, M-Menilite beds, Ce-Cergowa beds.

Translation: E. Jassingerová.

Ján Nemčok

Geologické pomery okolia Bardejovských Kúpeľov

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Mineral waters are concentrated in the area N-S or NNE-SSW of the Bardejov fault system, particularly in the Tvarožec sandstones. The mineral waters ascend along fault zones and on the contact between the impermeable Beloveža beds and permeable sandstones.

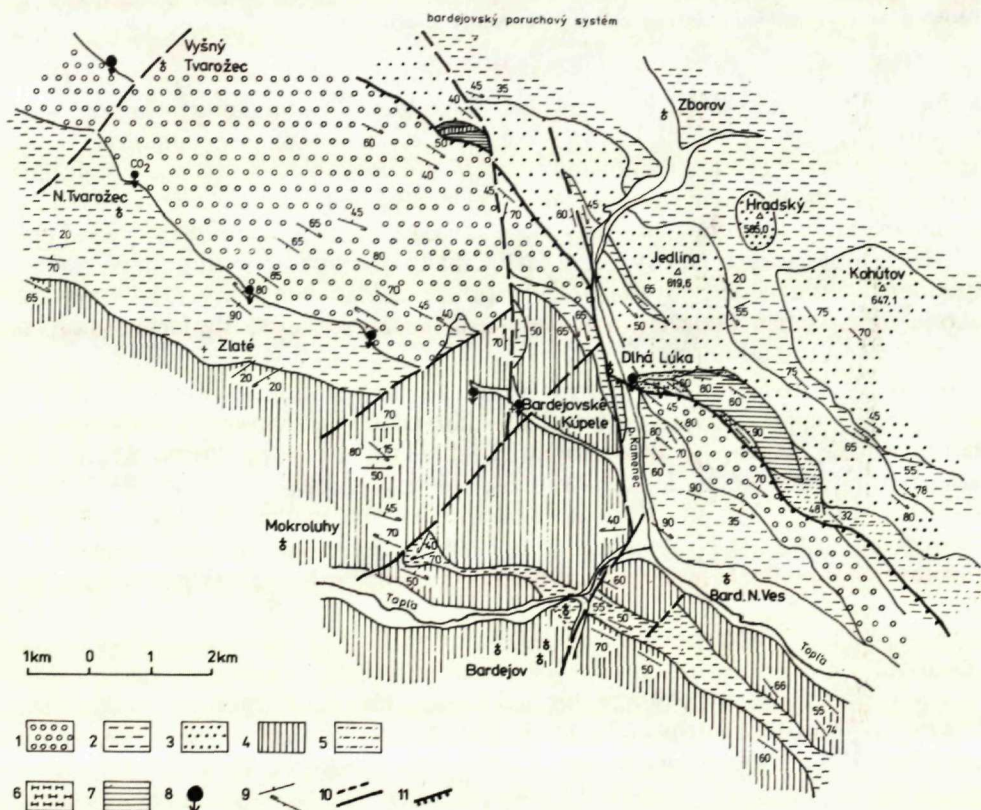
Širšie okolie Bardejovských Kúpeľov budujú sedimenty magurského príkrovu. Ležia v tektonicky zložitej oblasti, kde sa stýkajú všetky tri litofaciálne jednotky. Okolie kúpeľov je preto tak komplikované, lebo je práve v oblasti výrazného rozhrania dvoch od seba oddelených segmentov. Východná časť je pozdĺž severojužného poruchového systému poklesnutá, v dôsledku čoho sa na povrchu zachovalo aj viac mladších litologických členov než v časti západnej, kde zase vystupujú na povrch spodnejšie litofaciálne členy magurského príkrovu. Západná časť sa neustále dvíha, ako o tom svedčia obnažené paleocénne až vrchnokriedové litofácie v Poľsku, Krynici a severne od nej.

Bystrická litofaciálna jednotka. Na litofaciálnej schéme sú znázornené litologické komplexy tvoriace bystrickú litofaciálnu jednotku. V tejto schéme zahrňujem do najstarších litostratigrafických jednotiek aj pieskovce, ktoré som označil ako tvarožské pieskovce. Tvarožské pieskovce som pomenoval podľa obce Vyšný Tvarožec. Typový profil je v záreze potoka medzi Vyšným a Nižným Tvarožcom. (obr. 2). Hrúbka je asi 1000 m. Je to mocný komplex masívnych pieskovcov, v podloží i nadloží má drobnorytmický flyš. Vek pieskovcov je vrchný paleocén až spodný eocén. A. Matějka — L. Zelenka (1931) ich opisujú v rámci eocénu pod hieroglyfovými vrstvami, J. Nemčok (1961) ich opísal ako kremenné pieskovce v spodnej časti belovežských vrstiev.

Tento výrazný litologický horizont má v oblasti medzi Bardejovskými Kúpeľmi a Vyšným Tvarožcom vyše 1000 m (obr. 1). Tvoria ho výrazné svetlé kremenné pieskovce s množstvom živcov. Bývajú biele až svetložlté, často ich prifarbuje rozpustený limonit, ktorý zanechal v silne zvetraných pieskovcoch červenohrdzavé šmuhy. Pieskovcový komplex je len čiastočne prekladaný silne piesčitými ílovcami.

Na niektorých miestach, pravdepodobne už v spodnej časti tohto masívneho súvrstvia kremenných pieskovcov, nachádzame tenšie polohy drobnorytmického flyšu, z ktorého V. Gašpariková 1979 určila nasledovnú mikrofaunu: *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Dendrophrya robusta* Grzybowski; *Rhizamina* cf. *indivisa* Brady, *Reophax elongatus* Grzybowski, *Reophax splendidus* Grzybowski, *Ammodiscus hoernesii* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Glomospira irregularis* Grzybowski, *Trochamminoides* cf. *proteus* (Karrer), *Trochamminoides* ex gr. *subcoronatus* (Grzybowski), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Karrerella* (*Karrerulina*) *conversa* (Grzybowski).

Určené foraminiferové spoločenstvo poukazuje na spodnoeocénny vek súvrstvia. V určených formách sa nachádzajú aj paleocénne druhy. Z celkového štatistického vyhodnotenia súboru mikroasociácie, ako aj pozície pieskovcov vyplýva, že najpravdepodobnejšie ide o vrchný paleocén — spodný eocén.



Obr. 1 Geológia Bardejovských Kúpeľov (J. Nemčok 1978).

1 — Tvarožské pieskovce, 2 — belovežské vrstvy, 3 — makovické pieskovce, 4 — zlínske vrstvy bystrickej jednotky, 5 — pestré vrstvy ombrónskej jednotky, 6 — menilitové polohy, 7 — mafcovské vrstvy, 8 — minerálne pramene, 9 — smer a sklon vrstiev, 10 — poruchové systémy, 11 — prešmyky a násuny.

Dva súvislé pruhy kremenných pieskovcov, ktoré sú smerom do nadložia vápnitejšie, sa vo vymapovanom území odlišujú na povrch vystupujúcou rozlohou. Jeden pruh sa tiahne od Beloveže po Dlhú Lúku, druhý od oblasti Bardejovských kúpeľov cez Vyšný a Nižný Tvarožec (obr. 1) do oblasti Cigeľky a pokračuje v Poľsku. Tieto pieskovce boli často opisované ako „magurský pieskovec“ a hieroglyfové vrstvy. Raz boli začlenené ku belovežským vrstvám, inokedy ich začlenili pod pestré vrstvy bez bližšieho stratigrafického zaradenia.

Dnes s regionálneho pohľadu, ako aj z vymapovaných území vieme, že na rozhraní kriedy a paleogénu je komplex hrubolavicovitých zväčša hrubozrnných pieskovcov. V sliezskej jednotke sú to cienžkovické pieskovce, v duklianskej jednotke cisnianske alebo pieskovce Veľkého Bukovca, no v magurskom flyši sú to práve pieskovce tvarožské. V západnej časti flyšového pásma solánske pieskovce by mohli zodpovedať stratigraficko-litologickej pozícii — tvarožským pieskovcom.

Pestré vrstvy, ktoré pomenoval C. M. Paul (1869) podľa dediny Beloveža v bardejovskom okrese, sú vyvinuté v okolí Zborova a Zlatého. Tenší pruh je v doline Tople a južne od Bardejovskej Novej Vsi. Stratigraficko-litologické pomery tohto drobnorytmického súvrstvia sú známe z mnohých prác týkajúcich sa flyšovej problematiky. Zodpovedajú spodnému eocénu.

Nadložné zlínske vrstvy bystrickej i račianskej litofaciálnej jednotky sú stratigraficky, ako aj materiálove veľmi odlišné. Kým bystrická jednotka končí zlínskymi vrstvami v strednom eocéne, račianske vrstvy pokračujú do vrchného eocénu. Tvrdé lastúrnaté sivé až modrastosivé ílovce (sliene z Łacka) sa sriedajú s pieskovcami len v bystrickej jednotke. V račianskej litofaciálnej jednotke sú tvrdé lastúrnaté ílovce podstatne menej zastúpené. Okrem nich v pieskovcoch nachádzame rozpadavé kusové ílovce sivých farieb, pripomínajúce krosnenský typ ílovcov. Na mnohých miestach zlínske vrstvy račianskej litofaciálnej jednotky sú reprezentované makovickými pieskovcami. Práve v oblasti Zborova je hojne vyvinutá pieskovcová zlínska litofácia. Silne sfudnaté strednozrnné až jemnozrnné drobové pieskovce tvoria popri tvrdých ílovcoch podstatnú zložku zlínskych vrstiev. Hranaté zrná sú tmelené karbonátovým tmelom. Prevládajúcu minerálnu zložku tvorí kremeň (cca 40—60 %). Stratigraficky zaraďujeme zlínske vrstvy bystrickej jednotky k najspodnejšiemu strednému eocénu.

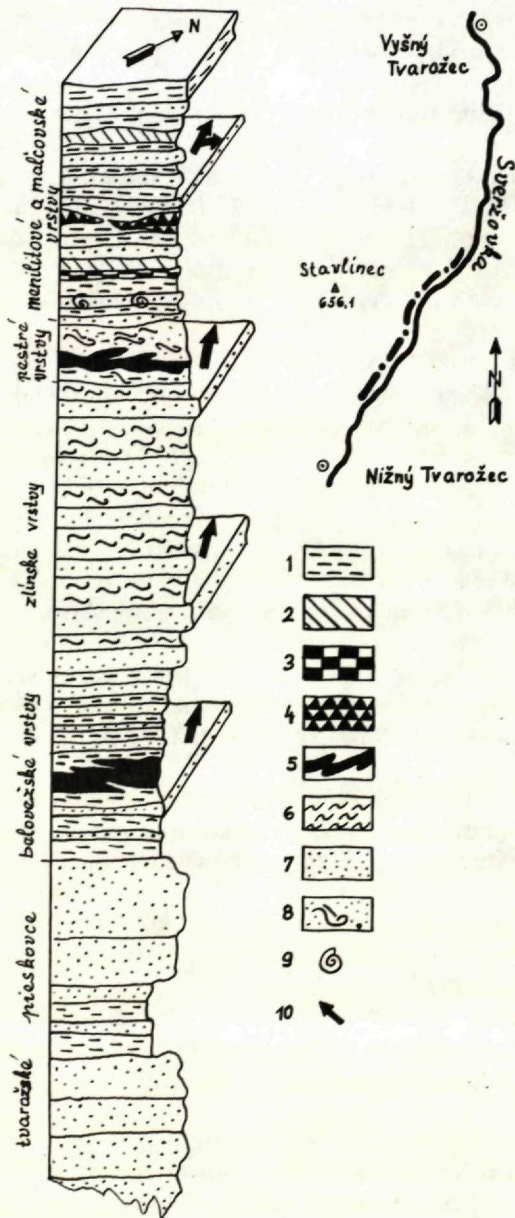
Stratigraficko-litologické nadložie najjužnejších litofaciálnych jednotiek magurského príkrovu patrí ombrónskej litofaciálnej jednotke (D. A n d r u s o v 1965). Táto samostatná geotektonická jednotka sa v študovanom území zachovala len v malých útržkoch pri Dlhej Lúke a západne od Zborova pri dedine Štebník. Litologicko-stratigrafický sled pestrých vrstiev tvorí podložie celej sekvencie ombrónskej série. Nad pestrými červenými a zelenými ílovcami sú globigerínové sliene. Vrstevný sled uzatvárajú menilitové a malcovské vrstvy (obr. 2).

Tektonické pomery

Sústredenosť niekoľkých výverov minerálnych vôd v malom údolí severne od Bardejova dala podnet k vzniku liečebného centra — Bardejovských Kúpeľov. Oddávna sa geológovia snažili objasniť hydrogeologické pomery výverov minerál-

nych vôd. Zhodovali sa snád len v tom, že pramene sa nachádzajú na poruchách ; tieto sa v neskorších dobách snažili zachytiť pomocou vrtných prác.

Pri podrobnom geologickom mapovaní som zistil, že priebeh litofácií, ako aj priebeh vrstiev medzi Zborovom a Bardejovom má anomálny charakter. Litofácia belovežských vrstiev, ako aj ich nadložné litofaciálne sekvencie nemajú vo vymedze-



Obr. 2. Litologická schéma bystrickej litofaciálnej jednotky — typová lokalita tvarožských pieskoviec, 1 — ílovce, 2 — ílovce menilitového typu, 3 — rohovce, 4 — pelokarbonáty, 5 — pestré červené ílovce, 6 — lastúrnato-rozpadavé ílovce (sliene z Ľacka), 7 — pieskovce, 8 — sklzové telesá, 9 — výskyt veľkých foraminifer, 10 — smer paleoprúdov.

nom úseku priebeh severozápad-juhovýchod ale priebeh takmer kolmý na tento smer. Druhou vážnou príčinou silného porušenia tejto oblasti je posunutie a odtrhnutie ombrónskej litofaciálnej jednotky pozdĺž severojužného bardejovského poruchového systému v údolí potoka Kamenec. Tento predpoklad potvrdzuje nielen posunutie malcovsko-menilitové súvrstvie ombrónskej litofaciálnej jednotky južne od Stebníka, ale tiež vystupovanie kremenných tvarožských pieskovcov spod belovežských vrstiev. Západne od severovýchodného bardejovského poruchového systému vystupujú tvarožské pieskovce na povrch vo veľkom obnažení, kým východne od neho sa tiahnu len v úzkom poklesnutom pruhu.

Deformácia územia pozdĺž bardejovského poruchového systému nastala až po usadení malcovských vrstiev, t. j. po spodnom oligocéne. Aj hlavný násun čiastkovej litofaciálnej jednotky v študovanom území sa udial až po sedimentácii malcovských vrstiev. Kremenné tvarožské pieskovce vystupujú spod drobnorytmického flyšu belovežských vrstiev a sú mohutne vyvinuté medzi dedinou Nižný Tvarožec a Bardejovskými kúpeľmi. Je to mohutný komplex, ktorý pri tektonických pohyboch čiastočne prikryl ombrónsku litofaciálnu jednotku, z ktorej zbytkov sa zachoval na jeho severnom okraji pri styku s račianskou litofaciálnou jednotkou (južne od Stebníka). Výška skoku na tektonickom bardejovskom poruchovom systéme je väčšia než 1000 m, čo dokumentujú práve tvarožské pieskovce. Kým západne od spomínaného poruchového systému vychádzajú na povrch a tvoria mohutné hrebene v súčasne hĺbenom vrte sz. od Zborova, nie sú zachytené ani v niekoľko tisíc metrovej hĺbke. Bardejovský poruchový systém sj., resp. ssv.-jjz. smeru rozdeľuje širšiu oblasť na segmenty diferencované až do oblasti Cigeľky a Krynice.

Generálny sklon vrstiev k JJZ a priebeh vrstiev sz.-jv. smeru (mimo poruchových zón) napovedá, že stavba celého územia má šupinový charakter s ponáraním krídiel vrásových šupín k JJZ (obr. 1).

Hydrogeologické pomery

Vývery minerálnych vôd sú sústredené priamo v areáli kúpeľov v údolí Kvasného potoka. V kúpeľoch bolo do r. 1968 šesť zdrojov minerálnych vôd.

Z geologického hľadiska vody Bardejovských kúpeľov, Nižného a Vyšného Tvarožca, Cigeľky, ako aj susednej poľskej Krynice sú koncentrované do oblasti sj., resp. ssv.-jjz. poruchových bardejovských systémov. Sú regulované nepriepustným horizontom belovežských vrstiev, ako aj samotným poruchovým systémom. Koncentrácia povrchových výverov minerálnych vôd je v oblasti poruchových systémov, no ich distribúcia je na rozhraní nepriepustných belovežských vrstiev a priepustných tvarožských pieskovcov alebo zlínkových vrstiev. Napájacou oblasťou sú najpravdepodobnejšie tvarožské pieskovce sz. od Bardejovských Kúpeľov, v ktorých je migrácia vody uľahčená ich primárnou i sekundárnou puklinatostou i primárnou pórovitostou. Rozličné chemické zloženie minerálnych vôd a množstvo ich plynnej zložky CO₂ sú regulované už samotným výverom. Na mnohých miestach k riedeniu dochádza v aluviálnych náplavoch alebo križovaní sa rôznych tektonických poruchových zón nasýtených rozličným stupňom i kvalitou minerálnej koncentrácie.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1965 : Geológia českoslov. Karpát. Vyd. Slov. Akadémie Vied, Bratislava, 1—392.
- MATĚJKA, A. — ZELENKA, L. 1931—1932 : Geologie flyšového území v širšom okolí Bardějova a Zborova. Sbor. St. geol. ústavu, Praha, 27—64.
- NEMČOK, J. 1961 : Vznik a výplň depresí v magurskom flyši na v. Slovensku. Geol. Zborník XII, 2, Bratislava, 175—190.
- PAUL, C. M. 1869 : Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Sároser und Zempliner Comitates. Jb. Geol. Reichsanstalt XIX, Wien, 278—279.

Ján Nemčok

Geology of Bardejov Spa

Summary

I deal with the geological structure of the area around the Bardejov Spa. Mineral springs of this area have been geologically investigated since long. Accumulation of mineral waters, ascending ways, collecting rocks, production of the waters required thorough geological and hydrogeological researches. Mapping showed that the monoclinical structure of the area was disturbed in many places by N—S or NNE—SSW fault systems called the Bardejov fault system. Mineral waters concentrated around this fault zone. Ascending ways of the mineral waters are controlled by permeable and impermeable beds. The main reservoir of mineral waters are the Tvarožek sandstones from the basement of the Beloveža beds not only in the area of the Bardejov Spa but also in Nižný Tvarožek, Vyšný Tvarožek and Cigeľka.

Explanation of text-figures

1 — Tvarožek sandstones, 3 — Beloveža beds, 3 — Makovec sandstones, 4 — Zlín beds of the Bystrica unit, 5 — variegated beds of the Ombron unit, 6 — Menilite beds, 7 — Mafcov beds, 8 — mineral springs, 9 — strike and dip of beds, 10 — fault systems, 11 — thrusts and overthrusts.

Fig. 2 Type locality of Tvarožek sandstones

1 — shales, 2 — shales of Menilite type, 3 — cherts, 4 — pelocarbonates, 5 — variegated red shales, 6 — conchoidal — desintegrating shales (Ľacko marls), 7 — sandstones, 8 — slump bodies, 9 — larger foraminifers, 10 — paleocurrent direction.

Translation : E. Jassingerová.

Robert Marschalko — Ondrej Samuel

Orlovský pieskovec — významná litostratigrafická jednotka cenomanu klapskej jednotky (pieninské bradlové pásmo na hornom Považí)

2 obr., 2 fotografické tabuľky (XVII—XVIII), anglické resumé

Abstract. The authors present a detailed lithological-facial description of the Orlové sandstones, of their genesis (shallow-marine type), stratigraphic position (Cenomanian-Lower Turonian) and tectonic-structural situation (Klape unit).

Úvod

Vo vývoji názorov na stratigrafiu pieninského bradlového pásma máloktorá litostratigrafická jednotka zohrala takú významnú úlohu ako orlovský pieskovec (A. Began 1969).

Prvý opísal tieto vrstvy A. Boué už v roku 1841, poznamenáva: „C'est sur ces alternats de poudinques et de grès que l'on voit, au nord d'Orlové des grès grisâtres jaunes suivis d'alternats de grès marneux gris à *Gryphaea columba* (Lam.) ou *spirata* (Sch.), qui alternent cinq ou six fois avec du grès calcareo-marneux à points verts“.

Presnejšie ich však opísal D. Štúr (1860, str. 88—89), označil ich takto: „Schichten mit *Exogyra columba* bei Orlowe“ alebo „Sandstein von Orlowe“. Porovnával ich s vienským pieskovcom (Wienersandstein) a zaradil ich do cenomanu.

Významným znakom bol obsah makrofaunistických zvyškov, ktoré sa dali ľahko určiť, a tým bol vek pieskovcov stratigraficky už pri vymedzení správne stanovený na cenoman. Orlovské pieskovce sú charakteristické nahromadením vrstiev pieskovcov, a preto sú morfológicky výrazné. Podľa výskytu medzi Orlovým a Považským Podhradím sa predpokladala existencia viacerých litosóm (polôh) pieskovcov v obklopení sivých piesčitých slieňov, ich celková hrúbka sa odhadovala na 200 m. Už D. Andrusov (1945) upozornil na skutočnosť, že masívne pieskovce aj mimo oblasti Orlové—Podhradie majú cenomanské foraminifery (orbitolínový vývin v Považskej Teplej), avšak neobsahujú makrofaunu. Hoci tieto výskyty nepovažoval za biofaciálne podobné, použil pre ne názov orlovský pieskovec (D. Andrusov,

resp. D. Andrusov — M. Kuthan; list Velká Bytča 1958; Považská Bystrica 1951 a Žilina 1943, 1944). Táto zámena viedla k širokej generalizácii orlovských pieskovcov ako litostratigrafickej jednotky pre celú manínsku jednotku na Považí i Orave — pravda bez príslušnej stratigrafickej kontroly údajov. Pokračujúcim stratigrafickým výskumom v oblasti horného Považia (J. Salaj — O. Samuel 1966, A. Began 1969, J. Haško — O. Samuel 1977 a R. Marschalko — J. Kysela 1980) sa ukázalo, že prevažná časť masívnych pieskovcov je flyšová a náleží strednému a vrchnému albu, kým cenomanské pieskovce manínskej jednotky sú turbidity (konturity?) vznikajúce preukázateľne na podmorských náplavoch hlbokomorských plošín; tieto neobsahujú biotyp orlovských pieskovcov. Výskumy preukázali, že orlovské pieskovce, ako plytkomorská fácia, sú vlastné len jednotke ležiacej externe od manínskeho pásma a sú jej špecifickou litostratigrafickou jednotkou (R. Marschalko — J. Kysela 1980).

Základný opis orlovských pieskovcov a ich štruktúrne začlenenie

Súvrstvie sa nachádza na pravej strane Váhu medzi Orlovým a Považským Podhradím a v menšom páse u Vrtižera. Je odkryté v početných údolných ryhách a opustených lomoch v celkovej dĺžke 3—5 km. V juhozápadnom smere od Orlového sa norí pod úroveň Váhu a jeho priebeh predpokladáme pod západnou časťou Považskej Bystrice. V severovýchodnom smere od Vrtižera (tab. I obr. 1) pokračuje pravdepodobne v údolí rieky Váhu smerom k Bytči.

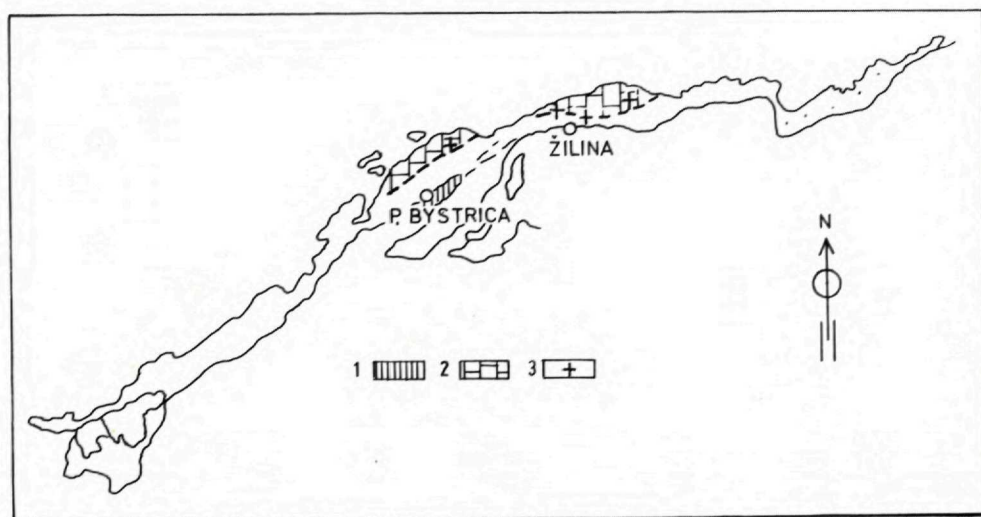
Orlovské pieskovce sú v celej dĺžke uklonené k SZ (od 70°—60°—80°) a sú prevrátené. Staršie členy nachádzajúce sa v okolí Štepnice (sz. od Považského Podhradia) prechádzajú do flyšových zlepcových facií albu (kóta Vysoké). Mladšie členy (v. od Vrtižera) sú budované zlepcami santónsko-kampánskeho veku a sú s orlovskými pieskovcami v tektonickom styku.

Plochšie uloženie vrstiev s nízkym uhlom sklonu (18°) a nedostatok vhodných kritérií pre odlišovanie bázy a vrchu vrstiev a sekvencií viedlo k názoru, že vrstvy ležia normálne, a vyššie členy (zlepence kóty Vysoké) sú transgresívne a náležia senónu. Naše výskumy preukázali prevrátený sled vrstiev, čo konečne preukazuje aj stratigrafické rozpätie zlepcov albu — cenomanu v podloží orlovských pieskovcov.

Faciálne postavenie orlovských pieskovcov v súvrství strednej kriedy

Orlovské pieskovce sa vyznačujú radom znakov a litologických typov príznačných pre plytkomorské fácie (tab. I obr. 2). Litologické typy odrážajú osobitné sedimentárne procesy neznáme ako z turbiditových, tak z kontinentálnych facií. Predstavujú mocné akumulácie pieskovcov (menej zlepcov a slieňovcov) naložené na fácie

laminovaných slieňovcov, ktoré neobsahujú makrofaunu. Táto fácia tvorí spojovací článok s podložnými zlepenčovými asociáciami flyšového typu pásma Dubový Háj. Úplný opis a dokumentáciu týchto flyšových zlepenčov sme podali v inej práci (porov. R. Marschalko — O. Samuel 1975). Zlepence sme klasifikovali ako sedimenty náplavových kužeľov vnesené cez podmorské kaňony z priľahlej pevniny. Prechod z flyšových klastických sedimentov do orlovských pieskovcov s makrofaunou obstarávajú asi 100—150 m hrubé fácie tmavosivých jednotvárných lamino-



Obr. 2 Nález blokov a olistolitov orlovských pieskovcov s *Exogyra columba major* v zlepenčovom flyši pieninskej jednotky bradlového pásma
1 — Primárne odkryvy orlovských pieskovcov v klapskej jednotke, 2 — pieninská jednotka, 3 — nálezy blokov.

vaných slieňovcov, silne piesčitých a úplne rozdielných od podložných hlbokomorských turbiditových zlepenčov i od akumulácií orlovských pieskovcov, do ktorých náhle prechádzajú. Prechod zo zlepenčového flyšu do pieskovcov s makrofaunou sme nikde nepozorovali; to preukazuje, že prechody z hlbokomorského do plytkomorského cyklu sedimentácie boli pozvoľné a trvalé, spôsobilo ich najskôr zvýšenie prínosu klastických sedimentov a zarovnanie bazénu po hladinu mora.

Prechod z orlovských pieskovcov do súvrstvia jednotvárných, menej slienitých piesčitých facií bol tiež pozvoľný. Najvrchnejším členom sú exotické zlepence pri Vrtišeri predstavujúce balvanovú akumuláciu s úlomkami až blokmi spevnených pieskovcov (6 m dlhé intraklasty) erodovaných zo starších hornín podložia počas premiestnenia a transportu.

Charakter a usporiadanie vrstiev v orlovských pieskovcoch

Orlovské pieskovce sú zložené z lineárnych vrstevných telies obvykle naložených na seba s viac-menej ostrým prechodom, ktorý obstarávajú piesčité prachovce a prachové slieňovce. Z analýzy profilov z Považského Podhradia (lesná cesta; tab. I obr. 2 a 3) sa ukazuje značná variabilita vrstiev čo do hrúbky a čo do megacyklov. Zatiaľ v spodnej časti sú vrstvy pieskovcov od 2—6 m hrubé (menej od 20—120 cm), v strednej časti ich hrúbka klesá od 140 po 60 až 25 cm. Vrstvy pieskovcov sú vložené v piesčitých slieňovcoch sivej až fialkastej farby. So zväčšujúcou sa hrúbkou slienitých pieskovcov klesá hrúbka pieskovcových vrstiev a tiež ostrosť sa stáva nevýraznou. Takéto zoskupenia vrstiev, dosahujúce hrúbky 40—25—7 m s priemerom 23 m, možno nazvať megacyklami. Hrúbka megacyklov a vrstiev opäť stúpa vo vrchnej časti súvrstvia (Vrtižer). Pribeh megacyklov možno sledovať až 3 km bez prerušenia — pozdĺž úložného smeru. Hĺbka vstupu cyklov do sedimentárnej fácie nie je doposiaľ známa. Hrúbka orlovských pieskovcov dosahuje vcelku 200—600 m. Väčšie hrúbky sú sekundárne a spôsobilo ich tektonické zošupinovatenie pásma.

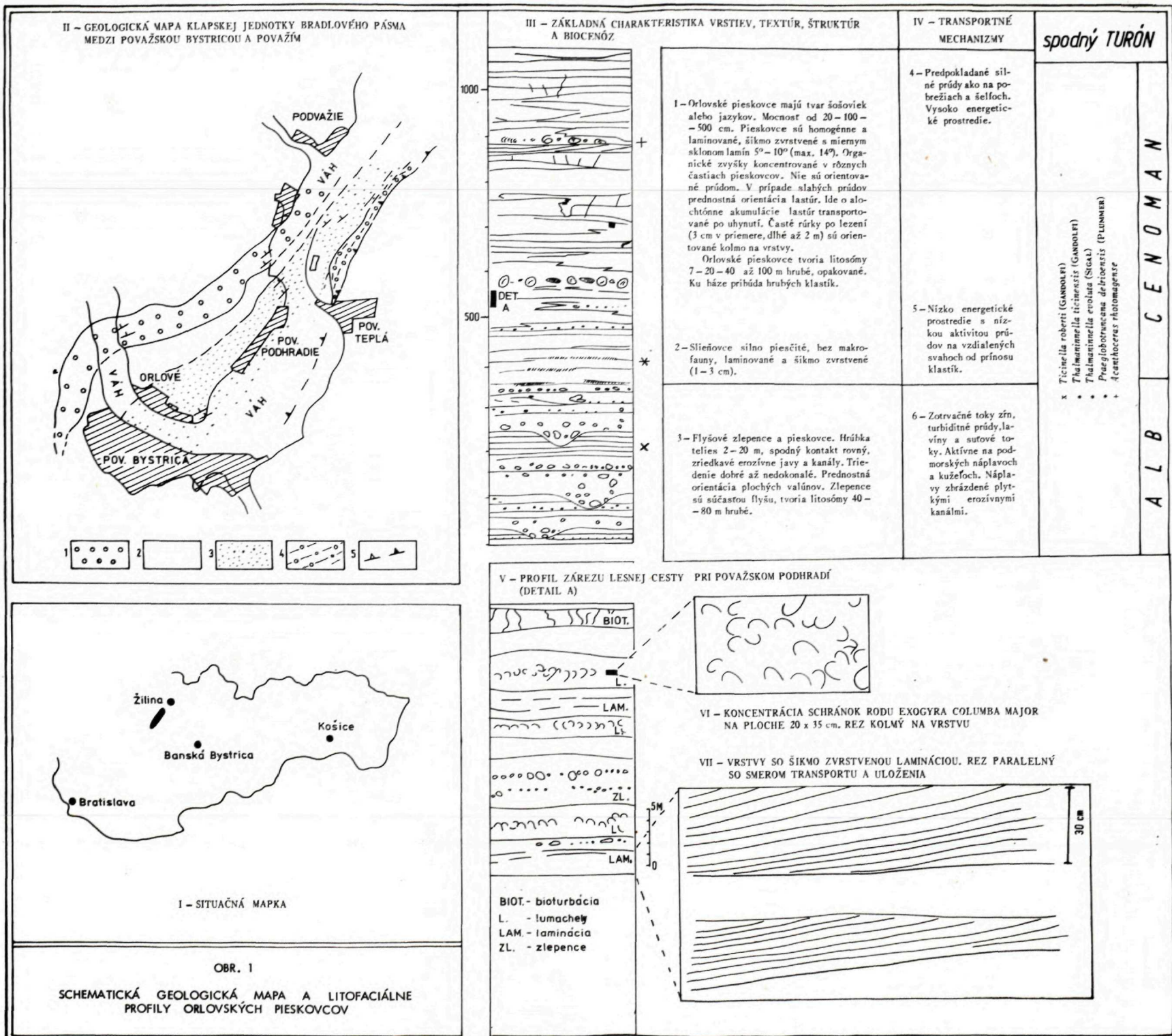
Sedimentárne textúry

Zvrstvenie pieskovcov je v hrubších vrstvách prevažne masívne, bezštruktúrne a laminované. Vrstvy, ktoré neostro prechádzajú do slienitých pieskovcov až slieňovcov, sú často porušené bioturbáciou. Masívne pieskovce utvárajú hrubé 1—2—6 m vrstvy s pozorovateľnou lamináciou v hornej časti, avšak táto je u väčšiny nevýrazná. Nápadným znakom týchto vrstiev sú roje slieňovcových valúnov (intraklastov) oddelene vystupujúce v jednom alebo vo viacerých horizontoch. Intraklasty nikde nedosahovali väčších rozmerov (6 cm). Ani občas prítomné valúny exotických hornín, najmä v hrubších vrstvách pieskovcov, neutvorili pravidelné vložky opakované nad sebou. Gradácia podľa veľkosti sa nevyskytovala. Neprítomnosť slieňovcov a hojnosť intraklastov možno spájať ich rozmytím a resedimentáciou do telies pieskovcov.

Tenké vrstvy pieskovcov (20—30—70 cm) mali častú horizontálnu lamináciu alebo šikmo zvrstvenú lamináciu s nízkym úklonom lamín (10° — 18° ; tab. I obr. 5). Vrstvy so šikmým zvrstvením tvorili izolované telesá a súbory v slienitých pieskovcoch. Šošovkovité útvary a vytrácanie boli vzácné (tab. I obr. 2 a 4).

Piesčité slieňovce oddeľujú megacykly i vrstvy pieskovcov a vyznačujú sa javmi bioturbácie a silnej organickej aktivity. Predstavujú slabšiu depozíciu počas vzniku megacyklov a zvýšenú organickú aktivitu. Ani v piesčitých slieňovcoch, ani v prachovcoch nie sú stopy po vysychaní a nenašlo sa ani flaserové zvrstvenie pláží (H. E. Reineck — J. B. Singh 1973). Rastlinné organické zvyšky (častejšie v hornej časti laminovaných vrstiev) ako drvina a fragmenty boli v ostrom kontraste so zachovanými zvyškami (listy) niektorých homogénnych variet pieskovcov. Koreňové pôdy sa nenašli.

Styk vrstiev pieskovcov je nejasný v cykloch bez slieňovcových vložiek. Na spodnej ploche v styku s čistými slieňovcami boli iba nevýrazné stopy po dotyku.



Obr. 1 — flyšové zlepenice a pieskovce typ Dubový Háj (alb — spodný cenoman), 2 — laminované slietňovce a slietňovce (spodný cenoman), 3 — orlovské pieskovce (cenoman — ? spodný turón), 4 — vrchnokriedové zlepenice (upohlavský typ; santón — kampán), 5 — prešmyk príkrehu úklonu.

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

Avšak erozívne, ani iné stopy po vlečení, také charakteristické pre flyšové turbidity, sa nenašli.

Ani rozmyvy a kanály v pieskovcoch neboli pozorované. Výnimočne sa našiel medzi Orlovým a Považským Podhradím malý kanál (hĺbka 120 cm) s nízkym uhlom zarezania, vyplnený pieskovecami a šikmo zvrstvenou lamináciou.

Makroorganické zvyšky a spôsoby ich výskytu

Makroorganické zvyšky sú hojné až časté v pieskovcoch stredných hrúbok (tab. I obr. 3 a 4), kde sa kumulujú do nevrstevnatých ale aj do dokonale vrstevnatých útvarov. Zvyšky náležia bivalviám (90 %), gastropódom (5 %) a menej cefalopódom (pozri D. Andrusov 1945). Fauna je charakteristická veľkým počtom jedincov ale malým počtom druhov. Najčastejšie boli spoločenstvá často rozrušených aj polámaných schránok druhu *Exogyra columba silicea* Lamarck v ústričných laviciach, 10—30 cm hrubých, v obklopení pieskovcov. V tenkolaminovaných vrstvách bola prítomná zmiešaná fauna. Príklady zachovaných zvyškov v pozícii rastu sú nepresvedčivé, čo naznačuje, že organické zvyšky boli premiestnené za života a „post mortem“, čo je evidentné najmä v laminovaných vrstvách. Prevažia bivalvií ukazuje, že nedokázali rýchlo uniknúť zo sedimentu a boli náhle zanesené pieskom. Tiež prínos klastického materiálu do biotopu bol zrýchlený, na čo poukazuje malá zralosť pieskových zŕn (54,4 % úlomkov karbonátových hornín, 25 % úlomkov kremeňa, 6,9 % úlomkov granitov a metamorfovaných hornín, 3,4 % úlomkov vulkanitov a 3—10 % karbonátového tmelu).

Máme rad dôkazov, že organizmy neboli transportované a resedimentované turbiditnými prúdmi:

1. Malá orientácia organických zvyškov a ich vysoká hustota na 1 dm³. V turbiditných prúdoch nevzniká koncentrácia, ale rozptyl organický zvyškov.
2. Oddelený výskyt *Exogyra ex gr. columba* Lamarck od iných druhov.
3. Prítomnosť organizmov aj v piesčitých slieňovcoch medzi vrstvami pieskovcov, ako aj neostre prechody medzi vrstvami.
4. Sieť kanálov a rúrok po lezení pretína viac vrstiev.
5. Šikmé zvrstvenie s nízkym úklonom lamín viazané na pieskovce náleží typom utvoreným v malej hĺbke pod hladinou prílivových a odlivových vln a je celkom rozdielne od typov sprevádzajúcich zlepené klastické sedimenty transportované turbiditnými prúdmi a sutinovými tokmi.
6. V hlbokomorských pieskoch akumulovaných pod hladinou kompenzácie karbonátov, napr. turbiditnými prúdmi, by vápnité schránky bentosu neodolali a podľahli rozpúšťaniu. Tiež krehké aragonitové schránky cefalopódov by sa sotva zachovali.

Podľa makroorganických zvyškov, spôsobu ich zachovania a podľa sprievodných typov zvrstvenia pieskových telies sa zdá, že pieskové telesá boli premývané a usmerňované činnosťou vln. Poukazuje to na vysokú aktivitu a energiu prostredia, v ktorom sa ukladali.

Bioturbácia

Vrstvy slienitých pieskocov až prachocov sú často prevrtané chodbami, kanálmi a rúrkami utvorenými činnosťou organizmov ešte v tekutom sedimente. Našli sa rúrky od 1 do 5 cm v priemere splošteného, resp. elipsovitého tvaru, svedčiace o preliezani bivalvií. Sledovali sa tiež chodby a rúrky cez viacej vrstiev bez prerušenia. Tam kde organizmy osídľovali určité horizonty bol počet chodieb a rúrok väčší a zložitejší. Príklady rýchleho úniku organizmov z náhle prineseného piesku predstavovali chodbičky, ktoré takmer vertikálne prenikali nahor. Dĺžka chodbičiek vyše 2 m mohla predstavovať únikové stopy pri rýchlej sedimentácii, avšak zatočenie chodieb a často šikmý priebeh k ploche vrstiev skôr nasvedčuje, že organizmy pokojne preliezali sedimentom a neboli vyrušované aktivitou fyzikálneho procesu sedimentácie.

Rozšírenie orlovských pieskocov (ako olistolitov) z druhotných lokalít kysuckej sukcesie

Hoci je vystupovanie fácie orlovských pieskocov v súčasnosti známe iba v dĺžke 2,7—3 km medzi Orlovým a Považských Podhradím, horniny s identickou faunou bivalvií (*Exogyra columba* Lamarck) sa našli ako bloky (olistolity) i ako zaoblené klasty — valúny na iných lokalitách. Prevažne v pieninskej sukcesii sa našli v materiáli zlepencového flyšu (koňak) na lokalite Stupné (porov. D. Andrusov 1945), Prosné, Považský Chlmec, Divinka, Teplička n/Váhom a Lutiše v dĺžke približne 50 km. Predpokladáme, že fácia orlovských pieskocov bola stála a extenzívne rozšírená aspoň na vzdialenosť 50 km a počas vývoja geosynklinály pienid podľahla erózii, avšak bola pohltená hlavne v tektonickom procese (R. Marschalko 1979). Z toho vyplýva záver, že rozšírenie strednokriedových facií v pôvodných priestoroch pienidnej geosynklinály bolo väčšie než sa nám javí z dnešného zachovania.

Biostratigrafická analýza

Už v minulom storočí A. Boué (1841) a D. Štúr (1860) uvádzajú z orlovských pieskocov druh *Exogyra columba* (Lamarck), na základe ktorého začlenili spomínané pieskovce do cenomanu. V tomto zmysle sa interpretoval vek orlovských pieskocov prakticky celé storočie. Makrofaunu vyzbieranú D. Štúrom (l. c.) revidoval a doplnil vlastnými zbermi z orlovských pieskocov (zárez hlavnej cesty pri Orlovej) D. Andrusov (1945), ktorý okrem druhu *Exogyra columba* (Lamarck) uvádza *Exogyra columba silicea* Lamarck, *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* (d'Orbigny), *Protocardia hillana* (Sowerby), *Coelosmilia carpatica* Kühn a iné. V súvislosti s makrofaunou z typických orlovských pieskocov poznamenáva, že obsahujú polohy ustricových lavíc skladajúcich sa výlučne z druhu *Exogyra columba silicea* (Lamarck), kým na iných laviciach pieskocov sú zachované aj odtlačky listov suchozemských rastlín (*Platanus*). Okrem uvedeného druhu uvádzajú D. Andru-

sov — E. Scheibner (1960) z posledne spomínanej lokality navyiac druh *Neithea quinquecostata* Sowerby a *Acanthoceras rhotomagense* (d'Orbigny). Podľa súčasných poznatkov druh *Acanthoceras rhotomagense* je indexovou formou menovitej biozóny zodpovedajúcej vrchnej časti stredného cenomanu (porov. Ch. Pomerol 1975). Na základe toho by sme mohli dedukovať, že sa orlovské pieskovce usadzovali v rozsahu vrchnej časti stredného až vrchného cenomanu. Mikrobiostratigrafické výskumy z profilu Štiepnica však ukázali, že slienité vložky v orlovských pieskovcoch obsahujú foraminifery spodnocenomanského veku: *Hedbergella* sp., *Ticinella* cf. *multiloculata* (Morrow), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmaninella evoluta* (Sigal), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

Z uvedeného vyplýva, že pieskovce vystupujúce v okolí Štiepnice nemožno považovať za nadložné vrstvy orlovských pieskovcov vyskytujúcich sa na litostratotypovej lokalite pri Orlovej (ako sa to doteraz niektorí autori domnievali), ale za ich spodnú časť. To znamená, že vrstevný sled je tu v prevrátenej pozícii, ako to napokon potvrdzujú ako mikrobiostratigrafické, tak aj sedimentologické výskumy.

J. Salaj — O. Samuel (1966, str. 48—49) chápali orlovské pieskovce (vrstvy) oveľa širšie. Pričleňovali k nim aj vrstvy, v ktorých sa postupne pieskovce (makroskopicky podobné orlovským) rytmicky striedajú s polohami piesčitých slieňov. Z tejto časti uvádzajú turónsku až spodnosantónsku mikrofaunu: turón — *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod); koňak až spodný santón — *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Globotruncana coronata* Bolli, *Stensioeina praexsculpta* Keller, *Epistomina* (*Hoeglundina*) *favosoides* (Egger) a iné. Predmetné vrchnoturónske až spodnosantónske flyšové vrstvy predstavujú nielen z genetického hľadiska iný (hlbokomorskejší) typ sedimentov, ale aj po stratigrafickej stránke predstavujú ďalšiu litostratigrafickú jednotku dobre odlišiteľnú od typických orlovských pieskovcov.

Z uvedeného vyplýva, že orlovské pieskovce chápeme viac-menej v pôvodnom zmysle (porov. D. Štúr 1860) a stratigraficky im pripisujeme spodnocenomanský až vrchnocenomanský vek, pričom nevylučujeme možnosť zásahu sedimentácie až do spodného turónu.

Z hľadiska klasifikácie litostratigrafických jednotiek predstavujú najnižšieho člena listratigrafických jednotiek.

Záver

Autori na základe sedimentologických, litologicko-sedimentárnych a biostratigrafických výskumov pokladajú za orlovské pieskovce len tie, ktoré majú plytkovodný charakter. Druhá časť pieskovcov, ktorú D. Andrusov (l. c.) pričlenil tiež k orlovským vrstvám predstavuje turbidity vznikajúce na hlbokomorskej plošine.

Podľa výskumov R. Marschalku — J. Kyselu (1980) sú orlovské pieskovce špecifickou litostratigrafickou jednotkou ležiacou externe od manínskej jednotky (klapská).

Doterajšie biostratigrafické výsledky z typických orlovských pieskovcov poukazujú na to, že sa usadzovali hlavne v strednom a vrchnom cenomane, pričom

nevyklúčujeme ani možnosť zásahu sedimentácie do spodného turónu. Za litostratotypovú lokalitu považujeme profil cesty pri Považskom Podhradí smerom k vrchu Štiepnica.

Po litofaciálnej stránke spodnú hranicu tvorí flyšové albsko-spodnosantónske súvrstvie s polohami interformačných zlepencov, vrchnú hranicu tvorí flyšové súvrstvie strednoturónskeho až spodnosantónskeho veku.

Do tlače odporučil J. Salaj.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch; časť IV a V. Práce Štát. geol. Úst., Zošit 13. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—176
- ANDRUSOV, D. 1951: Podrobná geologická mapa Čsl. republiky. — Slovensko — List Považská Bystrica (4361/3). Vydal Ústred. Úst. geol., Praha.
- ANDRUSOV, D. 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky 1:25 000, list Vefká Bytča (4361/1). Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1943: Geologická mapa Slovenska. List Žilina 4361/2, 1:25 000. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina 4361/2, 1:25 000. Práce Štát. geol. Úst. Zošit 10, Bratislava, 1—196.
- ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. — Geol. Zbor., 11, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 239—279.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zbor. geol. Vied, Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—103.
- HAŠKO, J. — SAMUEL, O. 1977: Stratigrafia kriedy varinského úseku bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—67.
- MARSCHALCO, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatride Foreland. Geodynamic Investigation in Czechoslovakia, Bratislava, 243—252.
- MARSCHALCO, R. — KYSELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Západné Karpaty, séria Geológia 6, Bratislava, 7—79.
- MARSCHALCO, R. — SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—114.
- POMEROL, Ch. 1975: Ére mesozoique. Strathigraphie et Paleogéographie. Éd. Doin, Paris, 1—383.
- REINECK, H. E. — SINGH, I. B. 1973: Depositional Sedimentary environments. Springer Verlag Berlin, Heidelberg — New York, 1—439.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst., 11, Wien, 17—151.

Orlové sandstone — a significant Cenomanian lithostratigraphic unit of the Klape unit (Klippen Belt in Upper Považie)

Summary

Although sandstones from the vicinity of the village Orlové were mentioned for the first time by A. Boué (1830), the term Orlové sandstones was introduced by D. Štúr in 1860. Both authors recorded the species *Exogyra columba* (Lamarck) and referred the sandstones to as Cenomanian in age. D. Andrusov and M. Kuthan sheets Velká Bytča 1958; Považská Bystica 1951; Žilina 1943, 1944) regarded the typical Orlové sandstones only as a part of the Orlové beds including also other sandstone layers of the Manín unit. Sedimentological, lithological and biostratigraphical researches show that the Orlové beds in this sense represent various genetic types with different stratigraphic position. Most part of massive sandstones display a flysch character and are Middle to Upper Albian whereas the other part of the sandstones are turbidites formed in submarine fans of deep-sea plains. According to R. Marschalko — J. Kysela (1980), sandstones of latter types are also in the Manín unit proper. Thickness of sandstones range from 200 — up to 700 m. They formed in a shallow-water environment. Besides typical shallow-water sedimentary structures the sandstones of this type are also characterized by beds with accumulations of the species *Exogyra columba silicea* Lamarck. According to R. Marschalko — J. Kysela (1980) sandstones of this type are associated with the sedimentation (Klape) zone situated out of the Manín unit and represent a significant lithostratigraphic unit of the Klape succession. The lithostratotype locality of the Orlové sandstones is a profile in the cut of the road near the village Orlové. This is their upper part. The lower part of the Orlové sandstones is represented by the profile near the hill Štiepnica.

According to the results of recent biostratigraphic researches the Orlové sandstones deposited mostly in the Middle and Upper Cenomanian. Possible extension of sedimentation into the Lower Turonian is not excluded.

A flysch succession including thick intraformational bodies of Albian — Lower Cenomanian conglomerates is the subjacent lithostratigraphic unit. The Orlové sandstones are overlain by a Middle Turonian — Lower Senonian flysch succession.

Explanations of text-figures

Fig. 1. II — Geological Map of Klape Unit in Klippen Belt between Považská Bystrica and Považské Podhradie

1 — flysch conglomerates and sandstone (Albian-Lower Cenomanian); 2 — laminated marls and marlstones; (Lower Cenomanian); 3 — Orlové sandstones (Cenomanian — ? Lower Turonian); 4 — Upper Cretaceous conglomerates (the Upohlav type; Santonian-Campanian); 5 — overthrust (steeply dipped).

III — Basical Characteristic of beds structures, textures and biocenoses

1 — The Orlové sandstones are lentic or linguoid, ranging from 20 to 500 cm in thickness. Sandstones are homogeneous and laminated, cross-bedded, with gently dipping laminae (5°—10°, max. 14°) Vaguely confined pass in places into marls strongly damaged by bioturbation. Organic remains concentrated in various parts of sandstones. They are not current-oriented. In case of weak currents, shells are primarily oriented. No organisms in growth stage were found. There are only allochthonous accumulations of organisms transported alive or dead. Frequent are tubes after crawling organisms, up to 3 cm in diameter and 2 m in length, perpendicular to beds. The Orlové sandstones form repeated lithosomes 7—20—40 to 100 m thick. Coarse clastic material increases toward the base. Plant remains (leaves) present; 2 — Sandy marlstones, laminated, cross-bedded (1—3 cm), without macrofauna; 3 — Flysch conglomerates and

sandstones. Thickness of bodies: 2—20 m, bottom contact straight, occasional erosive channels and marks. Sorting good to poor. Unsupported framework, good packing. Primary orientation of flat pebbles with their longer axis parallel to current direction. Conglomerates are component of flysch and form lithosomes 40—80 m thick alternating with turbidites; 4 — Presumed intensive currents like on coast and shelf. High-energetic environment; 5 — Low-energetic environment, weak current activity on slopes distant from transport of clastic material; 6 — Persistent grain flows, turbidity currents, avalanches, and debris flows. They are active on submarine fans. Fans are grooved by shallow erosive channels.

IV — Transport Mechanisms and Deposition Distribution

V — Profile of Road Cut at Považské Podhradie (Detail A)

VI — Shells of *Exogyra Columba Maior* concentrated on area of 20×35 cm. Section perpendicular to bed.

VII — Beds with cross-lamination. Section parallel to transport directions.

I — Situation map.

Fig. 2 — Blocks and olistolites of Orlová sandstones with *Exogyra columba maior* in conglomerate flysch of the Pieniny unit of the Klippen Belt.

Explanations: 1 — Primary exposures of Orlové sandstones in the Klape unit; 2 — Pieniny unit; 3 — finds of blocks.

Explanations to Plates XVII—XVIII

Plate XVII

Bed of the Orlova sandstone with visible lamination in the upper part. Gradation of sandstone grains was not present. Locality Vrtižer. Quarries.

Plate XVIII

Swarms of marlstone intraclasts (pebbles) at the bedding plane. The longer axes are of preferential orientation and serve as suitable indicator of flow direction. Považské Podhradie.

Photo by R. Marschalko.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám XVII—XVIII

Tab. XVII

Vrstva orlovského pieskovca s pozorovateľnou lamináciou vo vrchnej časti. Gradácia pieskovcových zrn nebola prítomná. Lokalita Vrtižer. Kameňolomy.

Tab. XVIII

Roje slieňovcových intraklastov (valúnov) na vrstvej ploche. Dlhé osi sú prednostne orientované a slúžia ako vhodný indikátor prúdového smeru. Považské Podhradie.

Foto R. Marschalko.

Oľga Fejdiová

Lúžňanské súvrstvie — formálna spodotriasová litostratigrafická jednotka

3 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Following the results of long lasting investigations of the so-called Lower Triassic quartzite sequence, the author introduces a new formal lithostratigraphic unit in Central West Carpathians. It is denoted as the Lúžna Formation.

Key words: Lower Triassic, West Carpathians, Lúžna Formation.

Úvod

Súvrstvie klastických sedimentárnych hornín v spodnom triase centrálnych Západných Karpát bolo po dlhé roky v slovenskej geologickej literatúre nazývané neadekvátnymi názvami, ako „spodotriasové kremence“, „seisské kremence“,



„verfénske kremence“, „bazálne kremence a verfénske vrstvy“ a podobne. Litologické a petrografické štúdium profilov na Donovaloch, v Lipt. Lúžnej a v doline Studenec (Malá Fatra) dalo základ pre presnejší litostratigrafický opis a ďalšie rozčlenenie tohto súvrstvia (v zmysle uznesení Medzinárodnej subkomisie pre stratigrafickú klasifikáciu; (ed. H. D. Hedberg 1972). Zmeny v litologickej stavbe a v hrúbke vrstiev sú najvýraznejšie v profile na Donovaloch. Aj odkrytie a prístupnosť tohto profilu sú ďalším dôvodom považovať profil na Donovaloch za typový pre litostratigrafickú jednotku lúžňanského súvrstvia.

Lúžňanské súvrstvie

Názov: Zvolený podľa obce Liptovská Lúžna.

História: Snaha stratigraficky zaradiť lúžňanské súvrstvie sa započala v minulom storočí a pretrváva prakticky podnes.

D. Štúr (1860) považoval klastické kremencovo-pieskovcové súvrstvie ležiace na kryštaliniku za ekvivalent permskej červenej jaloviny (Rothliegendes). K také-
muto začleneniu ho viedol poznatok o výskyte melafýrov v tomto súvrství v Malých
Karpatoch (str. 37):

„Ueber dem Krystallinischen folgen unmittelbar rothe Schiefer, graue mit Quarziten wechselnde
Schiefer, verschiedene gefärbte Quarzite und Quarzsandsteine.

Die in dem rothen Sandstein auftretenden Melaphyre und Mandelsteine sprechen dafür, dass diese
rothen Schiefer und Sandsteine der Karpathen dem Rothliegenden angehören“.

Do spodného triasu zaradil iba pestré bridlice ležiace na červených pieskovcoch
a koreloval ich s verfénskymi bridlicami Álp. Pripúšťal však, že do spodného triasu
môže patriť vrchná časť červených pieskovcov (str. 139):

„Bedeckt wird der rothe Sandstein, wenn auch unter verwickelten Lagerungsverhältnissen, von den
weniger grell-roth gefärbten, meist grauen und grünlichen an charakteristischen Versteinerungen sehr
reichen Werfener Schiefen die sich aber erst im Osten des von mir begangenen Gebietes zu denselben
gesellen, und in westlichem Theile fehlen...“

Wenn man nun auch annehmen wollte, dass ein Theil, und zwar der obere des rothen Sandsteins, auch
in dem westlichen von mir begangenen Theile der Karpathen den Werfener Schiefen trotzdem
angehöre... so erscheint jedenfalls in dem in Frage stehenden Gebiete des nordwestlichen Theiles von
Ungarn von den Gebilden der Trias eben nur der Werfener Schiefer“.

V citovanej práci nie sú vekovo odlišené kremence spodného triasu (v dnešnom
slova zmysle) od keuperských.

Rozdelenie kremencového súvrstvia na „jüngerer Quarzit“ (dnešné keuperské
súvrstvie) a „älterer Quarzit“ uvádza F. Pošepný (1864). Takéto isté delenie urobil
aj G. Stache (1865), pričom „älterer Quarzit“ zaradil až do devónu, prípadne
permu (dyasu; str. 304):

...„dass man daraus vier Glieder wird trennen können: zwei der paläozoischen Zeit angehörige,
nämlich „alte devonische Quarzite und Grauwacken“ und „wirkliche alte rothe Sandsteine der Dyas“,
und zwei Glieder der Trias, nämlich untere Trias-Sandsteine und Schiefer (bunter Sandstein oder
Werfener Schichten) und obere bunte Triasmergel-Schiefer und Sandsteine (Raibler Schichten oder
Keupermergel)“.

D. Štúr v roku 1868 opravil svoj pôvodný názor na jednotný vek kremencov.
Odvolávajúc sa na podrobné mapovacie práce G. Stacheho (1865), rozoznáva dva
horizonty s červenými piesčitými horninami (str. 355):

„In meinem Berichte... hatte ich, trotz mancher ausführlich besprochenen Thatsache, die dagegen
sprach, anzunehmen mich gezwungen gefunden, dass es in den Karpathen nur einen rothen Sandstein
gäbe. Dieser Fehler ist später bei den Detailaufnahmen dadurch gut gemacht worden, dass Bergrath
Stache das Vorhandensein zwei verschiedener Horizonte mit rothen sandigen Gesteinen nachzuweisen in
Stand war...“.

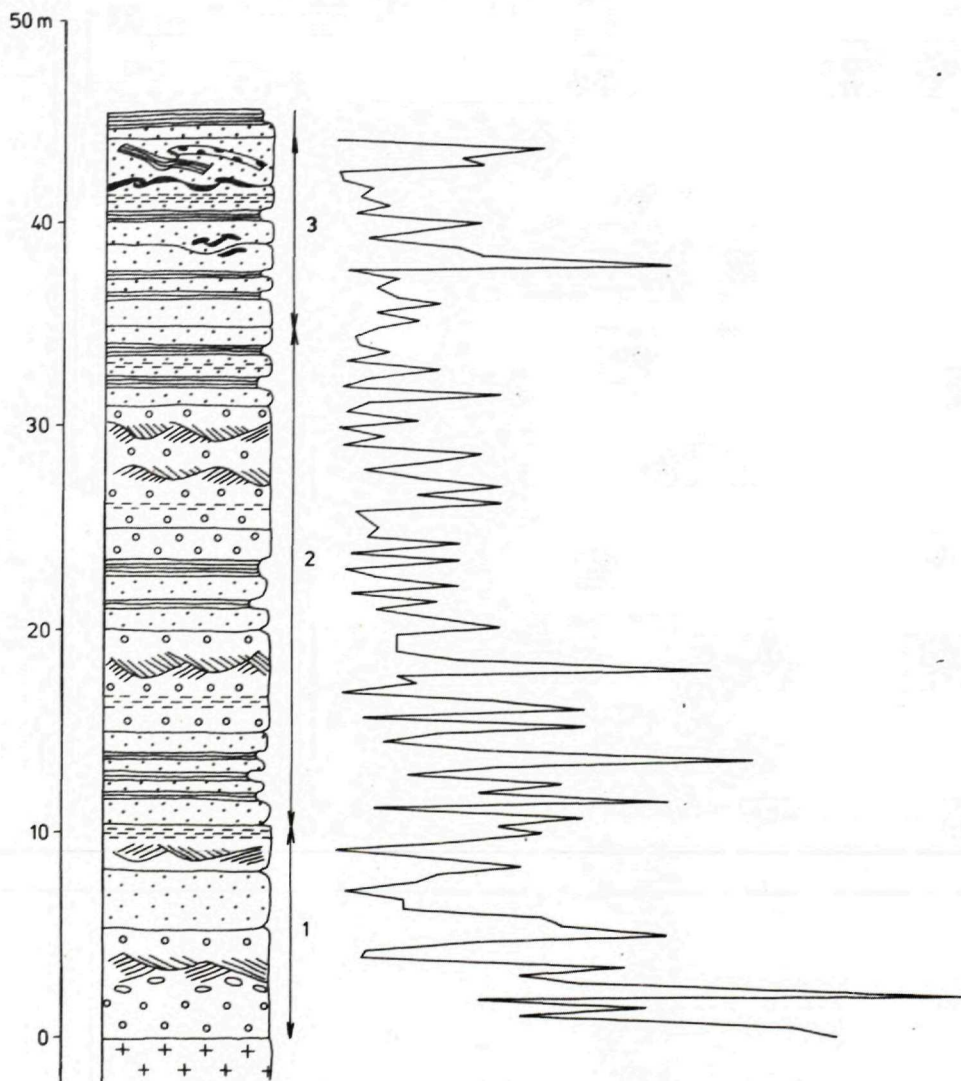
Prevratom v stratigrafickom chápaní a zaraďovaní hornín spodného triasu sa stalo
objavenie angulárnej diskordancie kremencového súvrstvia na verukáno, ktorú zistil
V. Zoubek (1930) v okolí Podbrezovej (str. 192):

„Pokud se týče přesnějšího určení poměru kvarcitové série k detritické serii podložní, vymapoval jsem
v nejbližším okolí Podbrezové (Brezová, vrch Belehrad) jejich angulární diskordanci, která ovšem dále na
Z v mapovaném území patrná není...“

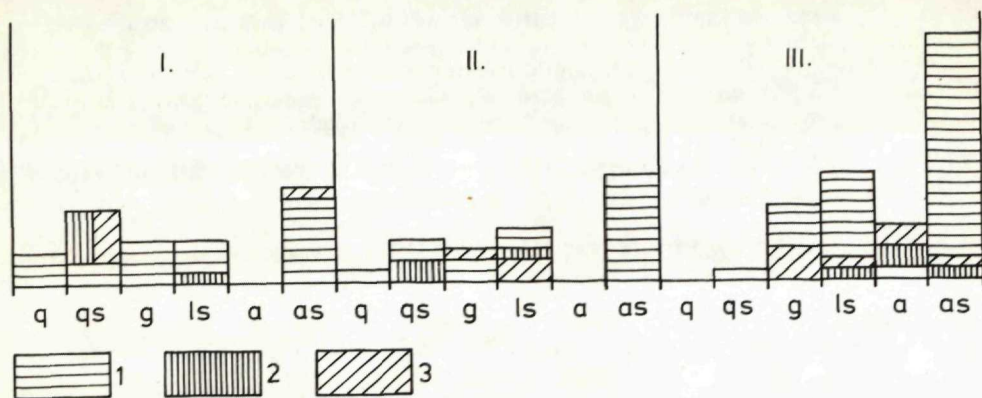
Stratigrafické postavení kvarcitového souvrství možno stále ještě vzhledem k nedostatku zkamenělin pokládati za svrchní perm až bazální trias. Jisto jest, že tam, kde je možno pozorovati přímo vztahy tohoto kvarcitového souvrství k typickému verfenienu, jeví se tyto vztahy velmi těsné... proto jest pro ně často používaného názvu „Permotrias“... Jest jistě přirozenější označovati i centrálně-karpatské kvarcity jako bazální trias, k němuž alespoň paleogeograficky nesporně spíše náležejí než k permokarbonu...“

Na str. 193 sa V. Zoubek bližšie zaoberá litofaciálnou charakteristikou kvarcitového súvrstvia s ohľadom na jeho paleogeografický význam :

„Jest tedy kvarcitové souvrství logickým zahájením mořské sedimentace triasu po suchozemské periodě verukana, od něhož se faciálně již značně liší“.



Obr. 1 Typový profil a rytmgrom hrúbky vrstiev, lúžňanské súvrstvie



Obr. 2 Zastúpenie sedimentárnych klastických hornín v spodnom triase, donovalske súvrstvie I, II, III — členy; q — kremence, qs — kremenné pieskovce, g — droby, ls — litické pieskovce, a — arkózy, as — arkózové pieskovce
Lokality: Liptovská Lúžna, 2 — Donovaly, 3 — Malý Kriváň

J. Koutek (1930) ponecháva otázku veku bazálneho súvrstvia mezozoika otvorenú pre nedostatok organických zvyškov. Tiež delí toto súvrstvie na tri oddelenia (str. 454), ale na rozdiel od V. Zoubka (1930) ako tretí oddiel zaraďuje vlastné verfenské vrstvy. Dôležitý je tento poznatok (str. 454):

„Všetchny tyto členy tvoří však dohromady jeden celek a jsou spojeny přechody“.

V poľskej literatúre sú pre spodnotriasové súvrstvie zaužívané názvy „verfenské pieskovce“ (M. Turnau-Morawska 1955), „seisské pieskovce“ (P. Roniewicz 1966). Od P. Roniewicza sú dve podrobné litologické štúdie, ku stratigrafii sa v nich však nevyjadruje, začleňuje súvrstvie do seisu (1959), resp. do (cit.): „dolnego werfenu (seisu)“ (1966).

Typový profil: Nachádza sa v záreze cesty č. 59 po pravej strane medzi Korytnicou a Donovalmi.

Referenčné profily: Profil v údolí jv. od obce Liptovská Lúžna (Nízke Tatry), profil v doline Studenec pod Malým Kriváňom (Malá Fatra).

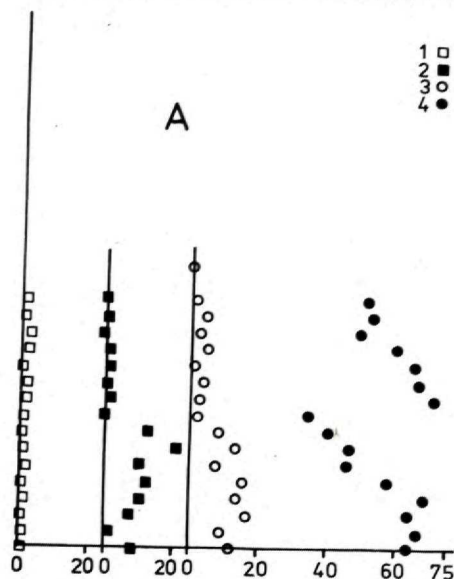
Názov súvrstvia bol zvolený podľa lokality jedného z referenčných profilov, nakoľko názov odvodený od obce Donovaly už je zaužívaný pre jednotku vyššieho rádu.

Litológia: V typovom profile sú odkryté spodnotriasové horniny tatrika Nízkyh Tatier. Ich podložie tvorí kryštalinikum — autometamorfný granodiorit prašivského typu. Jeho priamy styk so spodnotriasovými horninami je zakrytý sutinou. Tento styk možno vidieť na lokalite Liptovská Lúžna (bližšie v publikácii O. Fejdiová 1977).

Prvý člen (nad kryštalinikom) pozostáva zo strednozrnných až hrubozrnných kremencov, kremenných pieskovcov, arkózových pieskovcov, drôb a drobových pieskovcov. Vtrúsené valúniky v nich sú veľké najviac 2 cm. Zlepence sa tu nenachádzajú. Šikmé zvrstvenie je nezreteľné. Vo vrchnej časti tohto člena sú

jemnozrnné laminované arkózové pieskovce so šikmým zvrstvením. Farba je svetloružová, hrúbka člena 10 m.

Druhý člen má najväčšiu hrúbku (25 m), objavujú sa v ňom ílovce zelenej farby. Takisto ako v predošlom, aj tu sú naspodku najprv strednozrnné až hrubozrnné kremenné pieskovce, arkózové pieskovce, drobové pieskovce a drobky so šikmým zvrstvením a lamináciou. Nástup ílovcov predchádzajú výskyty nepravidelných tenkých polôh ílovcov na rozhraní dvoch vrstevných plôch psamitických hornín. Hrúbka ílovcových vrstvičiek (do 5 cm) sa nezväčšuje smerom do nadložia, len



Obr. 3 Donovaly, obsah typov kremenných zŕn
1 — kremeň z kryštalických bridlíc, 2 — kremeň
z masívnych plutonických hornín, 3 — kremeň
z rúl, 4 — monokryštalický kremeň

vzrastá frekvencia ich výskytu. Ílovce sú zelené, piesčité, s veľkým množstvom hnedých zrníek (vyvetraný pyrit) a sludy. Vo vrchných partiách sa objavujú už závalky fialových ílovcov.

Pre tretí člen je význačná fialová farba a jemnozrnnosť. Laminácia je veľmi častá, vyskytuje sa aj šikmé zvrstvenie. Typické sú rozličné prejavy nepokojnej sedimentácie — ílovcové závalky, erozívne kanály a sklzy. V piesčitých fialových ílovcoch sa nachádzajú stopy po lezení a vŕtaní živočíchov. Psamitické horniny sú zastúpené prevažne arkózovými pieskovecami, potom drobkami, drobovými pieskovecami a arkózami. Hrúbka člena je 15 m.

Priamy styk alebo prechod do nadložia nebol na typových profiloch pozorovaný. Nad tretím členom sa všade nachádza zvetralinová pokrývka podmienená výskytom množstva ílovcov v tomto člene.

Podrobné mineralogicko-petrografické opisy stratotypového a hypostratotypových profilov sú v publikáciách autorky (O. Fejdiová 1976, 1977) a v rukopisných správach (O. Fejdiová 1973, 1975).

Lúžňanské súvrstvie je všeobecne rozšírené v tatriku, fatriku a veporiku a zodpovedá spodnému triasu v klastickom vývoji. Organické zvyšky sa na typových

profiloch nenašli. Spodný trias hronika nebol takto podrobne preštudovaný, preto sa k jeho prípadnej príslušnosti k lúžňanskému súvrstviu nevyjadrujem.

Na tomto mieste by som rada poďakovala Dr. Jánovi Bystrickému, DrSc. a Dr. Antonovi Bielemu, CSc. za ich pripomienky a rady pri práci na tejto publikácii.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

- An international guide to stratigraphic classification, terminology and usage. Ed. H. D. Hedberg. *Lethaia* 5, Oslo, 1—40.
- ANDRUSOV, D. 1959: *Geológia československých Karpát*. II. diel, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—376.
- ANDRUSOV, D. 1968: *Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten*. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—188.
- FEJDIOVÁ, O. *Klastiká spodného triasu tatríd Malej Fatry*. Manuskript, archív Geol. Úst. SAV, Bratislava, 1—39.
- FEJDIOVÁ, O. 1975: *Klastiká spodného triasu tatríd Nízkych Tatier*. Manuskript, archív Geol. Úst. SAV, Bratislava, 1—46.
- FEJDIOVÁ, O. 1976: Quartz grain types in the Lower Triassic clastics of the West Carpathians, *Geol. Zbor. Geologica carpath.* 27, 1, Bratislava, 97—102.
- FEJDIOVÁ, O. 1977: Development of the Lower Triassic clastics in the Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geologica carpath.* 28, 1, Bratislava, 167—176.
- HAUER, F. 1869: *Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie*. Blatt III. Westkarpaten. *Jb. K. Kön. geol. Reichsanst* XIX, Wien, 486—566.
- KOUTEK, J. 1930: *Geologické studie na severo-západě Nízkych Tater*. *Sbor. Stát. Geol. Úst.*, 9, Praha, 413—527.
- POŠEPNÝ, F. 1864: *Quartzite von Drjtoma*. *Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst. Verhandlungen* XIV, Wien, 81—81.
- RONIEWICZ, P. 1959: *Cechy sedimentacyjnej seisu wierchowego*. *Acta geol. Pol.* 9, Warszawa, 301—317.
- RONIEWICZ, P. 1966: *Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach*. *Acta geol. Pol.* 16, Warszawa, 1—73.
- STACHE, G. 1865: *Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutra-Flusses und der königlichen Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864*. *Jahrbuch der K.—Kön. geol. Reichsanst.* XV, Wien, 279—319.
- STUR, D. 1860: *Geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra*. *Jahrb. K.—Kön. geol. Reichsanst.* XI, Wien, 17—151.
- STUR, D. 1868: *Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Tale*. *Jahrb. K.—Kön. geol. Reichsanst.* XVIII, E, Wien, 337—426.
- TURNAU-MORAWSKA, M. 1955: *Uwagi o sedimentacji werfenu tatrzańskiego*. *Roczn. Pol. Tow. geol.* XIII. Kraków, 37—52.
- ZOUBEK, V. 1930: *Geologické studie z kořenové oblasti subtratranské a zon sousedních jižně Podbrezové*. *Stát. geol. Úst.* 6, Praha, 190—214.

Liptovská Lúžna Sequence — Formal Lower Triassic Lithostratigraphic Unit

Summary

After lithological and petrographical study of Lower Triassic sedimentary rocks in columnar sections of the localities Donovaly, Liptovská Lúžna and Studenec it is possible to define the sequence more precisely. Most conspicuous changes in lithological structure and in bed thickness are in the columnar section of Donovaly. Since the locality is well exposed and easily accessible, the author proposes to regard the profile of Donovaly as stratotype and to call the sequence the Lúžna Formation — formal lithostratigraphic unit in accordance with ISSC (ed. H. D. Hedberg 1972).

Historically significant investigations of the sequence were done by D. Stur (1860, 1868), G. Stache (1865), V. Zoubek (1930) and J. Koutek (1930).

Stratotypical profile is in the road-cut Nr. 59 on the right between Korytnica and Donovaly. Hypostratotypical profiles are at localities SE of the village Liptovská Lúžna (Nízke Tatry mountains) and in the valley of the creek Studenec (Malá Fatra mountains).

In the type profile the Lower Triassic clastic rocks of the Tatricum (Nízke Tatry mountains) are exposed. Basement of the clastic rocks is crystalline. Its immediate contact with the lower Triassic rocks is covered by detritus. It is exposed at the locality Liptovská Lúžna (O. Fejdiová 1977). The Lúžna Formation proper consists of three members.

The first member overlying the contact with the crystalline basement are medium- and coarse-grained quartzites, quartzose sandstones, arkosic sandstones, graywackes and lithic sandstones. Disseminated pebbles range up to 2 cm in size. Conglomerates are not present; cross-bedding is vague. In the upper part of the member are fine-grained laminated arkosic sandstones with cross-bedding. The colour is light-pink, thickness of the member 10—20 m.

The second member ranges from 20 to 25 m in thickness. It contains green shales. Like in the first member, there too, in the lower part are medium- and coarse-grained quartzose sandstones, arkosic sandstones, lithic sandstones and graywackes displaying cross-bedding and lamination. Shales range up to 5 cm in thickness. There is an upward increase only in their frequency and not in their thickness. The shales are green, sandy. In the overlying parts, the first violet shales appear.

The third member is violet and fine-grained. Lamination is frequent, cross-bedding also occurs. Typical are products of disquiet sedimentation like shale clasts, erosion channels and slumps. In violet sandy shales are living tracks (after crawling and boring organisms). Among psammitic rocks are mostly arkosic sandstones, graywackes, lithic sandstones and arkoses. The member ranges from 10—30 m in thickness.

Direct contact with and transition into overlier were not observed: the third member is covered by mantle of scree. No organic remains were found in type profiles. Detailed mineralogical — petrographical descriptions of the profiles were published by the autor (O. Fejdiová 1976, 1977). The Lúžna Formation is in the Tatricum, Patricum and Veporicum and it is the Lower Triassic clastic formation.

Fig. 1 Type profile and rhythmogram of bed thickness, Lúžna sequence.

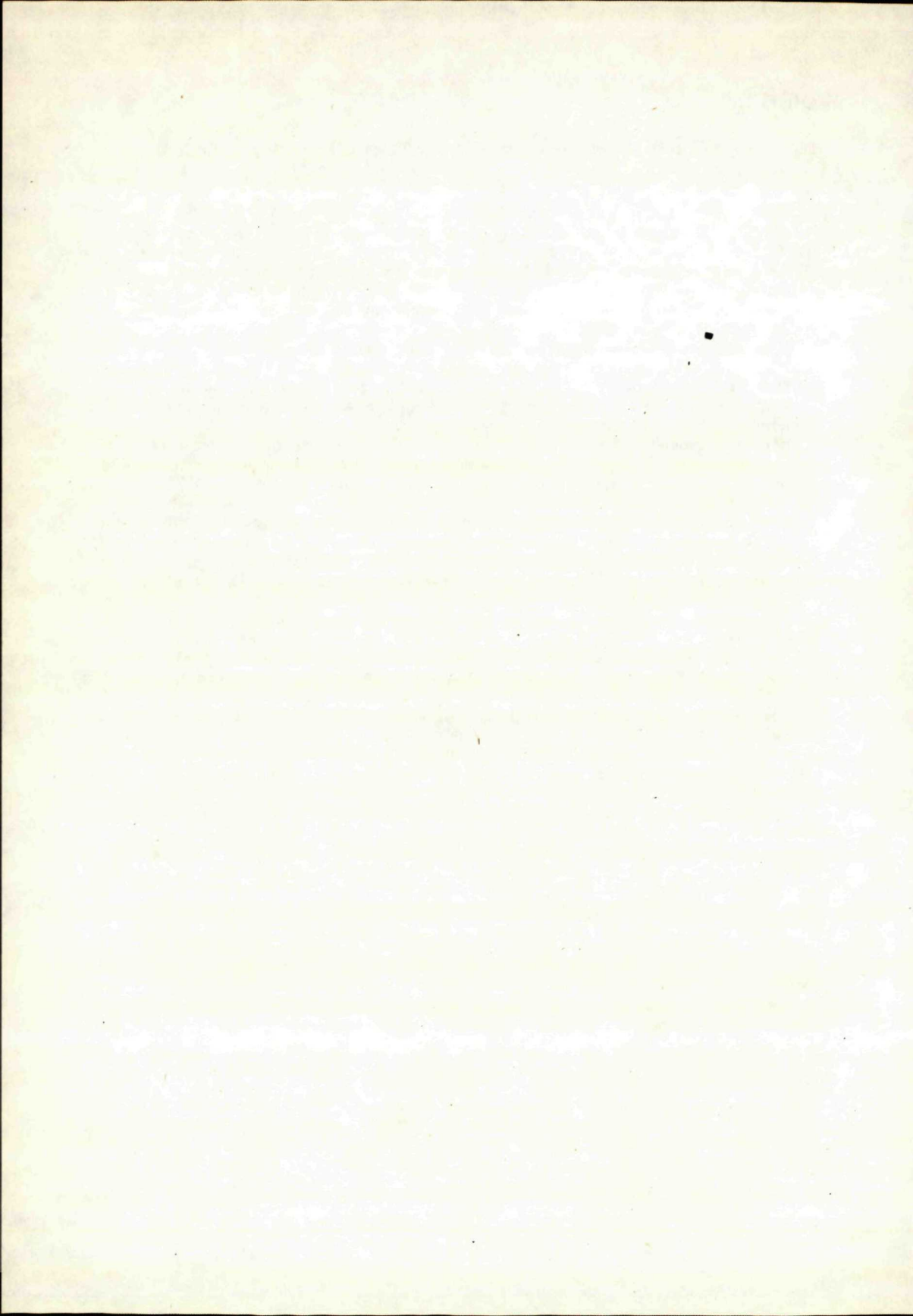
Fig. 2 Sedimentary clastic rocks in the Lower Triassic, Donovaly sequence.

I, II, III — members; q — quartzites, qs — quartz sandstones, g — graywackes, ls — lithic sandstones, a — arkoses, as — arkosic sandstones. Localities: 1 — Liptovská Lúžna, 2 — Donovaly, 3 — Malý Kriváň

Fig. 3 Donovaly — quartz grain types

1 — quartz in crystalline schists, 2 — quartz in massive plutonic rocks, 3 — quartz in gneisses, 4 — monocrytalline quartz

Translation: E. Jassingerová.



Albín Klinec — Juraj Macek — Štefánia Dávidová — Ladislav Kamenický

Rochovský granit v styčnej zóne gemeríd s veporidmi

10 fotografických tabuliek, (XLIX—LI), anglické resumé

Abstract. The author discuss the genesis of granitoids in the southern part of the Veporides. As indicated by three stages in crystallization of the Rochovce granite whose minerals crystallized partly by intrusion and partly later, the evolution the granitoides studied must have been stadial.

Východiskom našich pozorovaní je postavenie rimavického granitu, ktorý charakterizoval J. Kamenický (1977) ako leukokrátne granitoidy. V starších prácach (J. Šuf 1938, M. Kužvart 1955, S. Vrána 1965) sú označované ako granodiority.

Nejde nám však o charakteristiku hornín, ale o ich postavenie, t. j. vzťahy smerom k starším ale i mladším granitoidom, ktoré sa tu podľa našej mienky vyskytujú.

Je známe, že rimavický granodiorit susedí aj s pruhom chloritických a biotitických fylitov označovaných ako séria Hladomornej doliny. Fylity sú staropaleozoického a, podľa E. Planderovej — A. Vozárovej (1978), mladopaleozoického veku. Vidieť na nich prejavy styku so susediacimi granitoidmi. Nie je však jasné, či sú tieto prejavy výsledkom jednej intrúzie, ako je chápaný rimavický granit, alebo či sú to prejavy ďalších mladších granitoidov alpínskych. Sme totiž toho názoru, že rimavické granitoidy zahrňujú v sebe viac vekovo odlišných variet. Mladšie môžeme s istotou preukázať, prenikajú permotriasom; ťažšie je to s dokazovaním existencie starších granitov. Tu si pomáhame nepriamymi metódami. Posudzuje sa materiál kritických formácií, hlavne mladšie paleozoikum.

Všimnime si najprv vzťahy rimavických granitoidov smerom ku granitoidom starším. Isté je, že rimavické granitoidy majú miestami úzke vzťahy k tvorbe páskovaných migmatitov. Ich substrát patrí fylitom série Hladomornej doliny. Podotýkame, že ak sa s istotou preukáže ich mladopaleozoický vek, tak tu máme dočinenia s alpínskou tvorbou migmatitov. Ale kam klásť hranicu medzi páskovanými migmatitmi fylitového pruhu a inými typmi migmatitov v kohútskom pásme — to

RNDr. A. Klinec, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava; RNDr. J. Macek, CSc., RNDr. L. Kamenický, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava; RNDr. Š. Dávidová, CSc., Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02, Bratislava

zatiaľ nevieme. Pravde sa priblížime asi najviac, ak súdime, že sú tu prítomné i staršie variské, ale aj mladšie alpínske produkty tvorby granitoidov. Tento názor nie je nový a uplatňuje sa i v posledne publikovanej mape z tejto oblasti (A. Klinec 1976).

Pri preukazovaní mladého veku skupiny granitoidov v kohútskom pásme máme už schodnejšiu cestu. Lokality, v ktorých istá skupina granitoidov preniká permotriasovými horninami v podobe žíl a masívov, sú známe a sú vyznačené i na spomínanej mape. Oblasť, v ktorej sa zjavne prejavuje alpínska synkinetická metamorfóza a mladá alpínska tvorba granitoidov, sa nachádza na juhovýchodnom okraji kohútskeho masívu — v širšej oblasti Slavošoviec. V tejto oblasti je vymedzená i magnetická a gravimetrická anomália, o ktorej už na základe vrtní vieme, že ju vyvolávajú pre karpatskú oblasť netypické granity. Označujeme ich ako granity rochovské.

Skladba a vývoj rochovských granitov

Sú to horniny hrubozrnné s granitickou až porfyricko-granitickou štruktúrou, bohaté na K-živce.

Modálne zloženie sa mení a kolíše v poli granitov, od granitov s prevahou K-živca nad plagioklasom (K-živce 33 %, plagioklas 16 %, kremeň 38 %, biotit 11 %, akcesorické minerály do 1 %) až po granity s prevahou plagioklasu nad K-živcom (plagioklas 38 %, kremeň 24 %, K-živce 23 %, biotit 13 %, akcesorické minerály do 1 %, magnetit do 1 %).

Z podrobného mineralogicko-petrografického štúdia vzišla trojetapovitost kryštalizácie granitu.

V prvej etape nastala kryštalizácia akcesorických minerálov — biotitu a plagioklasu I.

Biotit

Zastúpený je v rozsahu od 4 do 18 %. Spravidla je hypidiomorfný až idiomorfný, tvorí útržkovité, často sprehybané šupinky, niekedy nakopené v priestore medzi živcovými zrnami (Tab. XLIX obr. 1). V nahromadeninách s biotitom vystupujú akcesorické minerály — hlavne apatit, ortit, zirkón, magnetit. Potrhané kryštáliky sú vyhojené živcami a kremeňom. Pleochroizmus sa mení podľa stupňa chloritizácie od slamovožltej do svetložltej podľa α a čiernohnedej až zelenej podľa β a γ . V prípade baueritizácie sa intenzita hnedého pleochroizmu znižuje. Vo väčšine prípadov je biotit chloritizovaný rôznym stupňom. Chloritizácia je sprevádzaná vylučovaním nepriesvitných Fe-oxidov, epidotu a leukoxénu. Uzatvára apatit, magnetit, zirkón, titanit, ortit; 2V kolíše v rozmedzí od 15° do 20°. Podiel Fe (stanovila Ing. M. Klinčeková z GÚDŠ Bratislava) prepočítaný na sumu Fe_2O_3 je:

hĺbka	suma Fe_2O_3 %	hĺbka	suma Fe_2O_3 %
784 m	18,6	933 m	19,9
1 324 m	17,9	1 557	18,5

Plagioklas I

1. Prvú generáciu plagioklasu tvoria idiomorfne až hypidiomorfne prevažne lištovité kryštály. Sú vždy premenené so známami magmatickej korózie. Premena zakrýva pôvodný charakter bázcitivity plagioklasov, a preto je jej stanovenie v rozmedzí An^{36-45} nepresné (tab. L obr. 1). V hĺbke 936 m bola RTG analyzátorom určená bázcिता jadra An_{44} s lemom An_{27} . Kryštály plagioklasov I vystupujú najčastejšie samostatne, niekedy tvoria i jadrá druhej generácie plagioklasov. Ich zastúpenie v študovaných granitoidoch je menlivé, ale sú prítomné v celom profile granitu. Podľa intenzity a homogenity premeny usudzujeme, že boli nezonálne až veľmi slabo zonálne; ich vznik môžeme vzhľadom na vysokú bázcítu datovať do úzkeho, vysokoteplotného intervalu. Bežne uzatvárajú biotit v dnešnej podobe premeny.

Akcesorické minerály

Detailný výskum akcesorických minerálov sme nerobili: náš opis v texte sa dotýka len tých, ktoré možno bežne vo výbruse pozorovať. Ide hlavne o apatit, zirkón, titanit, ortit a magnetit. Posledný sme v dôsledku zistenej magnetickej a gravimetrickej anomálie sledovali bližšie. Vystupuje v dvoch generáciách. Prvá býva prítomná hlavne v nepremených biotitoch alebo v nahromadeninách s nimi. Zrná magnetitu sú drobné, nehomogénne distribuované. Druhá generácia je výraznejšie individualizovaná. Vystupuje v oblasti chloritizovaných biotitov, ale ich zrná sú prítomné i v plagioklasoch, ortoklasoch a v kremeň. Zúčastňuje sa tiež na výplni drobných žiliek spolu s chloritmi, albitmi, karbonátmi a kremeňom. RTG difrakciou bol zistený magnetit a maghemit. Separáciou sme stanovili zastúpenie magnetitu a maghemitu v rozmedzí od 6000 g/t do 8000 g/t. Tento obsah fakticky 2 až 4-krát prevyšuje bežné obsahy, ktoré stanovil V. V. Ljachovič (1973) pre granity.

Súdime, že prvá etapa kryštalizácie sa odohrala počas tektonického pokoja a ustálenej vysokej teploty.

Druhá etapa nasledovala po prerušení kryštalizácie, kedy nastala radikálna zmena P—T podmienok. Podľa minerálneho obsahu a vývoja súdime, že magma s čiastočne vykryštalizovanými biotitmi a plagioklasmi bola po prvej fáze kryštalizácie premiestňovaná do nového prostredia, pričom vplyvom zmeny fyzikálnochemickej rovnováhy došlo k čiastočnej premene plagioklasu I a biotitu. Kryštalizácia pokračovala tvorbou plagioklasu II a kremeňa I.

Plagioklas II

Druhá generácia plagioklasu vystupuje v celom profile vrtu rochovským granitom, približne rovnomerne distribuovaná. Predstavujú ju prevažne kryštály s izometrickými prierezmi, hypidiomorfného ohraničenia, maximálne 8 mm veľké. Majú veľmi zložitú stavbu. Zrastajú podľa albitového, albitovo-karlovarského a ojedinele periklinového zákona. Zrasty sú polysyntetické a zrastové lamely úzke, často rozmiestnené do blokov rôzne orientovaných (tab. XLIX obr. 2). Vykazujú zonál-

nosť s veľkým počtom zón alebo s viacerými jadrami, excentricky umiestnenými. Charakteristické sú vývinom oscilačnej (tab. L obr. 2) a škvrnitej (tab. L obr. 3) zonálnosti, o ktorej T. F. Barth (1969), Y. Botting et al. (1966) a iní hovoria, že vzniká zmenami tlaku, pričom jednotlivé zmeny môžu byť spôsobené únikom prchavých zložiek, stratou mineralizátorov, neúplným zlievaním vo vymedzených častiach za rôznych teplôt, ako i vzájomným pôsobením rýchlosti difúzie v magme a rýchlosti rastu kryštálu. Prítomnosť škvrnitej zonálnosti indikuje podľa J. A. Vanca (1965, 1966) dvojštádiový magmatický vývoj, pričom prvá fáza zahŕňa resorpciu spojenú s poklesom tlaku, druhá kryštalizáciu za zmenených P—T podmienok. Podľa uvedených autorov je prítomnosť oscilačnej a škvrnitej zonálnosti charakteristickým diagnosticko-štruktúrnym rysom vyvrelých štruktúr. Po vzniku boli plagioklasy tlakovo porušené, neskôr vyhojené, pričom vzniklo jemné lištovité albitické zdvojčatenie prechádzajúce niekedy naprieč zonálnym zrnom.

Celková bázcita plagioklasov, stanovená Becke-Beckerovou metódou na univerzálnom stolčeku, sa pohybuje v rozmedzí od An₁₈ do An₃₈, pričom jadrová časť neškvrnitých typov má bázcitu An₃₄ až An₃₈, škvrnitá časť An₂₈ až An₃₂. V ďalšom vývoji sa striedajú zóny s bázcitou An₂₄ až An₂₈ a An₃₂ až An₃₆. RTG analyzátorom v hĺbke 936 m sme určili bázcitu jadier a okrajových lemov od An₃₁ do An₁₉. Okrajová zóna kolíše v rozmedzí bázcity An₁₅ až An₂₂. V hĺbke 784 m bola bázcita jadrovej časti nižšia o 2 až 4% An. V separovaných plagioklasoch stanovila Ing. M. Klinčeková z GÚDŠ Bratislava nasledovné hodnoty:

hĺbka	K ₂ O %	Na ₂ O %	CaO %	Sr %	Ab	An	Or
784 m	1,20	8,63	3,77	0,0665	73	22	5
933 m	0,78	8,76	4,75	0,0665	73	24	3
1324 m	0,12	8,76	3,63	0,0535	78	21	1
1557 m	0,99	8,63	4,48	0,0545	73	23	4

Zistené hodnoty sú v dobrej zhode s optickým určením. Plagioklas II uzatvára niekedy plagioklas I, bežne uzatvára akcesorické minerály, magnetit a biotit. V nepremenenom granite je úplne čerstvý alebo len slabo selektívne podľa jednotlivých zón sericitizovaný.

Kremeň I

Prvú generáciu predstavuje bipiramidálny kremeň, ktorý v sukcesii minerálov zaujíma pravdepodobne štvrté miesto po biotite, plagioklase I a plagioklase II, ale ešte pred ortoklasom (tab. L obr. 4). Prechod do súčasnej kryštalizácie K-živca a kremeňa sa ojedinele prejavuje vznikom pegmatitoidného až grafitického prerastania. Býva rôzne tlakovo porušený na vzniku undulózneho zhášania, v krajných prípadoch sa rozpadáva na mozaikovú stavbu.

Predpokladáme, že v závere druhej etapy kryštalizácie mohlo dôjsť k tektonickému nepokoju, ktorý sa prejavil vznikom jemne lištovitého albitického dvojčatenia prechádzajúceho cez zonálne plagioklasy ale i tlakovými deformáciami bipiramidálneho kremeňa.

Posledná, tretia etapa kryštalizácie prebieha vo svojej prvej časti opäť v tektonicky pokojnom prostredí za pomerne vysokých teplôt, stanovených dvojživcovým teplomerom podľa T. F. W. Bartha (1962) v rozmedzí 610—645°. Kryštalizácia je výrazne ovplyvňovaná 90 m hrubou bariérou bázických hornín vystupujúcich v nadloží granitu. Táto čiastočne konzervuje pôvodné magmatické podmienky. Odrážalo sa to v spomalenom chladnutí a v predĺženej dobe kryštalizácie za zvýšeného obsahu draslíka. Výsledkom uvedených podmienok bol rast K-živca a kremeňa.II.

K-živec

Prítomný je v celom profile vrtu rochovského granitu s rôznym stupňom idiomorfie a kvantitatívneho zastúpenia. Vytvára v porfyrickom biotitickom granite 2 morfológické typy:

a) Intersticiálny. Vypĺňa intersticiálne priestory medzi prv vykryštalizovanými minerálmi formou alotriomorfných 1—3 mm veľkých, slabo pertitických zrn. Obsahuje, i keď pomerne zriedka, uzavreniny plagioklasu a biotitu. Celkové zloženie, stanovené kombinovaním RTG-difrakcie podľa metódy autorov J. B. Jones — R. W. Nestibb — P. G. Slade (1969) s kalibráciou voľnej fázy, poskytlo nasledovné údaje:

784 m	Or ₇₂	Ab ₂₈
933 m	Or ₇₄	Ab ₂₆
1324 m	Or ₇₅	Ab ₂₅
1557 m	Or ₇₃	Ab ₂₇

V sledovanom profile granitu metódou J. G. Goldsmitha — F. Lavesa (1954) bola stanovená triklinita pod hodnotou 0,20. 2V_a merané priamym meraním na univerzálnom stolčeku zodpovedá 58°—60°.

b) Výrastlice. Tvoria idiomorfné až hypidiomorfné, priemerne 2×4, maximálne 4×8 cm veľké kryštály. Prevládajúcou modifikáciou draselného živca je ortoklas mikropertit. Uhol optických osí 2v_a zistený priamym meraním na univerzálnom stolčeku je 50° ± 2°. Triklinita stanovená RTG difrakciou v hĺbkach: 784, 857, 1193, 1227, 1324 a 1557 je prakticky nulová. V tlakovo exponovaných miestach pozorovať vznik undulózneho zhášania.

V ojedinelých prípadoch pozorujeme vznik lokálnej triklinizácie pozdĺž porušených a vyhojených puklín (tab. LI obr. 1) za vzniku prechodného ortoklasu (v hĺbke 1129 m $\Delta=0,55$) a prechodného mikroklinu (v hĺbke 880 m $\Delta=0,71$, v hĺbke 1557 m $\Delta=0,73$).

Javy triklinizácie za vzniku prechodných mikroklinov a prechodných ortoklasov pozorovať hlavne v oblastiach postihnutých tlakovými fenoménmi. Ortoklas mikropertit vytvára často zrasty podľa karlovarskeho zákona (tab. LI obr. 2). Pertity majú dlhovretenovitý alebo krátkovretenovitý tvar, inokedy sa spájajú do siete. Z genetického hľadiska ide o pertity odmiešania a segregácie v zmysle klasifikácie S. A. Rudenka (1954). Výrastlice draselných živcov obsahujú uzavreniny starších minerálov — magnetit, akcesorické minerály, biotit, plagioklas I a II a kremeň prvej generácie. Ojedinele sú uzavreniny plagioklasov v zhodnej optickej orientácii.

V jednom prípade bolo pozorované usporiadanie plagioklasov do niekoľkých zón, pričom ich orientácia je opticky zhodná (tab. LI obr. 4)

Kremeň II

Druhú generáciu tvorí zrnitý kremeň, ktorý značne prevláda nad kremeňom I. Jeho obsah sa pohybuje od 15 do 35 %. Tvorí alotriomorfné zrná, ktoré vyplňajú intersticiálne priestory, niekedy spolu s alotriomorfným draselným živcom. Je viac alebo menej postihnutý tlakovými účinkami, čo sa prejavuje vznikom undulózneho až obláčikovitého zhašania. V niektorých prípadoch vplyvom tlakových účinkov vznikajú zrnité agregáty až drobné zóny.

Žilný kremeň je tretou generáciou kremeňa viazanou hlavne na alterované oblasti a súvisí s pomagmatickou hydrotermálnou činnosťou. Vystupuje v asociácii s karbonátmi, albitom, magnetitom, chloritom (tab. LI obr. 3).

Tretia etapa kryštalizácie je ukončená slabými tlakovými fenoménmi, ktoré vyvolali niektoré poruchy na kremeň, živcoch a biotitoch.

Hlavné dôvody, ktoré nás viedli k vyčleneniu troch etáp kryštalizácie rochovského granitu, sú: 1. Rozdielny stupeň premeny plagioklasov v rámci jednej horninovej vzorky, pričom plagioklas I vystupuje izolovane, ale tvorí i jadrá plagioklasu II. 2. Geneticky rozdielny typ zonálnosti, a teda i rozdielna bázična plagioklasu I a plagioklasu II. 3. Forma vystupovania biotitov (tab. XLIX obr. 1) a ich inklúzie v plagioklasoch I a II. 4. Prítomnosť plagioklasov s oscilačnou a škvritnou zonálnosťou reprezentujúcou nepokojnú kryštalizáciu a prítomnosť ortoklasov reprezentujúcich tektonicky pokojné prostredie. 5. Prítomnosť čiastočne porušeného bipyramidálneho kremeňa uzatvoreného vo výrastliciach len zriedkavo triklinizovaných ortoklasov.

Termometria

V súčasnosti sú k dispozícii výsledky stanovenia teploty kryštalizácie živcov dvojživcovým teplomerom podľa T. F. Bartha (1962). Pripravuje sa stanovenie teploty kryštalizácie biotitov skandiovým teplomerom. Obsah Na v K-živcoch bol stanovený na základe RTG difrakcie metódou kalibrácie voľnej fázy a polohy d_{201} podľa autorov J. B. Jones — R. W. Nesbith — P. G. Slade (1969). Obsah Na v plagioklasoch je uvedený v texte. Zistené boli tieto priemerné hodnoty teplôt:

Hĺbka	K_t	°C
784	0,35	620
933	0,33	610
1324	0,33	610
1557	0,37	645

Stanovené teploty sa kontrolovali na základe grafu primárnej koexistencie K-živcov a plagioklasu v kremenno-živcových horninách podľa W. E. Trögera (1967). Predložené výsledky sú v súlade s teoretickými predpokladmi. Podľa uvedeného

grafu počiatok kryštalizácie živcov začína teplotou 720 až 740 °C a končí 580 až 560 °C. Nepriamo tomu nasvedčuje prítomnosť bipyramidálneho kremeňa vznikajúceho nad 573 °C a neprítomnosť primárneho mikroklinu, ktorého vznik sa udáva pod 540 °C.

Diskusia a záver

Zložitosť skúmaného objektu ponecháva pre interpretáciu dosť voľnosti. Túto skutočnosť si uvedomujeme, a preto je naša interpretácia výsledkov v mnohých smeroch otvorená. Ako vidieť z načrtnutej schémy kryštalizácie rochovského granitu, hornina má znaky typické pre magmatický pôvod. O prvej etape kryštalizácie môžeme súdiť, že vznikala pred intruzívnym procesom. Druhá etapa predstavuje synkinetickú kryštalizáciu ďalej ovplyvnenú v tretej etape. Podľa uvedených kritérií súdime, že len tretia etapa kryštalizácie prebiehala v ustálených pomeroch. V tejto súvislosti je vhodné pripomenúť, že v mnohých granitoidných a metamorfovaných horninách, ale i migmatitoch južnej časti veporíd sa vyskytujú K-živce, ktoré postavením a štruktúrnou skladbou provokujú predstavu, či sa niektoré z nich nevyvíjali súčasne s tvorbou rochovského granitu. Isté rozdiely, ktoré medzi nimi existujú, by sa dali vysvetliť prostredím, v ktorom sa fixovali. Vystáva tak otázka zdroja rozsiahlej tvorby K-živcov. Odpoveď musíme hľadať v geologickej stavbe študovanej oblasti.

Na stavbe územia okolia Rochoviec sa zúčastňujú rôzne horninové komplexy. Vyvinutá je tam známa vrásová štruktúra — digitácia Markušského vrchu. V jej zostave sa nachádzajú horniny staršieho i mladšieho paleozoika, ba i mezozoika. Sú regionálne (aj alpínsky) metamorfované. Tvorba kontaktných minerálov je mladšia. Nejde však o bezprostredné stykové účinky rochovského granitu, ale granitu staršieho, prípadne jednej jeho vývinovej fázy. V staršej vývinovej fáze sa lokálne vyvíjali i úzke zóny migmatitov a ďalšie znaky kontaktného pôsobenia intrúzie. V ďalšej fáze ide len o prieniky tenkých hlavne aplitových a kremenných žíl do obklopujúceho plášťa kryštalických bridlíc, bez zjavných kontaktných zmien.

Vek metamorfítov, na ktorých sa prejavuje pôsobenie intrúzie, je podľa posledného výskumu. E. Planderovej (1979) staropaleozoický. Tu je však treba doplniť, že fylity, ruly série Hladomornej doliny, sú len jediným článkom zložitej vrásovej štruktúry. Účinky granitoidov sa však prejavujú na všetkých členoch zostavy, teda i na mladšom paleozoiku. Z týchto vzťahov pramení naše zaraďovanie uvedených premien a veku intrúzie medzi procesy alpínske.

Záverom zhrňujeme, že vrt pri Rochovciach, od hĺbky 700 m a hlbšie až do konečnej hĺbky vrtu 1600 m, zastihol mladý alpínsky granit. Jeho minerálna zostava a zložité štruktúrne vzťahy dokumentujú premeny prostredia, v ktorom sa vyvíjal. Potvrdzujú sa staršie poznatky o existencii alpínskych granitov v tejto časti Slovenského rudohoria. Oblasť ich pôsobenia nie je lokálna, zaznamenaná je v celom južnom pásme kohútskeho kryštalinika. Perspektívne sa tak vytvárajú možnosti akumulácie nerastných surovín, ktoré sa spravidla na takéto typy hornín viažu.

Do tlače odporučil J. Kamenický.

Literatúra

- BARTH, T. F. W. 1962: The feldspar geologic thermometers. *Norsh Geolog. Tidsskrift.* 42, 2. Kobenhavn, 330—339.
- BARTH, T. F. W. 1969: *Feldspars.* Wiley — Interscience. New York, 1—261.
- BOTTING, Y. — KUDO, A. — WEILL, D. 1966: Some observations on oscillatory zoning and crystallizations of magmatic plagioclase. *Am. Mineral.*, 51, Washington, 792—800.
- GOLDSMITH, J. R. — LAVES, F. 1954: The microcline — sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 1, London, 1—19.
- JONES, J. B. — NESBITT, R. W. — SLADE, P. G. 1969: The determination of the orthoclase content of homogenized alkali feldspars using the 201 X-ray method. *Mineral. Mag.*, 37, 288, London, 489—496.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Mineral. slovaci*, 9, 3, Bratislava, 161—184.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského Rudohoria a Nízkyh Tatier. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické pomery mastkových ložisek a jejích okolí u Hnušte na Slovensku. *Sborník ÚÚG*, 22, odd. geologie, Praha, 145—196.
- LJACHOVIČ, V. V. 1973: Redkie elementy v akcesornych mineralach granitoidov. *Akademija nauk SSSR*, vyd. Nedra, Moskva, 1—308.
- PLANDEROVÁ, E. — VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geolog. Práce, Správy* 70, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 129—143.
- PLANDEROVÁ, E. (in Klinec et al.) 1979: Závěrečná správa za vrt KV-3 (Rochovce). *Archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- RUDENKO, S. A. 1954: Morfologo-genetičeskaja klasifikácia pertitovych srastanij. *Zap. Vsesojuz. mineral. obšč.*, 83, 1, Leningrad, 23—36.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a o ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. *Věst. SGÚ*, 14, Praha, 91—109.
- TRÖGER, W. E. 1967: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Teil 2, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—822.
- VANCE, J. A. 1965: Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, 73, Chicago, 633—640.
- VANCE, J. A. 1966: Patchy zoning in plagioclase: A. reply. *J. Geol.*, 74, Chicago, 518—525.
- VRÁNA, S. 1965: Alpínská metamorfóza granitoidů a série federata ve střední části veporid. *Kand. dizert. práca.* Geofond, Bratislava.

Albín Klinec — Juraj Macek — Štefánia Dávidová

Rochovce Granite on Contact between Gemerides and Veporides

Summary

The area around Rochovce comprises various rock complexes in its structure. There is a fold structure known as the Markušovský vrch digitation, containing Early- and Late-Paleozoic rocks, and even Mesozoic. The rocks underwent regional metamorphism and show contact influences of the neighbouring granites. Metamorphic rocks affected by the intrusion are Early Paleozoic according to the newest data by E. Planderoová (1979). It is still not clear whether the phyllites of the Hladomorná dolina (valley) Group were affected by one intrusion (like the Rimavica granite) or by younger Alpine granitoids. We assume that the Rimavica granitoids comprise several varieties of different ages.

By drilling near Rochovce, young Alpine granite was reached. Its mineral composition and intricate structure bring about a question about the genesis of some K-feldspars in the southern part of the Veporides having been possibly synchronous with the formation of the Rochovce granite because of some differences among them explainable by the environment of their existence.

Earlier data on the existence of Alpine granitoids in this part of the Slovenské rudohorie mountains are thus confirmed and new possibilities of discovering accumulations of mineral resources as associated with these rocks types are offered.

Explanations of Plates XLIX—LI

Pl. XLIX

Fig. 1 Cumulation of weakly chloritized biotite with inclusions of accessory minerals (apatite, zircon, magnetite). Nicols crossed magn. $30\times$. Bore hole Rochovce, depth 1050 m. Photo: L. Oswald.

Fig. 2 Phenocryst of plagioclase II with tensional polysynthetic twinning, partly in blocks. Nicols crossed, magnif. $48\times$ bore hole Rochovce, depth 898 m. Photo: Z. Oswald.

Pl. L

Fig. 1 Idiomorphous, partly corroded, strongly sericitized plagioclase I. The growth zone basicity is An_{22} . Nicols crossed, magnif. $36\times$, bore hole Rochovce 933 m. Photo J. Macek.

Fig. 2 Plagioclase II with oscillation zoning, very weakly sericitized. Basicity of plagioclase varies from An_{38} to An_{20} from core to periphery. Nicols crossed, magnif. $40\times$, bore hole Rochovce, depth 933 m. Photo: J. Macek.

Fig. 3 Plagioclase II with oscillation zonation and spotty core. Basicity varying between An_{38} and An_{24} from core to periphery. Nicols crossed, magnif $40\times$, bore hole Rochovce, depth 1324 m. Photo: J. Macek.

Fig. 4 Bipyramidal quartz (2). In marginal part it is deformed by pressure, partly enclosed in orthoclase. Nicols crossed, magnif. $36\times$; bore hole Rochovce, depth 784 m. Photo: J. Macek.

Pl. LI

Fig. 1 Perthitic orthoclase, triclized locally along healed crack, with bipyramidal quartz inclusion. Nicol crossed, magnif. $80\times$, bore hole Rochovce, depth 1557 m Photo: J. Macek.

Fig. 2 Perthitic orthoclase with Carlsbad twinning. ($2V=52^\circ$). Nicols crossed, magnif. $36\times$, bore hole Rochovce, depth 1324 m. Photo: J. Macek.

Fig. 3 Magnetite, chlorite, quartz, carbonate vein in perthitic orthoclase ($2V=60^\circ$). Nicols parallel, magnif. $36\times$, bore hole Rochovce, depth 1557 m. Photo: J. Macek.

Fig. 4 Idiomorphous orthoclase with plagioclase inclusion aligned in zones. Optical orientation of plagioclases in single zones is not identic. Photo: J. Macek.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XLIX—LI

Tab. XLIX

Obr. 1 Kumulácia slabochloritovaného biotitu s uzavreninami akcesorických minerálov (apatit, zirkón, magnetit). Skrížené nikoly, $30\times$ zväčšené. Vrt Rochovec, hĺbka 1050 m Foto L. Oswald.

Obr. 2 Výrastlice plagioklasu II (pl) s tlakovým polysyntetickým dvojčatením umiestneným čiastočne do blokov. Skrížené nikoly, $48\times$ zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 898 m. Foto L. Oswald.

Tab. L

Obr. 1 Idiomorfny, čiastočne korodovaný a silne sericitizovaný plagioklas I. (pl). Prírastková zóna je bázcity An_{22} . Skrížené nikoly, $36\times$ zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 933 m. Foto J. Macek.

Obr. 2 Plagioklas II s vývojom oscilačnej zonálnosti, veľmi slabo sericitizovaný. Bázcita plagioklasu od jadra k periférii kolíše od An_{38} po An_{20} . Skrížené nikoly, $40\times$ zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 933 m. Foto J. Macek.

Obr. 3 Plagioklas II s oscilačnou zonálnosťou a škvrnitým jadrom. Bázcita plagioklasu od jadra k periférii kolíše od An_{38} po An_{24} . Skrížené nikoly, $40\times$ zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 1324 m. Foto J. Macek.

Obr. 4 Bipyramidálny kremeň (q) V okrajovej časti je tlakom deformovaný, čiastočne je uzatvorený ortoklasom. Skrížené nikoly, $36\times$ zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 784 m. Foto J. Macek.

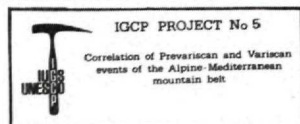
Tab. LI

Obr. 1 Pertitický ortoklas, (or) pozdĺž vyhojenej pukliny lokálne triklinizovaný s uzavreninou bipyramidálneho kremeňa (q). Skrížené nikoly, 80× zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 1557 m. Foto J. Macek.

Obr. 2 Pertitický ortoklas (or), karlovarsky zdvojitý. ($2V=52^\circ$). Skrížené nikoly, 36× zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 1324 m. Foto J. Macek.

Obr. 3 Magnetit, chlorit, kremeň, karbonátová žilka v pertitickom ortoklase ($2V=60^\circ$). Rovnobežné nikoly, 36× zväčšené. Vrt Rochovce, hĺbka 1557 m. Foto j. Macek.

Obr. 4 Idiomorfny ortoklas s uzavreninami plagioklasov usporiadaných do zón. Plagioklasy v jednotlivých zónach nie sú v zhodnej optickej orientácii. Foto J. Macek.



Eva Planderová

Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej“ skupiny

3 obr. v texte, fotografické tabuľky (XIX—XL), anglické resumé

Abstract. Biostratigraphical valuation of schistose sediments of the „Rožňava-Železník“ Group, based on microflora shows that the overlying Upper Stephanian sediments are oldest among the rocks under study. They are Upper Permian and contain typical flora of monosaccate pollen of the genus *Potonieisporites*.

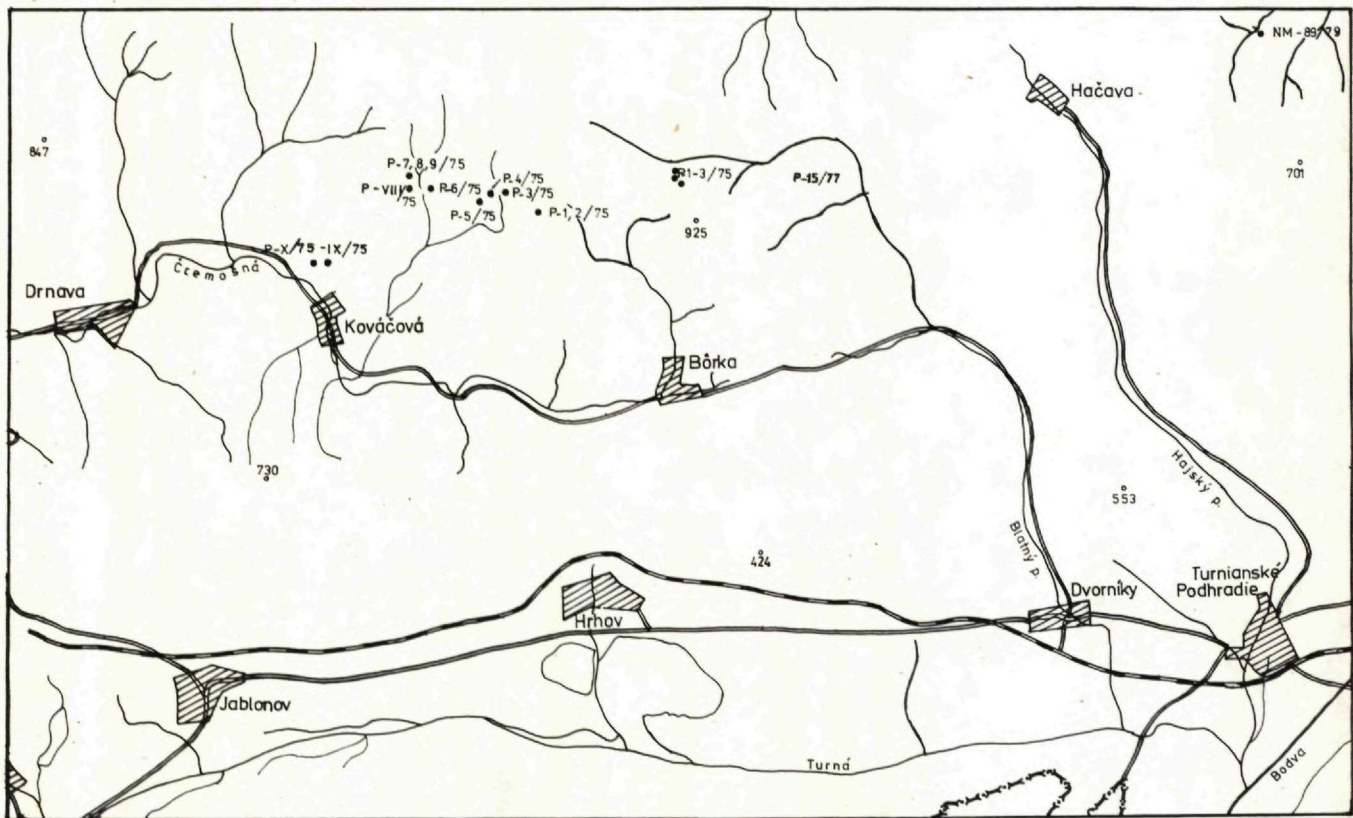
I did not record Upper Permian in sediments from the localities studied. Presumable Upper Permian is ranged to the Lower Triassic with the following pollen assemblage: *Triadispora crassa*, *Triadispora falcata*, *Lundbladispores*, a. o. It is most likely that there are marine sediments on all localities.

Úvod

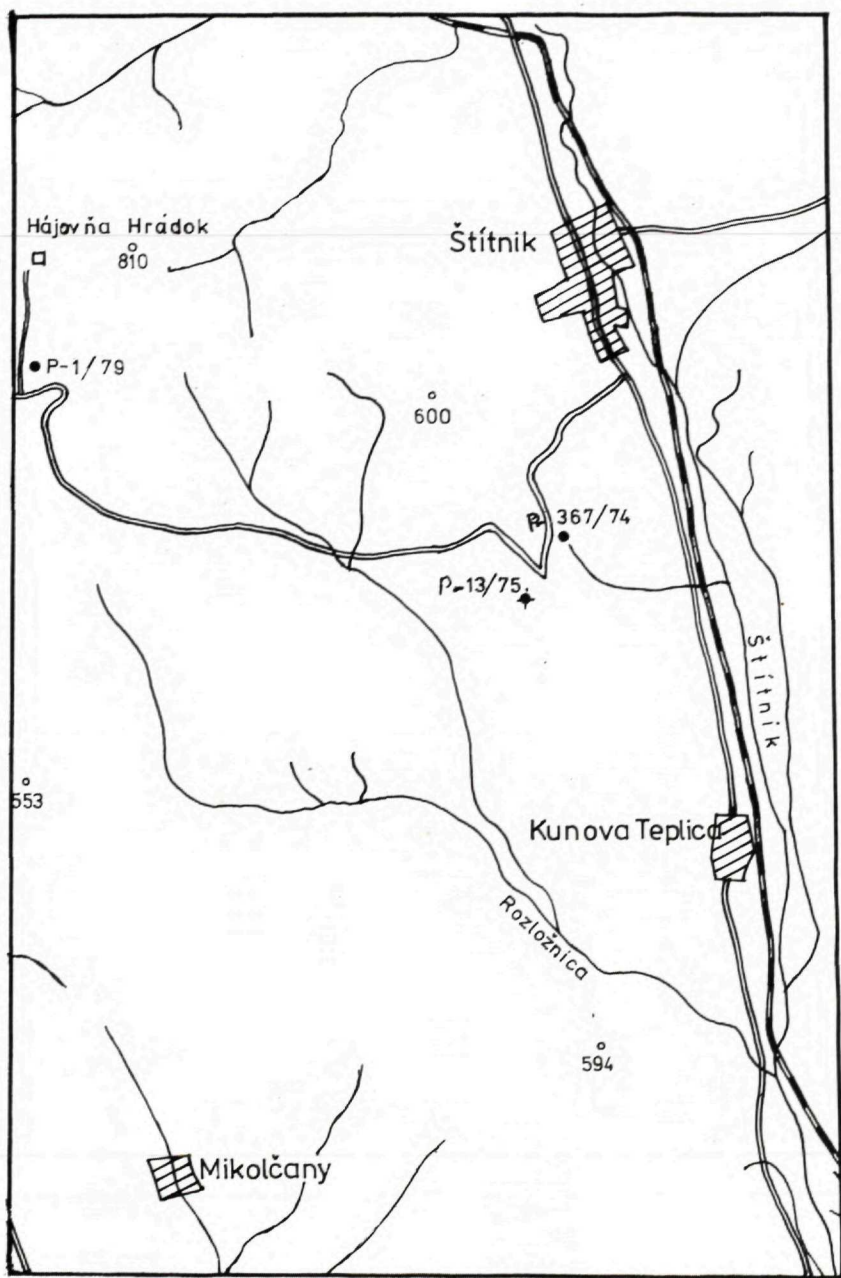
Problémom, ako vekove zaradiť bezfosilne súvrstvie mladšieho paleozoika a „meliat-skej série“ v južnej časti gemeríd, sa zaoberalo v posledných desaťročiach mnoho geológov. Vekové zaradenie gemeríd sa robilo hlavne na základe litologických štúdií hornín, prípadne na základe superpozície sedimentov. Známe sú aj paleontologické práce z okolia Ochtinej, Jelšavy, Štítnika, založené na spracovaní fauny a makroflóry aj palinomorf.

V tejto práci sú uvedené výsledky štúdia mikroflóry a morského planktónu zaradeného do skupiny *Acritarcha*, prípadne *Dinoflagellata*. Ukázalo sa, že tmavé bridlice obsahujú fosilonosné obzory, dostatočne bohaté na palinomorfy s rôznym stupňom zachovania. Pre palinologické zhodnotenie poskytujú najlepšie výsledky vzorky z profilov (obr. 1, 2).

Ďakujem touto cestou Dr. J. Vozárovi, ktorý mi vyzbieral vzorky na palinologické spracovanie a uviedol ma do problematiky o „rožňavsko-železníckej“ skupine, ako aj Dr. L. Snopkovi a Dr. P. Reichwalderovi za cenné pripomienky ku geologickej časti práce a Dr. P. Snopkovej za rady pri palinologickom vyhodnocovaní sedimentov.



Obr. 1 Mapa lokality východnej časti, Drnava-Zátišská dolina-Hačava



Obr. 2 Mapa lokalít západnej časti, Štítník-Hrádok

Laboratórne spracovanie vzoriek

Podľa stupňa premeny palinomorf sa volila metóda ďalšieho laboratórneho postupu ako najlepšie odstrániť grafický nános na sporomorfách. Podľa toho môžeme palinomorfy deliť na:

a) Dobre zachované, t. j. kde exina nemá grafický povlak na väčšej ploche povrchu. Takéto palinomorfy som získala z tmavých bridlíc okolo Štítnika, ale aj zo vzoriek z profilu Drnavy.

b) Zle zachované palinomorfy, t. j. také, ktoré majú väčšinu povrchu exiny pokrytú čiernym grafitickým povlakom, som zistila v Šugovskej doline v tmavých bridliciach. Tmavý grafitický povlak vznikol pravdepodobne pri epizonálnej metamorfóze, pri teplote väčšej než 300°C.

Keby bola teplota dosiahla 450°C, palinomorfy by boli úplne neurčiteľné — zatiaľ niet metódy na odstránenie vysokopremenného zostatkového uhlíka z exiny palinomorf.

Metóda laboratórneho spracovania spočívala teda v prvej fáze na získaní organického materiálu z horniny a v druhej fáze na postupe odstránenia zostatkového uhlíka z povrchu exiny palinomorf. V poslednej dobe som zaviedla za týmto účelom metódu zmäkčovania grafitu s následným povarením v oxidačných činidlách. Výsledky tejto metódy sa osvedčili v metamorfovaných horninách, aké sú väčšinou vo všetkých skúmaných lokalitách Spišsko-gemerského rudohoria. Palinomorfy z uvedených lokalít mladšieho paleozoika a mezozoika neboli postihnuté iným typom korózie známym zo starého paleozoika z tohoto územia.

Stručná geologická charakteristika skúmanej oblasti

V stručnosti zhrniem názory na vek bezfosílného súvrstvia najmä na „rožňavsko-železnickú“ skupinu. Zhrňujúcu prácu o geológii aj o názoroch na túto sériu uvádza L. Snopko (1972). Nové poznatky zo štúdia litológie uvádza A. Vozárová (1977).

Bázu „rožňavsko-železnickej“ skupiny tvoria epizonálne metamorfované horniny, svetlé zlepenca a kremité pieskovce. Na začlenenie tohoto súvrstvia do karbónu alebo permu sa názory geológov rozchádzajú (L. Snopko 1972). Sú tu známe reliktý kontinentálneho permu, ktorý vystupuje na niektorých lokalitách študovanej oblasti.

Na tomto základe aj na základe litologicko-petrografických kritérií začleňoval L. Snopko (1972) tzv. rožňavsko-železnickú skupinu s bezfosílnymi sedimentmi do vrchného karbónu. Bázu súvrstvia tvoria svetlé bazálne zlepenca, ktoré sa z jemnújú až prechádzajú do zlepenčov a bridlíc. Najvyšším súvrstvom sedimentárneho cyklu je súvrstvie piesčitých bridlíc a fylitov.

Podľa J. Vargu et al. (in L. Snopko 1972) sa komplex hornín tzv. „rožňavsko-železnickej série“ delí na dve súvrstvia, a to:

1. Súvrstvie brekciovitých zlepenčov (P₁).
2. Súvrstvie ílovito-piesčitých zlepenčov (P₁—artinsk).

V nadloží „rožňavsko-železnickej“ skupiny sa podľa L. Snopku (1972) v južnej

časti gemeríd nachádza kontinentálny vývoj morského permu v nepatrnom zastúpení a morský perm reprezentovaný jednotvárnym súvrstvom kremencov, pieskovcov a bridlíc, s výskytmi karbonátov vo vrchnej časti skupiny.

Sedimenty morského permu študovali a stratigraficky začleňovali mnohí autori. K jediným biostratigrafickým údajom patria nálezy fauny a makroflóry z lokality Háj pri Štítniku. Spracoval ich J. Šuf (1960), ktorý uvádza aj výsledky určenia makroflóry F. Nemějcom. Najprv radí uvedené skameneliny do kARBÓNU, na základe makroflóry, potom do spodného triasu a v r. (1963) reviduje nájdené rody a radí ich do vrchného permu. Tieto údaje rešpektujú aj geológovia, ako O. Fusán (in M. Maheľ 1967), L. Snopko (1972). U týchto sedimentov, ktoré sú predmetom štúdia aj po mikrofloristickej stránke, uvádza L. Snopko (1972) dve odlišné fácie:

Prvá fácia je pozorovateľná pri Štítniku, jej prechod do triasu nie je vyjasnený. Prevládajú v nej pieskovce aj piesčité bridlice, smerom do nadložia pribúdajú polohy hrubozrnných tufitov.

Za druhú fáciu morského vývinu permu považuje L. Snopko (1972) sedimenty v širšom okolí Zádielskej doliny, ktoré neskôr považuje P. Reichwalder (1973) za meliatskú sériu. Pre vrstevný komplex „rožňavsko-železníckej“ skupiny uvádza P. Reichwalder (1973) ako charakteristický znak produkty kyslého vulkanizmu; vyčleňuje nasledovný komplex:

1. Súvrstvie bridlíc a jemnozrnných pieskovcov s nepravidelnými vložkami zlepcov.

2. Pieskovce a bridlice s tenšími nepravidelnými vložkami zlepcov, vo vrchnej časti s polohami piesčitých kryštalických vápencov.

Celý vrstevný sled radí A. Vozárová (1977) do permu na základe štúdia týchto zlepcov, ktoré sa morfológicky a geneticky odlišujú od kARBÓNSKÝCH zlepcov od Rudnian s paleontologicky doloženým vekom.

Celú sekvenciu „rožňavsko-železníckej“ skupiny člení autorka na dva megacykly.

Prvý zahrňuje spodnú časť charakterizovanú súvrstvom bridlíc a jemnozrnných pieskovcov s nepravidelnými vložkami zlepcov, ktorú autorka dáva do permu. Na základe palinologického štúdia možno považovať vek tohoto komplexu hornín (I. megacyklus) za stefan C až spodný perm.

Druhý megacyklus zahrňuje vrchnú časť „rožňavsko-železníckej“ skupiny s vrstevným sledom pieskovcov a bridlíc s tenšími nepravidelnými vložkami zlepcov, vo vrchnej časti s polohami kryštalických bridlíc. Autorka predpokladá vrchnopermský vek tohto súvrstvia. Na základe palinológie sme zistili, že ide o spodnotriasový vek vrchnej časti uvedeného megacyklu.

Biostratigrafické výsledky z morského permu uvádza J. Šuf (1960) od Štítnika. Na kopci Háj pri Štítniku sú to skameneliny fauny a flóry, ktorú určil F. Nemějcs s nasledovnými druhmi: *Odontopteris osmundaeformis* alebo triasový druh *Neuropteridium*. Triasový druh *Pacopteris sulziana*, *Sphenopteris germanica*, *Ullmania* sp. *Nilssonia* sp. alebo *Taeniopteris*.

Druhy sú zle zachované, a preto určené len s pravdepodobnosťou. Na základe zvyškov fauny a vyššie uvedenej flóry dáva J. Šuf súvrstvie do spodného triasu. Neskôr r. 1963 prehodnocoval nálezy a uvádzal pre skúmané súvrstvie vrchnopermský vek.

Palinologické vyhodnotenie sedimentov

Výsledky mikrofloristického štúdia hornín sú čerpané z vyhodnotenia množstva spór a peľových zrn, ktoré tvoria peľový obraz každého horizontu. Pri určovaní som použila najmodernejšiu literatúru opierajúcu sa o dosiahnuté výsledky pri spracovaní mladšieho paleozoika a triasu v širokej oblasti euroamerickej floristickej bioprovencie pomocou mikroflóry. Pre tieto útvary, ale najmä pre mladšie paleozoikum, sú vytvorené mikrofloristické zóny, na základe ktorých možno robiť presnú stratigrafiu so širokými korelačnými možnosťami.

Lokality v profile Drnavy a Zádielskej doliny zahrňujú bazálnu časť bridličnatého súvrstvia vystupujúceho medzi zlepenkami a vrchnú časť, t. j. súvrstvie bridlic s pieskovicami (v zmysle P. Reichwaldera 1973).

Z tohoto profilu som vyhodnotila vzorky patriace vekom do jedného obdobia, a to: P — X/75, P — IX/75, P — 7/75, Zádielská dolina P₁ — 3/75; tieto lokality zahrňujú sedimenty spodnej polohy bridlic medzi zlepenkami (obr. 1, 3).

Časť mikroflóry je nesporne vrchnokarbónskeho až spodopermského veku. Zistila som spóry druhu *Torispora laevigata* Alp. rozšíreného v stefane B—C, *Verrucatosporites ancoralis* Balme Henn., *Laevigatosporites vulgaris*, Alp., *Spinospores spinosus* Alp., s rozšírením do spodného autunu. Autunského veku boli najmä monosakátne peľové zrná striátne a nestriátne, ako aj monosakátne peľové zrná rodu *Florinites*, ale hlavne *Potonieisporites*. Vysoké percento dosahujú aj druhy rodu *Vittatina* a *Gnetaceapollenites*, ktoré sú hojnejšie až v spodnom perme. Mikroflóra tohoto sedimentačného obdobia bola dosť dobre zachovaná s malým množstvom zostatkového uhlíka na exine.

Okrem spór a peľových zrn sa vyskytli druhy planktónu radené do skupiny *Acritarcha*, ktoré poukazujú na morské sedimentačné prostredie. Po posúdení celkového charakteru peľového obrazu uvedených sedimentov môžeme predpokladať, že ide o obdobie hranice karbón perm, resp. až o spodný perm.

Trochu iný charakter majú sedimenty zo Zádielskej doliny. Lokalita (P-1 — 3/75) je situovaná v záreze svahu lesnej cesty na konci doliny. Litologicky ide o tmavé, miestami fylitické, jemnopolitické bridlice.

Sedimenty boli dosť bohaté na sporomorfy stredne dobre zachované. Vcelku prevládali spóry vytrusných rastlín nad peľovými zrnami nahosemenných drevín a hojný bol aj planktón patriaci do skupiny *Acritarcha*.

Zastúpené sú nasledovné druhy a rody: *Spinospores spinosus* Alp., *Illinites unicus* Kos., *Torisporis* sp., *Reticulatisporites reticulocingulum* Alp. rozšírené vo vrchnom karbóne, stefan C—D až P—1, *Striatodissacites* so širším vekovým rozšírením. *Reticulatisporites rudis* z vrchného karbónu, *Lophotriletes ibrahimi* Pepers zo stefanu C., *Vittatina* sp. rozšírená od stefanu C až do spodného triasu, *Reticulatisporites ancoralis* Balme Hennely s rozšírením vo vrchnom karbóne. Táto spóra bola zistená v karbóne Turčoka, ale aj na lokalite pri Štítniku. Z ďalších rodov som určila druh rodu *Schopfites* z vrchného karbónu a striátne bisakátne peľové zrná. Zistila som veľa druhov morského planktónu, ako aj skolekodontom podobný druh vyskytujúci sa v stefane D až v spodnom perme chočského mladšieho paleozoika. Jeden druh *Incertae sedis* je taký istý, aký som zistila v karbóne Turčoka

(E. Planderová — A. Vozárová 1978). S najväčšou pravdepodobnosťou ide o sedimenty z obdobia stefanu C až stefanu D. Podľa mikroflóry môžeme teda uvažovať o vrchnom karbone v Zádielskej doline a spodnom perme na lokalitách profilu Drnava v bridliciach medzi zlepenkami.

Vrchné bridličnaté súvrstvie bolo zachytené na lokalitách Čremošné 2400 m (P-VIII/75), Drnava 700 m (P-5/75), Drnava 650 m (P-4/75), Drnava j. od kóty 789 (P-6/75). Štvrtá lokalita profilu Drnava 300 m (P-1/75) bola veľmi chudobná na sporomorfy. Uvádzam ju len pre výskyt morského planktónu a skolekodontov bez určenia veku. V oblasti Zádielskej doliny patrí do tohoto sedimentačného obdobia lokalita P-15/77.

Lokalita — (P IX/75) Čremošné 2400 m

V záreze lesnej cesty asi 2400 m sv. od lokality (XI/75, obr. 1). Tmavé bridličnaté súvrstvie.

Palinomorfne spoločenstvo je relatívne chudobne zastúpené. Bohatšie sú zastúpené monosulkátne peľové zrná rodu *Urtemis* rozšírené v perme. *Inderites compactus* Fadd. z permu, *Tasmanites* sp. (bez poznatkov o stratigrafickom rozšírení). Dobre zachovaný morský planktón bez možnosti určiť jeho rody alebo druhy.

Vek súvrstvia: Na základe uvedeného palinomorfneho spoločenstva môžeme povedať len, že ide pravdepodobne o spodnopermský vek skúmaných sedimentov. Proti zaradeniu do vrchného permu hovorí úplny nedostatok typickej vrchnopermskej flóry, ktorá je rovnako charakterizovaná v celej euroamerickej bioprovincii.

Lokalita — (P-5/75) Drnava 700 m

Lokalita je 700 m z. od lúky rozprestierajúcej sa na J od k. Hajdú Oldal v záreze lesnej cesty.

Palinomorfne zloženie bolo na tejto lokalite najbohatšie z celého skúmaného profilu. Okrem bohatosti kvantitatívneho zastúpenia palinomorf som zaznamenala aj dobrú zachovanosť ich exiny, temer bez korózie a grafitického povlaku. Zloženie palinomorf je nasledovné: *Verrucosisporites thuringiacus* Mädl er, zastúpený od spodného triasu po anis, *Illinites kosankei* Klaus zo spodného triasu, *Densoisporites* sp. s rozšírením niektorých druhov v celom triase. Vyskytli sa peľové zrná *Nuskoisporites dulhuntyi* Klaus s hlavným rozšírením vo vrchnom perme, *Triadispora allata* Scheuring v spodnom a strednom triase, *Verrucosisporites* sp., *Retitriletes* sp., *Lophotriletes* sp. — všetko rody s relatívne širokým stratigrafickým rozpätím. Rod *Ovalipolis* s rozšírením len v triase.

Okrem spôr a peľových zrn suchozemských rastlín sa nenašiel v týchto sedimentoch morský planktón skupiny *Acritarcha*.

Na základe vyhodnotenia palinomorf môžeme skúmané sedimenty zaradiť s najväčšou pravdepodobnosťou na bázu triasu. Hoci sa vyskytol druh výslovne vrchnopermský (*Nuskoisporites dulhuntyi*), ostatné zloženie spôr a peľových zrn poukazuje na to, že nejde o vrchnopermské sedimenty, ale už o spodnotriasové.

Lokalita — (P-3/75) Drnava 650 m

Nachádza sa 650 m z. od lúky rozprestierajúcej sa na Z od k. Hajdú Oldal v záreze lesnej cesty. Litologicky ide o drobnozrnné fialovošedé pieskovce tvoriace vložky v drobnozrnných a strednozrnných zlepencoch.

Palinomorfne zloženie sedimentov z tejto lokality bolo o niečo chudobnejšie, ale opakovanými analýzami sa dosiahol palinomorfny obraz s dobre určitými druhmi a rodmi. Určila som nasledovné rody a druhy palinomorf: *Punctatisporites fungosus* Balme, *Reticulatisporites* sp., *Toroisporites atavus* Reinh. *Dictyophyllidites* sp., *Vitreisporites pallidus* Nilss. s rozšírením v spodnom a strednom triase. Hojne sú zastúpené druhy rodu *Triadispora*, ako napr. *Triadispora staplini*, *Triadispora* div. sp. a *Klausipollenites* sp. Sú to druhy s hlavným rozšírením začiatkom spodného triasu. V tejto vzorke bol zastúpený aj morský planktón druhmi *Micrhystridium recurvatum* Valensi, *Domasiela* sp. a *Cymatiosphaera* sp.

Vek skúmaných sedimentov podľa palinomorfneho zastúpenia je spodný trias.

Lokalita — (P-6/75) Drnava j. od k. 789,2

V záreze lesnej cesty pod Kruhovkou. Litologicky ide o bridlice a pieskovce fialovošedej farby.

Sedimenty z tejto lokality obsahujú dobre zachovanú mikroflóru nasledovného zloženia: *Striatomonosaccites* sp. so širokým stratigrafickým rozšírením, *Nuskoisporites* sp. z vrchného permu. *Lundbladispota* sp. zo spodného triasu, *Labiisporites granulatus* Leschik z vrchného permu až spodného triasu. *Platysaccus papilionis* Pot. Klaus z vrchného permu až stredného triasu. *Tasmanites* sp., ktoré uvádza E. Antonescu (1970) z anisu. Rovnako druh *Platysaccus papilionis* Pot. Klaus uvádza E. Antonescu z anisu Rumunska.

Na základe takých chudobných údajov sa nemôžeme vyjadriť bližšie k vekovému zaradeniu skúmaných sedimentov. Predbežne ich dávam do spodného alebo stredného triasu.

Profil Drnavy prechádza bazálnymi aj vrchnejšími časťami „rožňavsko-železníckej“ skupiny (v zmysle P. Reichwaldera 1973), vo východnej časti skúmanej oblasti. Prechádza dvoma bridličnatými súvrstviami, z ktorých bazálna aj nadložná časť bola považovaná za perm, resp. vrchný perm. Mikrofloristická charakteristika poukazuje na vrchný karbón v Zádielskej doline, na bázu spodného permu v profile Drnavy a na spodný trias v bridličnatých sedimentoch nad zlepenkami v profile Drnavy (predtým tzv. morského permu v Zádielskej doline).

Vo východnej časti skúmanej oblasti som študovala bridlice tzv. morského permu pri Štítniku. Spracovala som vzorky z viacerých lokalít. Predovšetkým to boli vzorky zo zárezu štátnej cesty Štítnik—Jelšava (P-367/75), zo zárezu cesty Štítnik—Gočaltovo (13/75) a zo zárezu bočnej cesty Hájovne Hrádok na štátnu hradskú (P-1/79). Najbohatšie na sporomorfy boli sedimenty z lokality P-367/74, ktorej výsledky tvoria základ pre biostratigrafické začlenenie sedimentov.

KARBÓN				PERM		TRIAS			LOK.				
STEFAN				SPOD.	VRCH.	SPOD.	STRED	VRCH.		konštantný	ojedinelý	výskyt	
A	B	C	D										
									ZÁDIEĽSKA DOLINA P-1-3/75			Spinosporites spinosus – Alp.	
													Lycospora granulata – Alp.
													Illinites unicus – Kos.
													Toroisporis sp.
													Reticulatisporites reticulocingulum – Alp.
													Striatodisaccites div. sp.
													Retitriletes sp.
													Reticulitriletes rudis – Alp.
													Lophotriletes ibrahimi – Peper
													Vittatina sp.
													cf. Scolecodonta
													Acritarcha div. sp.
													Veryhachium sp.
													Hystrichosphaeridae div. sp.
													Densosporites sp.
												Schopfites sp.	
												Reticulatisporites ancoralis – Balme – Henn.	
									ČEREMOŠNÉ 5 300 m P-X/75			Endosporites sp.	
													Potonieisporites sp.
													Monosaccites div. sp.
													Leiotriletes infragranulatus – Kalibova
													Cycadopites rarus – Clarke
													Vestigisporites minutus – Clarke
													Striatolebachiites varius – Soner.
													Wilsonites sp.
													Cordaitina sp.
													Reticulatisporites aff. polygonalis Smith.–Butt.
													Lophotriletes gibbosus – lbr.
													Striatodisaccites sp.
													Torispora laevigata – Alp.
													Limitisporites rectus – Leschik
													Gnetaceaepollenites sp.
												Hystrichosphaeridae sp.	
												Veryhachium sp.	
									ČEREMOŠNÉ 5 400 m P-IX/75			Acritarcha div. sp.	
													Leiotriletes sp.
													Striatodisaccites sp.
													Guthörlisporites magnificus – Bhardw.
													Vestispora cf. fenestrata – Spode
												Potonieisporites sp.	
												Verrucosporites sp.	
									DRNAVA 233 m P-7/75			Spóry húb	
													Acritarcha
													Verrucatosporites morulatus – Smith
													Chitinozoa sp.
													Urtemis trigonius – Djupina
													Illinites unicus – Kos.
													Myrhystridium sp.
												Klausipollenites sp.	
												Gnetaceaepollenites sp.	
									ČEREMOŠNÉ 2 400 m P-VIII/75			Tasmanites sp.	
													Urtemis trigonius – Djupina
													Striatites sp.
													Urtemis sp.
												Inderites compactus – Sabd	
									DRNAVA 700 m P-5/75			Verrucosporites thuringiacus – Mädlar	
													Gigantosporites sp.
													Densosporites fsp. /triasová forma/
													cf. Thalisorites
													Pityosporites
													Nuskosporites dulhuntyi – Pot. Klaus
													Nuskosporites sp.
													Gigantosporites halstadtensis – Klaus
													Triadispora alata – Klaus
													Disaccites fsp.
													Parasaccites sp.
													Lophotriletes sp.
													Ovalipollis sp.
													Striatomonosaccites div. sp.
													Cordaitales
												Incertae sedis	
												Endosporites sp.	

Zastúpenie palinomorf na lokalitách z „rožňavsko-železnickej“ skupiny a ich vekové rozšírenie

KARBÓN				PERM		TRIAS			LOK.	
STEFAN				SPOD.	VRCH.	SPOD.	STRED.	VRCH.		výskyt
A	B	C	D							
									DRNAVA 650m	P-3/75 Domasiela sp. /Acritarcha/ Cymatiosphaera sp. 1 sp. 2 Punctatisporites fungosus - Balme Reticulatisporites sp. 1 Reticulatisporites sp. 2 Toroisporites atavus - Reinh. Dictyophyllidites sp. Michystridium recurvatum - Valensi Vitreisporites pallidus - Nilson Lycospora sp. Triadisporea staplini - Klaus Klausipollenites sp. Triadisporea sp. Striatopodocarpites sp. Cordaitales
									DRNAVA J. od k. 789	P-6/75 Striatomonosaccites sp. Nuscoisporites sp. Acritarcha Lundbladisporea sp. /triasový druh/ Labiisporites granulatus - Leschik Platisaccus papilionis - Pot. Klaus Tasmanites sp. /Antonescu 1970/ Triadisporea sp.
									ZADIELSKA DOLINA	P-15/77 Densosporites sp. Dacrycarpites europaus - Mädlar Concentricisporites sp. Hystrichosphaeridae div. sp. Triadisporea sp. Acritarcha div. sp. Limitisporites sp. Striatodisaccites sp.
									DRNAVA 300m	P-2/75 Acritarcha sp. cf. Monosaccites cf. Scolecodonta sp.
									ŠUGOVSKÁ DOLINA	NM-89/79 Alisporites grauvogeli - Visscher Succinctisporites grandior - Leschik - Mädlar cf. Ovalipolis sp. Triadisporea sp. Lueckisporites sp. Perisaccus granulatus - Klaus Punctatisporites fissus Pityosporites schaubegeri Pot. Klaus Triadisporea crassa - Klaus Krauselisporites sp. 1 - Krausel - Leschik Krauselisporites sp. 2 Taeniaesporites sp. Vittatina sp. Michystridium cf. recurvatum - Valensi Veryhachium sp. Michystridium div. sp.
									ŠTÍTNÍK	F-367/74 Endosporites raeticus - Reinh. Cordaitina major. - Pautsch Hexaccites müleri - Reinh. Cordaitina sp. Gnetaceapollenites sp. Vitreisporites pallidus - Nills. Densosporites sp. Tasmanites sp. A Densosporites sp. Teichertodinium triassicus - Pocock. - Saerjant Stereosporites perforatus - Leschik Apiculatisporites parvispinosus - Leschik Thomsonisporites punctus - Krausel - Leschik Crucisaccites variusulcatus - Visscher Densosporites majus - Pautsch Ovalipollis sp. Vittatina vitifer f. minor - Luber
									ŠTÍTNÍK-HRÁDOK	P-13/3/75 Leiotriletes sp. Striatodisaccites sp. Densosporites sp. Lueckisporites norma "D" - Visscher Falcisporites sp. Reticulatisporites globus - Mädlar Triadisporea sp. Triadisporea palettae - Klaus
									ŠTÍTNÍK - HRÁDOK	P-1/79 Monosulcites sp. Cyclogranisporites sp. Triguitrites additus Wils. et Hoff. Nuscoisporites sp. Cymatiosphaera sp. Costatisulcites ovatus - Scheuring Pityosporites sp.

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

Lokalita — (P-367/74) Štítnik zárez cesty

Asi 2 km jz. od obce Štítnik v záreze štátnej cesty Štítnik—Jelšava pod kopcom Háj. Litologicky ide o tmavé až šedé bridlice, ktoré tvoria vložky medzi karbonátmi.

Mikroflóra tejto lokality bola druhove veľmi bohatá a dobre zachovaná. Niektoré palinomorfy, hlavne akritarchy, som neurčila pre nedostatok porovnávacej literatúry. Palinomorfy z tejto lokality sú nasledovného zloženia: *Endosporites raeticus* Rein h. s rozšírením v spodnom triase, *Lueckisporites norma* „D“ P₂—T₁, *Thomsonisporites punctus* zo spodného až stredného triasu, *Crucisaccites variusulcatus* Visscher z vrchného permu až spodného triasu. Vyskytli sa niektoré druhy radu *Cordaitales*, ktoré uvádza E. Antonescu (1970) zo spodného až stredného triasu. *Densosporites* je uvádzaný zo spodného triasu, *Ovalipolis* sp. od vrchnej časti spodného triasu. Z relatívne starších druhov mikroflóry sa vyskytol druh *Vittatina vitifer* Luber z vrchného permu až spodného triasu, *Gnetaceapollenites* s hojným rozšírením vo vrchnom permu a spodnom triase, *Vitreisporites pallidus* Nills. hlavne z triasu, *Urtemis trigonius* z vrchného permu až spodného triasu.

Zaujímavý je výskyt druhu *Reticulatisporites ancoralis* Balme Hennly, ktorý je uvádzaný z vrchného karbónu až spodného permu. Vyskytol sa vo vrchnom karbone Turčoka a v Zádielskej doline (P-1, 2, 3/75), ako aj v chočskom vrchnom karbone a permu. Predpokladáme, že do skúmaných sedimentov bol preplavený z podložia.

Typický triasový rod *Aratrisporites* sa ojedinele vyskytol v skúmaných sedimentoch, a to druhy *Aratrisporites quadriiuga* (Visscher) Visscher et Commisaris a *Aratrisporites* sp. zo spodného triasu. Druh *Stereosporites perforatus* Leschik je uvádzaný zo spodného — stredného triasu. *Leiotriletes tenuis* (Leschik) Bharradw. a *Leiotriletes perforatus* Leschik zo spodného triasu. Druh *Punctatisporites* sp. uvádza E. Antonescu (1970) z anisu Rumunska. Hojný bol morský planktón rodu *Cymatiophaera*, *Teichertodinium triassicus* Saerj. zo spodného až stredného triasu a iný, bližšie neurčiteľný, planktón zo skupiny *Acritarcha*.

Z peľových zrn druh *Cordaitina major* Pautsch uvádza M. Pautsch (1973) druh zo spodného keupru. Iný vekový údaj o tomto rode sme nezistili. Nachádza sa celkom ojedinele aj v skúmaných vzorkách. Hojný bol výskyt druhu *Triadispora crassa* Klaus, ktorý je typický pre spodnotriasové sedimenty. Z hľadiska biostratigrafického zhodnotenia vyššie uvedeného sporo-peľového obrazu vyplýva, že ide o spodnotriasový vek tmavošedých bridlíc tzv. morského permu. Zistila som preplavené spóry z vrchného karbónu takého zloženia, aké sa nachádzajú v karbone Zádielskej doliny a z vrchného permu druh *Crucisaccites variusulcatus* Visscher.

Lokalita — (13/75) Štítnik

V záreze cesty zo Štítnika na Gočaltovo na kopci 100 m západne od budovy štátneho majetku. Litologicky ide o tmavé pelitické bridlice patriace do tzv. morského permu.

Palinomorfy z tejto lokality neboli veľmi dobre zachované a ani po opakovaných analýzách sme nedosiahli bohaté spoločenstvá mikroflóry. Okrem toho sakátne peľové zrná boli pokryté grafitickým nánosom.

Zloženie palinomorf je nasledovné: *Leiotriletes* sp. so širokým vekovým rozpätím, *Striatodisaccites* sp. s rozpätím vrchný karbón, stredný trias; *Densosporites*

sp., druh uvádzaný E. Antonescom (1970) zo spodného až stredného triasu, *Lueckisporites norma* „D“ z P-2 až spodného triasu, *Falcisporites* sp. z vrchného permu až spodného triasu, *Reticulitrites globosus* Mädlér zo spodného až stredného triasu, *Triadispora falcata* Klaus z najspodnejšieho triasu a *Triadispora* sp. z triasu, najmä spodného až stredného.

Vek skúmaných sedimentov môžeme posudzovať zo zistených palinomorf nasledovne: Vrchný perm vylučujem pre nedostatok vrchnopermskej asociácie. Spodný trias je najpravdepodobnejší, pričom však nemôžem korelovať získané palinomorfy s tými, ktoré som určila na lokalite P-367/74. Chýba tu mladšia zložka triasovej flóry, ako aj preplavené druhy z karbónu — spodného permu. Takisto je morský planktón na tejto lokalite chudobnejšie zastúpený. Spoločným druhom je len *Lueckisporites norma* „D“ z P-2 až spodného triasu.

Lokalita — (P-1/79) Štítник—Hrádok

V záreze bočnej cesty od hájovne Hrádok k štátnej ceste Štítник—Jelšava. V záreze cesty vystupujú lavicovité pieskovce, miestami pelitické.

Palinomorfne zloženie je nasledovné: *Monosulcites* sp., *Cyclogranisporites* sp., so širokým stratigrafickým rozpätím, *Triquitrites iraqiuisis* Singh. s vekovým rozpätím z permu, *Costatisulcites ovatus* Scheuring s rozšírením v spodnom a strednom triase. *Pityosporites* div. sp. so širokým rozšírením. Podotýkam, že palinomorfy sú relatívne dobre zachované, najmä planktón patriaci do skupiny *Acritarcha*.

Vyskytol sa rod *Cymatiosphaera* s rôznymi druhmi zatiaľ bližšie neurčnými, ale niektoré sú uvádzané zo zechsteinu. Vek týchto sedimentov nemôžem zatiaľ bližšie určiť. Pre chudobné palinomorfne spoločenstvo uvádzam široké biostratigrafické zaradenie perm — spodný trias. Sedimenty na tejto lokalite sú však pozitívne na sporomorfy, čo dáva predpoklad pre ich ďalšie štúdium.

Obdobnú mikroflóru ako v tmavých bridliciach tzv. morského permu som zistila na lokalitách Zádielska dolina (P-15/77) a Šugovská dolina (NM-89).

Lokalita — (P-15/77) Zádielska dolina

Lokalita je situovaná 750 m n. m. na hrebenku 300 na ZSZ od kóty 850,9 (južný svah Blatnice list Hrhov). Litologicky ide o tmavošedé prachovce až bridlice. Palinologický rozbor jednej vzorky ukázal, že skúmané súvrstvie je pozitívne na celkom dobre zachované organické zvyšky. Zistené sporomorfy sú druhove aj rodove chudobné, ale dobre určiteľné. Bolo by treba ešte doplniť spoločenstvo mikroflóry analýzou ďalších vzoriek z tejto lokality. Zloženie je nasledovné: *Densosporites* sp. (druh uvádzaný E. Antonescom 1970 zo spodného až stredného triasu), *Dacrycarpidites europaeus* Mädlér uvádzaný zo spodného až stredného triasu, cf. *Concentratisporites* rozšírený v spodnom až strednom triase. Nemožno ho presne určiť pre grafitický nános na spóre. *Triadispora* sp. s rozšírením v spodnom a strednom triase, *Limitisporites*, sp., druh, ktorý E. Antonescu (1970) uvádza zo spodného až stredného triasu. Veľmi dobre bol zachovaný mikroplanktón druhove bližšie neurčený.

Na základe doteraz zisteného spórovo-peľového spoločenstva predpokladám spodnotriasový vek skúmaných sedimentov.

Lokalita — (NM-89/79) Šugovská dolina

Nachádza sa 100 m v. od kameňolomu na svahu nad cestou, litologicky ide o tmavošedé pelitické bridlice.

Sporomorfy zo sedimentov skúmanej lokality boli viackrát odoberané, a len v troch vzorkách sa našla mikroflóra, na základe ktorej môžeme predbežne určiť vek sedimentov. Sporomorfy boli dosť zničené, jednak koróziou, jednak grafitickým povlakom, takže len u časti palinomorf sa nám podarilo uvoľniť grafitický povlak natoľko, že sa dali určiť aj druhy.

Vysoký stupeň grafitizácie hovorí o blízkom kontakte, tlaku a vysokej teplote premeny.

Prevahu tvoria akritarchy, a to rôzne druhy rodov *Micrhystridium* div. sp. a *Veryhachium* div. sp. Sú lepšie zachované než sporomorfy.

Spóry a peľové zrná sú zastúpené druhmi: cf. *Alisporites microreticulatus* Reinh. rozšírený v spodnom až strednom triase; *Taeniaesporites* sp. rozšírený hlavne vo vrchnom permie a spodnom triase; *Pityosporites schaubegeri* Pot. Klaus rozšírený hlavne vo vrchnom permie a spodnom triase; cf. *Ovalipollis* rozšírený len v triase. Rôzne druhy rodu *Triadispora*, rozšírené od bázy triasu. Druh *Triadispora crassa* Klaus je význačný pre spodný trias. Druhy *Triadispora* sp., *Perisaccus granulatus* Klaus sú rozšírené vo vrchnom permie, druh *Succinctisporites grandior* (Leschik) Mädlar je známy zo spodného a stredného triasu a druh *Punctatisporites fissus* Leschik je rozšírený v triase. Peľové zrná druhov *Pityosporites* sp., *Klausipollenites staplini* R. Pot., *Alisporites grauvogeli* Vischer sú rozšírené od spodného triasu a druhy rodu *Vittatina* sp. sú rozšírené od stefanu do spodného triasu.

Z akritarch je druh *Micrhystridium* cf. *recurvatum* Valensi zastúpený v spodnom a strednom triase.

Vek skúmaných sedimentov na základe vyhodnotenia palinomorf môžeme považovať s najväčšou pravdepodobnosťou za spodnotriasový. Permských druhov je relatívne málo, prevažujú triasové rody a druhy. Časť palinomorf — najmä morský planktón — zostala neurčená pre nedostatok porovnávajúcej literatúry z tohoto obdobia. Vysoké percento akritarch poukazuje na otvorený morský bazén.

Výsledky štúdia mikroflóry pre vekové zaradenie sedimentov

Na základe vyhodnotenia mikroflóry som zistila niekoľko vekove odlišných sedimentov.

a) Vrchný kARBÓN až P-1 som zistila na lokalite Zádielska dolina 1-3/75 s typickou vrchnostefanskou (stefan C—D) mikroflórou s prevládajúcimi spórmi papraďorastov, ktoré sú charakteristické pre stefanskú flóru.

b) Vrchný karbón — spodný perm bol zistený na lokalitách profilu Čremošné—Drnava v bridličnatom súvrství medzi zlepenkami (lokality P-X/76, P-IX/75, P-7/75).

Mikroflóra pozostáva väčšinou z monosakátnych a bisakátnych peľových zrn, pričom množstvo spór výtrusných rastlín podstatne ustúpilo. Pre miešané spoločenstvá karbónskych a permských spór však udávam široké vekové rozpätie — permo-karbón hoci je pravdepodobné, že ide už o spodný perm.

c) Vrchný perm nebol zistený na žiadnej zo skúmaných lokalít „rožňavsko-železníckej“ skupiny. Jednotlivé peľové zrná z vrchného permu som zistila preplavené do spodnotriasových sedimentov.

d) Spodný trias bol zistený na väčšine lokalít v sedimentoch vrchného pieskovecovo-bridličnatého komplexu v profile Drnavy, a to na lokalitách P-6/75, P-5/74, P-4/75 a šedých bridliciach tzv. morského permu pri Štítniku P-367/74, P-1/75, v Zádielskej doline P-15/77, a v Šugovskej doline NM-89/79. Mikroflóra tohoto sedimentačného obdobia je zásadne odlišná od mikroflóry vrchného permu. Túto charakterizuje H. Visscher (1971) z türingu (tatár) typickou vrchnopermskou mikroflórou odlišnou od mikroflóry spodného triasu (pestrý pieskovec) veku verfénskeho alebo skýtskeho. Mikroflóru charakterizujú druhy *Triadispora crassa* Klaus, *Lundbladispora* sp., *Taeniaesporites* div. sp., *Triadispora falcata* Klaus, *Triadispora staplini* Klaus, *Alisporites grauvogeli* Klaus a inými.

Paleoekologické vyhodnotenie

Pri štúdiu spórovo-peľových asociácií som došla k nasledovným záverom:

a) V období vrchného karbónu (stefan C—D), ktorý som zistila na lokalite Zádielska dolina P-1/3/75, prevládali spóry výtrusných rastlín, ktoré poukazujú na blízkosť pevniny. Sedimenty však vznikli v morskom prostredí, lebo sa vyskytol morský planktón patriaci do skupiny *Acritarcha*. Paleoekologické podmienky sú podobné ako na veporidnom vrchnom stefane.

b) V nadložných sedimentoch veku vrchný karbón-spodný perm som zistila bohatšiu zložku sakátnych peľových zrn, ale vyskytli sa aj spóry výtrusných rastlín a aj morský planktón. Zrejme ide o morské prostredie, ale nie lagunárneho typu. Za predpokladu, že karbónske spóry boli preplavené, môžeme uvažovať aj o nepokojných sedimentačných podmienkach, prípadne o blízkosti znosových oblastí ku skúmaným lokalitám. Že nejde o lagunárne alebo pobrežné prostredie, potvrdzuje charakter mikrofloristickej asociácie, ktorá obsahuje len veľmi málo organického kerogénu, alebo rastlinných pletív.

c) Sedimentačné obdobie spodného triasu som mohla študovať na širokom území od Štítnika po Šugovskú dolinu. Morský planktón zistený v asociácii sporomorf dokazuje, že ide o morské prostredie. Do určitej miery sa sedimentačné prostredie v Štítniku (P-367/74) v bridliciach medzi karbonátmi líši od prostredia na ostatných lokalitách. V Štítniku je mikroflóra zachovaná relatívne dobre bez väčšieho postihu grafitizáciou, teda môžem predpokladať krátky transport spór a peľových zrn zo suchej zeme na skúmanú lokalitu. Neskoršia premena hornín sa odohrala asi pri

teplote do 300 °C. Pri ostatných lokalitách, najmä na východe skúmanej oblasti (lok. NM-89-Šugovská dolina), bola teplota vyššia, sporomorfy horšie zachované. Bohatstvo spór a peľových zŕn dokazuje aj v profile Drnavy (P-5/75) v Šugovskej doline, že suchá zem nebola ďaleko od lokalít. Na lokalite P-376/74 ide o spodný trias, blízkosť suchej zeme potvrdzujú aj preplavené spóry z karbónu a vrchného permu.

Záver

Palinologický výskum v tmavošedých bridliciach „ročňavsko-železničkej“ skupiny bol skúmaný v oblasti od Jelšavy po Hačavu. Ukázalo sa, že sedimenty predtým považované za bezfosilné sú relatívne bohaté na mikroflóru, ktorej vyhodnotenie dalo podklad pre určenie veku sedimentov.

Palinologickým výskumom som zistila:

1. Najstaršie bridličnaté sedimenty veku vrchnostefanského (stefan C—D) na lokalite Zádielska dolina (P-1-3/75).
2. Mladšie bridličnaté súvrstvie medzi zlepenkami (I. megacyklus) v profile Drnavy veku spodnopermského P-X/75, P-IX/75, P-7/75.
3. Pre vrchnú časť „ročňavsko-železničkej“ skupiny (II. megacyklus) považovanú za morský vrchný perm sa dokázal spodnotriasový vek. (P-367/74, P-13/75, P-6/75, P-5/75, P-3/75, NM-89/79, P-15/77).
4. Z hľadiska paleoekologického vyhodnotenia predpokladám morské sedimentačné prostredie. Suchá zem, z ktorej pochádzajú spóry a peľové zrná, ako produkty suchozemských rastlín, bola najbližšie skúmaným lokalitám vo vrchnom stefane C—D (Zádielska dolina) a v spodnom triase (pri Štítniku).
5. Najbohatšie zastúpenie morského planktónu skupiny *Acritarcha* bolo na lokalite Štítnik-Hrádok, P-1/79.

Do tlače odporučili: L. Snopko, P. Snopková.

Literatúra

- ANTONESCU, E. 1970: Étude de la microflora de l'anisien de la valeé du cristian (Brasov). Memoires XIII, Bucurest, 1—47.
- FUSÁN, O. 1973: Paleozoikum Spišskogemerského rudohoria (in Maheľ: Regionálna geol. ČSR (II) I, Akad. Praha.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR díl II Západní Karpaty, 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 7—475.
- PAUTSCH, M. 1973: Upper triassic spores and pollen from the Pollisch Carpathian Foreland. Micropaleontology 19, 2, 1—5, New York, 129—149.
- PLANDEROVÁ, E. — VOZÁROVÁ A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 120—140.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika južnej časti Spišskogemerského rudohoria. Západné Karpaty, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 170-182.
- SNOPKO, L. 1972: Geologický vývoj Gemeríd I. Geologická časť. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—300.
- ŠUF, J. 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítniku a Nandraže na jižním Slovensku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—126.

- VOZÁROVÁ, A. 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišskogemerského rudohoria. Západné Karpaty 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 144—147.
- VISSCHER, H. 1971: The Permian and Triassic of the Kingscourt outlier Ireland. Geological survey of Ireland. Special paper, 1, Dublin, 1—114.

Eva Planderová

New Data on Age of „Rožňava-Železník“ Group

Summary

Presented are results of the study of sporomorphs in epizonally metamorphosed dark schists of the so-called „Rožňava-Železník“ Group (J. Šuf 1960), marine Permian (O. Fusán 1973) and Meliata Group (P. Reichwalder 1973). Samples treated in lab, contained comparatively well preserved sporomorphs and *Acritarcha*. The samples were taken from fourteen exposures. Samples from the lowest parts are from: a) schist sequence and fine-grained sandstones with conglomerate intercalations (the „Rožňava-Železník“ Group); b) the overlies of these beds, i. e. from sandstones and schists with thin conglomerate intercalations, and with carbonates (the so-called marine Permian, and the Meliata group) in the upper part.

Microfloral examination showed that the lower parts of the „Rožňava-Železník“ Group belonged to the Upper Carboniferous — Lower Permian with a typical assemblage of monosaccate spores, mainly of the genus *Potonieisporites*.

The Stephanian C—D with monolete and trilete spores was found at the locality Zádielska dolina valley.

I have not found any Upper Permian microfloral assemblage on localities presumably referred to as the so-called marine Upper Permian. Sedimentary rocks from these localities contained Lower Triassic sporomorphs, like *Denosporites* sp., *Triadispora crassa* Klaus, *Lundbladispora* sp., *Triadispora falcata* Klaus, *Alisporites grauvogeli* Klaus, *Verrucosporites thuringiacus* Mädlér, and microplankton occurring in the lower Triassic, like *Micrhystridium* div. sp., *Veryhachium* div. sp. a. o.

So far the depositional conditions were studied in respect of lithology, comparison of facies, and of other lithostratigraphical aspects.

The study of the so far so-called fossiliferous beds contributed to determination of their age, paleogeography, and tectonics of the Spišskogemerské rudohorie in the area of the West Carpathians.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XIX — XL

Tab. XIX

Lokalita P-X/75 — Čeremošné

- Obr. 1 *Leiotriletes infragranulatus* Kalibová
 2 *Torispora* cf. *laevigata* Alp.
 3 *Leiotriletes* sp.
 4 *Florinites* sp.
 5 *Striatites* sp.
 6 *Limitisporites rectus* Leschik
 7–8 *Lophotriletes gibbosus* (Ibr.) Pot. Kr.

Tab. XX

Lokalita P-X/75 — Čeremošné 5800 m

- Obr. 1 *Striatolebachiidites varius* Sauer
 2 *Gnetaceapollenites* sp.
 3 *Veryhachium* sp.
 4 *Cycadopites rarus* Clarke
 5 *Micrhystridium* sp.

Tab. XXI

Lokalita P-X/75 — Čeremošné 5800 m

- Obr. 1 *Potonieisporites* sp.
 2 *Pyramidisporites racemosus* Balme

Tab. XXII

Lokalita P-7/75 — Drnava 233

- Obr. 1–4 cf. *Torispora laevigata* Alp.
 5 *Torispora* cf. *securis* Alp.
 6 *Illinites unicus* Kos.
 7 *Verrucosporites morulatus* Smith
 8 *Chitinozoa* sp.
 9 *Micrhystridium* sp.
 10 *Acritarcha indent.*
 11 *Cymatiosphaera* sp.
 12 Spóry húb

Tab. XXIII

Lokalita P-VIII/75 — Čeremošné 2400 m

Obr. 1–2 *Microforaminifera*?

3 *Bisaccites* sp.

4–5 *Inderites compactus* (Ibr.) Marsch.

6–7 *Cymatiosphaera* sp. 1

8 *Cymatiosphaera* sp. 2

9–10 *Acritarcha* indet.

Tab. XXIV

Lokalita P-5/75 — Drnava 700 m

Obr. 1 *Verrucosisporites thuringiacus* Mädlér

2–3 *Reticulatisporites* sp. 1

4 *Verrucosisporites* sp.

5 *Reticulatisporites* sp.

6–7 *Zonotriletes* indet.

8 *Cyclogranisporites* sp.

Tab. XXV

Lokalita P-5/75 — Drnava 700 m

Obr. 1 *Nuskoisporites dulhuntyi* Pot. Klaus

2 *Pityisporites* sp.

Tab. XXVI

Lokalita P-5/75 — Drnava 700 m

Obr. 1–2 *Illinites kosankei* Klaus

Tab. XXVII

Lokalita P-5/75 — Drnava 700 m

Obr. 1 *Thalisporites* sp.

2 Spóry húb

3 *Ovalipollis* sp.

4 *Parasaccites* sp.

Tab. XXVIII

Lokalita P-6/75 — Drnava J od k. 789

Obr. 1 *Platysaccus papilionis* Pot. Klaus

2–3 *Lundbladispota* sp.

4 *Striatomonosaccites* sp. Leschik

5 *Tasmanites* sp.

Tab. XXIX

Lokalita P-3/75 — Drnava 650 m

Obr. 1–2 *Dictyophyllidites* sp.

3–4 *Toroisporites atavus* Reinh.

5 *Reticulatisporites* sp.

6 *Punctatisporites fungosus* Balme

7–8 *Triadispota staplini* Klaus

Tab. XXX

Lokalita P-3/75 — Drnava 650 m

Obr. 1–2 *Triadispota crassa* Klaus

3 *Vittatina* sp.

4 *Striatopodocarpidites* sp.

5 Spóra húb?

6 *Cymatiosphaera* sp. 2

7–8 *Microforaminifera* sp.

9 cf. *Domasiela*

10 *Cymatiosphaera* sp. 1

Tab. XXXI

Lokalita P-367/74 — Štitník

Obr. 1–2 *Endosporites raeticus* Reinh.

3–4 *Endosporites* sp. 1

6 *Endosporites* sp. 2

7 *Cordaitina* sp.

8 *Vitreisporitez pallidus* Nills.

Tab. XXXII

Lokalita P-367/74 — Štitník

Obr. 1 *Circulisaccus* cf. *major* Pautsch

2 *Plancton* (*Tasmanites*?)

3 *Lueskispurites norma* „D“ Visscher

4 *Ovalipolis ovalis* Kr.

5 *Aratrisporites quadriuga*

(Vissch.) Wissch. et Com.

Tab. XXXIII

Lokalita P-367/74 — Štitník-Hrádok

Obr. 1–2 *Reticulatisporites ancoralis* Balme Henn.

3–4 *Reticulatisporites ancoralis* Balme Henn.

5–6 *Endosporites* sp.

7 *Punctatosporites minutus* Ibr.

8 *Sporonites uniosus* Dyb.

9–10 *Lunatisporites* sp. Wils.

Tab. XXXIV

Lokalita P-367/74 — Štitník-Hrádok 367/74

Obr. 1–2 *Stereisporites* sp.

3 *Stereisporites perforatus* Leschik

4 *Leiotriletes tenuis* (Leschik)

Bharadx.-Singh

5–6 *Aratrisporites* sp.

7 *Urtemis* sp.

8–9 *Vittatina vitifer* Lufer

10 *Gnetaceapollenites* sp.

11–12 *Thomsonisporites* sp.

13 *Striatomonosaccites* sp.

Tab. XXXV

Lokalita P-367/74 — Štitník

Obr. 1 *Teichertodinium triassicum* Saerj.

2 *Tithodiscus* sp.

Tab. XXXVI

Lokalita P-1/79—Hrádok

Obr. 1–2 *Triquirites iraqiensi* Singh.

3–4 *Costatisulcites ovatus* Scheuring

5 *Pityosporites* sp.

6–7 *Cymatiosphaera* sp. 1

8–9 *Cymatiosphaera* sp. 2

Tab. XXXVII

Lokalita P-1-3/75 — Zádielska dolina

Obr. 1-2 *Reticulatisporites ancoralis*

Balme-Hennely

- 3-4 *Spinospirites spinosus* Alp.
- 5-6 *Reticulatisporites reticulocingulum* Alp.
- 7 *Acritarcha* indet.
- 8 aff. *Scolecodonta*
- 9 *Incertae sedis* (ako v karbone Turčoka)

Tab. XXXVIII

Lokalita P-15/77 — Zádielska dolina

Obr. 1-2 *Densosporites* sp.

- 3-4 *Cingulátna spora* (Antonescu,
sp.-str. trias)
- 5 *Limitisporites* sp.
- 6 *Plancton incertae sedis*

Tab. XXXIX

Lokalita P-15/77 — Zádielska dolina

Obr. 1 cf. *Concentratisporites* sp.

2 *Acritarcha* indet.

Tab. XL

Lokalita NM-89/79 — Šugovská dolina

Obr. 1 *Punctatisporites fissus* Leschik

- 2 *Triadispora crassa* Klaus
- 3 *Alisporites grauvogeli* Pot. Klaus
- 4 *Pityosporites schabergeri* Pot. Klaus
- 5 *Michystridium* sp. 1
- 6 *Veryhachium* sp. 3
- 7-8 *Michystridium* cf. *recurvatum* Valensi
- 9 *Michystridium* sp. 3
- 10 *Michystridium* sp. 4
- 11 ? *Dinoflagellata*

Laurenc Snopko — Ján Ivanička

Tektonické profily centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. We presented two typical profiles of the Gemericum at a Conference on „Tectonic profiles of the West Carpathians“ held in Smolenice on 27-28 April 1978. In the first profile documented by the results of extensive technical works and of biostratigraphical research were Upper Cambrian-Upper Silurian sequences of the Gelnica Group. The second profile is documented by the results of biostratigraphic research, drilling and of geophysical measurements (gravimetry). Relief of Gemeride granites was studied by veins of deep technical works.

Schistosity course is interpreted from the results of surficial and mining works (measurements). Its fan-like structure is most conspicuous at Rožňava.

Úvod

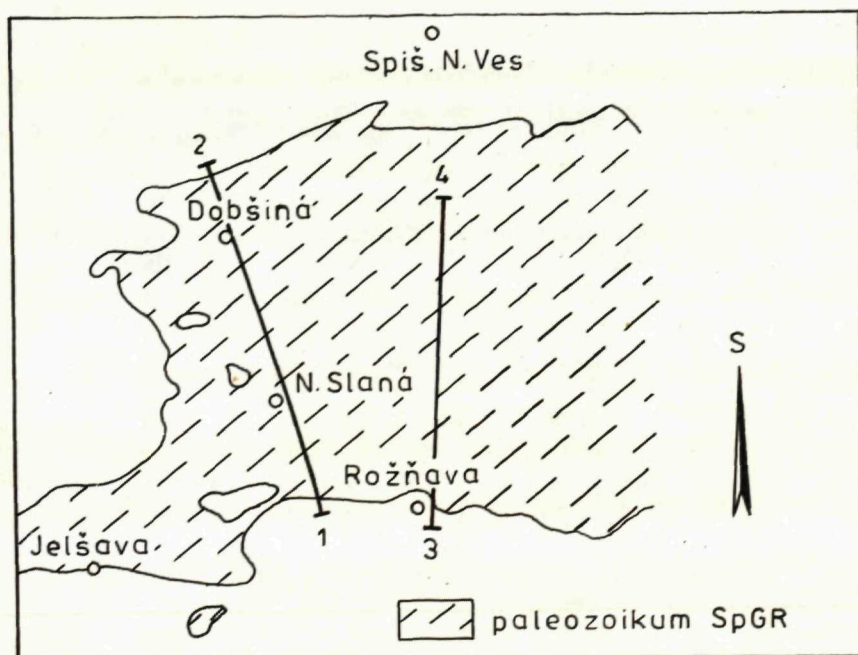
V priebehu viacročných štúdií geologických pomerov v Spišsko-gemerskom rudohorí bolo vypracované veľké množstvo geologických profilov, v ktorých sa jednotliví autori snažili vyjadriť svoje predstavy o jeho geologickej stavbe. No ani veľké množstvo technických prác, hlbokých štruktúrnych vrtov, ani početných hlboko rozpracovaných banských diel neumožnilo jednoznačne interpretovať geologické pomery, preto sa i dnes stretávame s mnohými často i protichodnými predstavami o geologickej stavbe územia. Geologická stavba v staršom paleozoiku, najmä v gelnickej sérii, sa interpretovala veľmi rôzne. Vyplývalo to najmä z toho, že stratigrafické otázky neboli jednoznačne vyriešené, čo umožňovalo viac alternatív pri celkovej interpretácii geologickej stavby (O. Fusán — M. Máška — V. Zoubek 1955, L. Snopko 1957, A. Klinec 1959, P. Grecula 1965, 1970).

V poslednej dobe sa podarilo najmä v západnej časti gelnickej série na základe palinologických štúdií biostratigraficky podrobnejšie rozčleniť gelnickú sériu (O. Čorná 1972, P. Snopková — L. Snopko 1977). Získané výsledky sme použili pri zostavení profilov. Geofyzikálnymi metódami sa podarilo preukázať rozhrania hornín a hustotne alebo magneticky odlišných vlastností pod povrchom, čo značne prispelo k interpretácii reliéfu gemeridných žúl a ku konštrukcii tektonických profilov najmä vo väčších hĺbkach.

Tektonika staršieho paleozoika gemeríd

V západnej časti gelnickej série sa pri podrobnom geologickom výskume vymapovalo niekoľko horizontov sedimentárnych hornín, ktoré sa striedajú s horninami vulkanogénnymi. Spočiatku sa stratigrafické pomery riešili na základe litofaciálnych korelácií a štúdia drobných litologických prvkov. Veľkým prínosom pre riešenie stavby boli aj výsledky hlbokých štruktúrnych vrtov zameraných na objasnenie ložiskových pomerov a na vyhľadávanie nových telies karbonátov ako potenciálnych zdrojov Fe-surovín.

Vrtné práce v okolí Rožňavy preukázali, že masív Tureckej je zložený v južných častiach do hĺbky 650—1000 m iba z porfyroidov. Severnejšie hlboké štruktúrne vrty E-14 a RBM-3 prevrtili teleso porfyroidov a prešli do horizontu tmavých fylitov, ktoré patria pruhu Nižná Slaná-Manó—Betliar. Vrt E-14 zachytil i lydítový horizont. Tieto vrty preukázali, že pruh fylitov je uklonený miernejšie než sa pôvodne predpokladalo. Pruh Nižná Slaná-Manó—Betliar sa podrobne skúmal i v západnej časti, a to priamo v oblasti Nižnej Slanej. Technické práce južne od ložiska preukázali, že pôvodný strmý úklon (60° — 70°) fylitického pruhu s karbonátmi sa smerom k juhu zmierňuje na 25 — 35° a pokračuje pod porfyroidy masívu Tureckej. Poukazujú na to konkrétne údaje z vrtov NS-97, NS-62a, GS-2 i ďalších. Podobné pomery sa zistili i u Kobeliarova, ale úklony fylitického pruhu sú tu už veľmi strmé. Celá oblasť Nižnej Slanej-Manó a Kobeliarova je veľmi detailne preskúmaná a úložné pomery sú doložené množstvom vrtných profilov.



Obr. 1 Situácia priebehu tektonických profilov (1:500 000)

Medzi obcami Henckovce a Gemerská Poloma sú vo fylitovom pruhu uzavreté menšie telesá porfyroidov. Boli overené len plytkými technickými prácami sledujúcimi možnosť výskytu skrytých karbonátov pod alúviami riek Slanej.

Veľkú pozornosť sme venovali ďalšiemu pruhu tmavých fylitov s karbonátmi označovanému ako pruh Hanková — Volovec. Väčšie množstvo technických prác v tomto pruhu prebehlo v oblasti Nižná Slaná — Gampel. Niektoré vrty, ako GVL-3, G-36, GS-11, dosiahli hĺbku vyše 1000 m a preukázali, že pruh leží pomerne strmo uklonený k juhu.

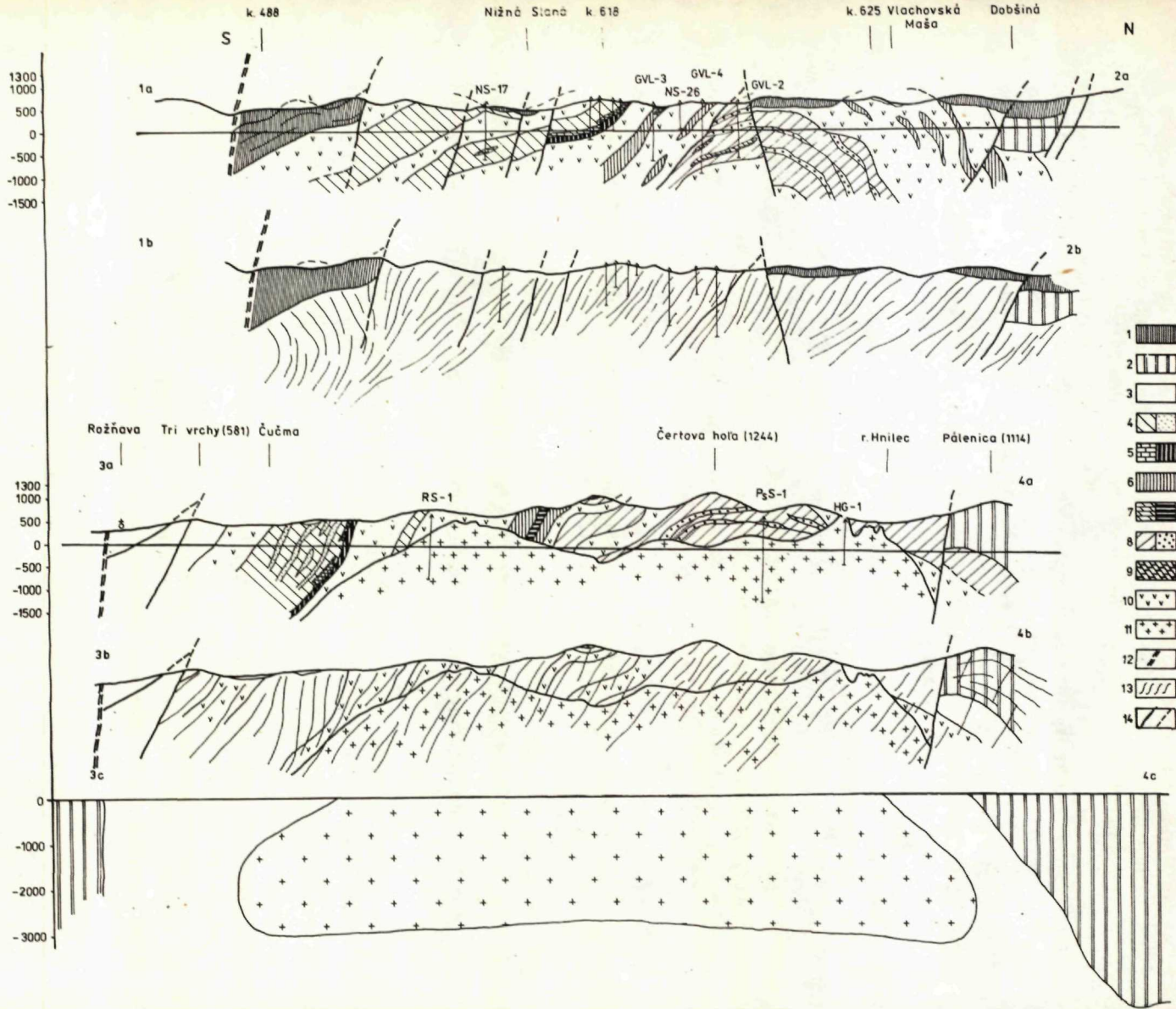
Pomerne veľa úvah bolo okolo úložných pomerov pruhu tmavých fylitov s karbonátmi vystupujúceho pri Brdárke. Tu sú medzi porfyroidmi uzavreté rôzne typy fylitov s karbonátmi a lyditi. V tejto oblasti boli zistené, pomocou vrtov do 650 m i vrtom BR-13 hlbokým 1200 m, úklony pruhu k severu.

Najmohutnejší pruh detritických hornín vystupuje v úseku Vlachovo — Podsúľová — Henclová. Pre tento pruh je typické, že sa v ňom vyskytuje veľké množstvo hrubopsamitických hornín (hrubozrnné kremenné pieskovce) s polohami drobnozrnitých zlepcov (L. Snopko 1967, J. Ivanička 1970). Vrtmi GVL-1, GVL-2, GVL-4 a GVL-5 bol overený v hĺbke 800 — 1000 m nový horizont s telesami karbonátov. V oblasti Vlachova majú súvrstvia gelnickej série približne horizontálne uloženie. Severnejšie, na styku s porfyroidmi pri Vlachovskej Maši, sú strmé úklony vrstiev k severu, na južnejšie pri Gočove, je úklon opačný, teda k juhozápadu (obr. 2 profil 1a-2a).

Severne ležiace porfyroidy vytvárajú mohutné teleso prebiehajúce od Hnilca až po Rejkovú. Pozorovať v ňom menšie polohy jemných, niekedy drobnolaminovaných fylitov ojedinele s lyditi. Početnými technickými prácami sa pri prieskume rudných žíl v okolí Vlachovskej Maši (baňa Július) i v okolí Dobšinej zistilo, že porfyroidy najmä v západnej časti vytvárajú brachyantiklinálny uzáver. Potvrdzujú to vrtne práce GVL-4, NS-26 a vrty ležiace severne od Kobeliarova.

V celom uvádzanom tektonickom profile (obr. 2 profil 1a-2a) a v jeho blízkosti bolo odvrátaných vyše 200 stredne hlbokých a hlbokých štruktúrnych vrtov, ktoré v dostatočnej miere a veľmi presne umožnili riešiť úložné pomery mapovaných súvrství i geologické pomery jednotlivých ložiskových rajónov.

Výsledky palinologického výskumu, ktorý sa v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria začal už v roku 1962, potvrdili kambricko-ordovický vek súvrstiev pri Vlachove i na Podsúľovej (P. Snopková 1963). Neskôr O. Čorná (1974) na lokalitách Betliar a Nižná Slaná našla organické zvyšky patriace cievnatým rastlinám a pripisovala im silúrsky vek; pozdejšie (O. Čorná 1976) na základe štúdia kerogénu potvrdzuje z danej oblasti vek ordovický, silúrsko-devónsky až devónsko-karbónsky. Už tieto palinologické výsledky, spolu s výsledkami geochronologického výskumu, naznačujú určitú časovú diferenciu faciálne podobných typov. Z posledných palinologických štúdií (P. Snopková — L. Snopko 1977) vyplýva, že sedimenty v okolí Vlachova a na Podsúľovej majú vek kambrium — ordovik (presnejšie postdam — tremadok). Na lokalite Gočovo boli preukázané formy spodnoordovické. Z tohto širokého horninového pruhu sa podarilo preukázať z lydítov i mladší vek na lokalite Podsúľová — Súľová. Palinomorfy dokladajú strednosilúrsky vek sedimentov. Palinomorfy, ktoré boli nájdené v pruhu Hanková — Volovec (lokalita Baračka), svedčia o mladšom, strednosilúrskom až vrchnosilúr-



skom veku jemnoklastických sedimentov. Výsledky od Hankovej na lokalite Radzimec poukazujú na vrchný silúr. Aj južnejšie ležiace súvrstvie pri Gemerskej Polome (lok. Pomník letcov), ako i pruh Betliar — Nižná Slaná-Manó sú už vrchnosilúrske. Prítomnosť spodnodedvónskych spór indikujú najvrchnejšie časti týchto súvrství.

Z uvedeného teda vyplýva, že pri zostavovaní geologických i tektonických profilov treba s maximálnou vážnosťou zohľadňovať výsledky palinologických štúdií. Súčasne s tým vzniká veľká perspektíva pri vyhľadávaní skrytých metasomatických ložísk; to znamená, že bola preukázaná existencia viacerých horizontov jemných fylitov s karbonátmi, litologicky síce podobných, ale na rôznych stratigrafických úrovniach.

Pri gravimetrickom výskume strednej časti gelnickej série bola v predmetnom území zistená pomerne výrazná tiažová depresia (J. Plančár — M. Filo — J. Šefara — L. Snopko — A. Klíneč 1977). Zo zobrazenia anomálií v tých častiach kde na povrchu vystupujú granity (v okolí Hnilca a Betliara) sa dá predpokladať, že podstatnú časť spomínanej regionálnej depresie vyvolávajú účinky granitov nachádzajúcich sa vo väčších hĺbkach. Podarilo sa preukázať, že v oblasti Hnilca a Betliara je reliéf granitov pomerne členitý a výrazné sú najmä dve izolované morfológické elevácie. Prvá z nich leží v priestore Hnilec — Peklisko, druhá v priestore Betliar — Zlatá dolinka. Medzi nimi sa rozprestiera zreteľná morfológická depresia toho istého smeru, teda SV-JZ, približne v oblasti Podsúľová — Tichá Voda. Granitoidné teleso možno sledovať až po henclovský zlom, odkiaľ smerom východným je poklesnuté do nižších úrovní (obr. 2 profil 3a-4a).

Reálnosť zobrazeného reliéru pre malú diferenciaciu hustôt medzi gelnicou sériou a gemeridnými granitmi bolo treba preveriť i hlbokými štruktúrnymi vrtmi. Zatiaľ sa realizovali tri vrty, ktoré v plnej miere potvrdili výsledky gravimetrických meraní. Vrt HG-1 (Hnilec) potvrdil do hĺbky asi 1000 m zonálnosť facií granitoidných hornín. Vo vrchnej časti zachytil faciie muskovitickej až muskoviticko-turmalinickej povahy. Hlbšie sa nachádzajú porfyrické granitoidy dvojsľudné, niekedy turmalinicko-muskovitické. Smerom do hĺbky pribúdajú strednozrnné až hrubozrnné muskovitické granity s turmalínom. S hĺbkou postupne ubúda turmalín na úkor biotitu. Styková zóna je v súčasnosti podrobne spracovávaná a overovaná množstvom prieskumných vrtov v okolí Hnilca a Pekliska.

Ďalší vrt RS-1 (Rožňava — Čučma) v Zlatej dolinke overoval východnú časť betliarskej elevácie a prvýkrát potvrdil reálnosť geofyzikálnych interpretácií — v hĺbke asi 500 m zastihol gemeridné granity. Preukázal podobnú hĺbkovú zonálnosť facií granitoidných hornín.

Keďže boli určité pochybnosti o spojitosti dvoch elevácií (hnileckej a betliarskej)



Obr. 2 Tektonické profily Spišsko-gemerským rudohorím

1 — mezozoikum a mladšie paleozoikum, 2 — rakovecká séria (stredný až vrchný devón?), 3 — gelnická séria (vrchné kambrium až spodný devón), 4 — bridlice, pieskovce (vrchný silúr až spodný devón), 5 — karbonáty, lydity (vrchný silúr až spodný devón), 6 — bridlice a pieskovce (stredný až vrchný silúr), 7 — karbonáty, lydity (stredný až vrchný silúr), 8 — bridlice, pieskovce (vrchné kambrium až ordovik), 9 — karbonáty (vrchné kambrium až ordovik), 10 — porfyroidy, 11 — gemeridné granity, 12 — rožňavská línia, 13 — priebeh foliačných plôch, 14 — zlomy.

v hĺbke, preverovala sa i depresná časť medzi nimi. Pre tento účel sa ako najvhodnejšie ukázali doliny v okolí Podsúľovej, kde je predpokladané granitoidné teleso v dôsledku hlbokoj erózie najbližšie k povrchu. Výsledky vrtu PSS-1 v Krátkej doline dokázali existenciu granitov už v hĺbke približne 400 m a teleso bolo prevrtané do hĺbky 1806 m. I na tejto lokalite bola preukázaná obdobná faciálna zonálnosť granitoidných hornín. Jednotnosť telesa granitoidov potvrdzuje i štúdium primárnych geochemických aureol, ktoré sme sledovali na vybraných rudných prvkoch. Zo zistených výsledkov bol získaný veľmi konkrétny obraz o priestorovom rozložení zón (podľa koeficientu zonálnosti) označovaných ako nadrudná a podrudná zóna. Existenciu geochemickej aureoly nenarušilo ani pozdejšie tektonické stlačenie a zbridlíčnenie gemeridných granitov.

Štúdiom chemického zloženia prelivových vôd z vrtov RS-1 (Rožňava—Čučma), PSS-1 (Podsúľová) i vrtu GVL-1 (Vlachovo) sa zistila prítomnosť dusíkovo-fluórových teriem s pomerne vysokým obsahom fluóru (O. Franko—L. Snopko 1975). Tento zvýšený obsah fluóru vo vodách je podmienený prítomnosťou fluoritu v rozsiahlych telesách granitov a bol zistený i vo vrte GVL-1 vzdialenom 4 km západne od hnílickeho granitového telesa.

Štúdiom hĺbkových nehomogenít bol skúmaný i hĺbkový dosah rakoveckej série, flyšových súvrství gelnickej série a na juhu vzťah podložia k mezozoiku Slovenského krasu. Z čiastkových modelov predstavujúcich nehomogenity rôznych diferenciálnych hustôt bol zostavený model stavby vrchnej časti zemskej kôry. Z porovnania intenzity a charakteru nameraného tiažového poľa s gravitačnými účinkami vyvolanými komplexným modelom vyplýva, že rozhranie modelovaných nehomogenít je vcelku objektívne. Rozdiely čo do charakteru a intenzity sú viditeľné v miestach rozšírenia rakoveckej série. Na základe analýzy nameraného poľa bola spresnená interpretácia granitov a ich pokračovanie do hĺbky. Na juhu sa výrazne preukázala diferenciálna hustota mezozoika Slovenského krasu, ako je to vidieť na profile 3c-4c.

Centrálna časť gemeríd budovaná staropaleozoickou gelnickou sériou má vrásovú stavbu, ktorá je reprezentovaná mohutnou antiklinálnou štruktúrou s osou prebiehajúcou približne v smere východ — západ. Osová časť antiklinály je budovaná hrubozrnnými a stredozrnnými detritickými faciami vlachovských vrstiev, kým ramená tvoria najvrchnejšie časti vlachovských vrstiev a sedimentárno-vulkanogénny komplex vrstiev Bystrého potoka a drnavských vrstiev. Južné rameno je mohutne vyvinuté, má sklon 20—35° k juhu, severné rameno upadá strmšie 30—45° k severu pod rakoveckú sériu. Teda opísaná klenbovitá štruktúra má vo vzťahu k nadložným komplexom asymetrickú stavbu.

Plochy S_2 — priečna foliácia (obr. 2, profily 1b-2b, 3b-4b) je vyvinutá v podobe mladších, vzhľadom k plochám vrstevnatosti (SS) priečných plôch mechanickej diskontinuity. Je veľmi rozšíreným a takmer vždy dominujúcim drobnotektonickým prvkom v horninách gelnickej i rakoveckej série. Plochy S_2 vznikali pravdepodobne za podmienok silného tangenciálneho stesnávania v severojužnom smere. Z priebehu plôch S_2 vidíme, že sa vytvárali nezávisle na staršej stavbe územia, nerešpektujú vrstevnatosť, čo možno vyjadriť vzťahom $SS \nless S_2$. Úklon priečnej bridličnatosti je generálne 30—50° k juhu, až na jej vejárovitú stavbu v porfyroidovom masíve Tureckej.

Záverom možno konštatovať, že v súčasnej dobe bez podrobného geofyzikálneho výskumu spojeného s hlbokými štruktúrnymi vrtmi a bez biostratigrafického (palinologického) štúdia doplneného podrobným štúdiom drobných litologických i tektonických štruktúr nemožno reálne interpretovať geologickú stavbu a konštruovať tektonické profily.

Do tlače odporučil Š. Bajaník a P. Reichwalder.

Literatúra

- ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarkich slojach (Spiško-gemerskije Rudnyje gory), Slovakiya, nižnyj paleozoj. Geol. Zbor. Geologica carpath. 23, 2, Bratislava, 379—382.
- ČORNÁ, O. 1974: Kratkoje obobščeniye palynologičeskich issledovanij nemych tolšč v Zapadnykh Karpatach. Geol. Zbor. SAV, 25, 1, Bratislava, 177—182.
- ČORNÁ, O. 1976: Prispěvek k stratigrafii vhodných súvrství v kryštaliniku Západných Karpát a stratigrafický význam niektorých skupín mikrozvyškov (Acritarch, kutikuly a tracheid). Manuskript-archív SAV, Bratislava, 1—40.
- FUSÁN, O. — MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spiško-gemerského paleozoika. Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—15.
- FRANKO, O — SNOPKO, L. 1979: Dusíkaté akrototermý v Spiško-gemerskom rudohorí (Nová hydrogeochemická provincia minerálnych vôd v kryštaliniku Západných Karpát). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—168.
- GRECULA, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. Kand. diz. práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—160.
- GRECULA, P. 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spiško-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 2, 7, Spišská Nová Ves, 191—216.
- IVANIČKA, J. 1970: Geologická stavba územia medzi Švedlárom a Hnilcom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—106.
- KLINEC, A. 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—126.
- PLANČÁR, J. — FILO, M. — ŠEFARA, J. — SNOPKO, L. — KLINEC, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, sér. geológia, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení staršieho paleozoika v širšom okolí Nižšej Stanej, Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—37.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, 103—151.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palinologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spiško-gemerského rudohoria. Správy o geol. výskumoch za rok 1962. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—64.
- SNOPKOVÁ, P. — SNOPKO, L. 1977: Zhodnotenie doterajších palinologických výsledkov v staršom paleozoiku Spiško-gemerského rudohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—68.

Laurenc Snopko — Ján Ivanička

Tectonic Profiles of Spiško-gemerské Rudohorie Mountains

Summary

Tectonic profiles documented by the results of technical works and of lithostratigraphical and biostratigraphical research prove that the central part of the Gemericum consists of the Gelnica Group with folded

structure, represented by a big anticline with an E-W axis. Oldest sequences in the area Vlachovo-Podsúlová range stratigraphically from the Upper Cambrian to the Ordovician. Limbs of the vaulted structure consist mostly of Lower-Middle Silurian sequences with frequent carbonate and lydite horizons. The structure being asymmetrical, the uppermost Upper Silurian-Lower Devonian beds are only in its southern part (see profiles).

The deep structure was studied in the profile 1—2 by extensive technical works, in the profile 3—4 also by gravimetric mapping. The presumable relief of the Gemeride granites was proved by repeated deep drilling which showed a uniform granitoid body including several morphological elevations and depressions.

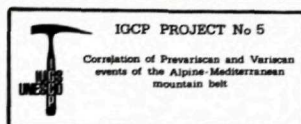
Transversal foliation is in the form of younger planes of mechanical discontinuity, transversal to bedding planes. The foliation formed independently from ancient structure of the area. It is generally dipping southward at an angle of 30—50°, except its fan-like structure near Rožňava.

Fig. 1 Situation of course of tectonic Profiles

Fig. 2 Tectonic Profiles of Spišsko-gemerské Rudohorie Mountains

1 — Mesozoic and Late Paleozoic, 2 — Rakovec Group (Middle-Upper Carboniferous?), 3 — Gelnica Group (Upper Cambrian-Lower Devonian), 4 — Schists, sandstones (Upper Silurian-Lower Devonian), 5 — Carbonates, lydites (Upper Silurian-Lower Devonian), 6 — Schists and sandstones (Middle-Upper Silurian), 7 — Carbonates, lydites (Middle-Upper Silurian), 8 — Schists, sandstones (Upper Cambrian-Ordovician), 9 — Carbonates (Upper Cambrian-Ordovician), 10 — Porphyroids, 11 — Gemeride granites, 12 — Rožňava line, 13 — Course of foliation planes, 14 — Faults.

Translation E. Jassingerová.



М. Абесадзе — Г. Цимакурдзе — Е. Пландерова

Новые данные о возрасте метаморфических сланцев дзирульско-го массива (Грузия)

5 фотогр. таблиц (XLI — XLV), англ. резюме

Abstract. Discussed are new data on the stratigraphical position of the Chorchа Group in Georgia. There are two rocks complexes. The first is strongly metamorphosed (I). The second consists of weakly metamorphosed schists. The age of sedimentary rocks of the complex is Upper Silurian through Lower Devonian and Upper Devonian.

Обнаженная часть Грузинской глыбы, расположенная между зоной Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской складчатой системой, известна под названием Дзирульского кристаллического массива. Последний представляет собой приподнятый выступ фундамента Закавказского срединного массива, тектоническая природа, геологическое строение, возраст слагающих пород и история геологического развития которого играют важную роль в познании геологии всего Кавказа.

Среди метаморфических образований Дзирульского массива выделяется два комплекса пород. Первый — слагает интенсивно метаморфизованный кристаллический субстрат (кристалликум) Дзирульского массива и представлен гнейсово-мигматовым комплексом, испытавшим длительную эволюцию метаморфизма, мигматизации и гранитообразования (М. Абесадзе). В составе комплекса описывается большое разнообразие пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма и продуктов их дальнейшего преобразования: различные амфиболиты, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, кордиерит-биотитовые, андалузит-биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, метагаббро, метадиабазы, плагиогнейсы и плагиомигматиты, гранито-гнейсы и микроклиновые мигматиты. В формировании пород комплекса широким развитием пользуются процессы биотитизации, олигоклазового бластеза и микроклинизации, в результате которых вещественный состав и структура исходных пород были весьма существенно изменены. Комплекс является вмещающей средой для позднегерцинских и батских интрузий гранитоидов.

М. Абесадзе — Г. Цимакурдзе, Геологический Институт им. А. И. Джанелидзе, АН ГССР, ул. Рухадзе 1, корп. 9,380 0 № 12 Тбилиси
E. Planderová, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Второй комплекс представлен сравнительно слабо метаморфизованными породами, интенсивность метаморфизма которых в основном отвечает образованию филлитов и низкотемпературным стадиям кристаллизации отдельных минералов зеленосланцевой фации. В породах комплекса легко устанавливается исходный состав и структура материнских глинистых, глинисто-песчаных, аркозовых, карбонатных и туфогенных отложений. Данный комплекс обнажается на Дзирульском массиве в виде двух обособленных выходов Бжинесского и Чоучано-Уцлевского.

Вопросу взаимоотношения этих комплексов были посвящены труды многочисленных исследователей, различные точки зрения которых приведены во вступлении статьи. Д. Кожухарова и И. Боянова (И. Кожухаров) и др. Несомненной заслугой последних исследователей является обнаружение в Чорчано-Уцлевско полосе среди пород слабометаморфизованного комплекса пачки среднеобломочных конгломератов, хотя стратиграфическое положение их требует иной интерпретации.

Чорчано-Уцлевский выход, где непосредственно контактируют вышеуказанные два комплекса пород, располагается в юго-восточной части Дзирульского массива и представлен узкой полосой северо-восточного простирания, достигающей в длину 14 км с максимальной шириной в ущелье р. Лапанисцкали до 1,5 км. Метаморфиты данной полосы интенсивно рассланцованы. Сланцеватость в основном совпадает со слоистостью и фиксируется по чередованию согласных пачек филлитов, метапесчаников, кварцитов и линз мраморизованных известняков. Азимут падения сланцеватости колеблется СЗ 310-340° с большими углами падения, местами сланцеватость становится вертикальной, а в ряде случаев опрокидывается (ЮВ 130-150°).

Рассматриваемая полоса характеризуется наличием многочисленных разрывных нарушений чешуйчатого характера и убедительное выделение складчатых структур в значительной степени затруднено. Вдоль всего северного контакта метаморфического комплекса с микроклинизированными гранито-гнейсами прослеживается крупный разлом субширотного простирания, вдоль зоны дробления которого произошла протрузия серпентинитов. Внутри полосы метаморфических сланцев наблюдаются многочисленные линзы серпентинитов, катаклазированных и милонитизированных амфиболитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Весь южный контакт с крупнозернистыми микроклиновыми гранитами также тектонический и фиксируется четко выраженной зоной катаклаза и милонитизации. С тектонической точки зрения данной полосы наиболее подходящим является определение ее, как тектонического клина с крутыми углами падения, состоящего из нескольких чешуй.

В настоящее время в Чорчано-Уцлевской полосе выделяются две разновозрастные свиты, резко различающиеся по условиям осадконакопления (М. Абесадзе). Более древняя чорчанская свита (собственно филлитов) по составу исходных пород в основном представлена высокоглиноземистыми пелитовыми осадками, а также алевролитовыми песчаниками и прослоями известняков. В результате регионального метаморфизма данные отложения были преобразованы в глинисто-серицитовые, углисто-графит-хлорит-сери-

цитовые, хлорит-альбит-серицитовые, кварц-альбит-серицитовые сланцы и их песчанистые разновидности, а также кварциты и мраморы. Отмеченные разновидности характеризуются частым переслаиванием, на обнажениях чётко выделяются отдельные пласты изменчивой мощности (от 0,3 до 20 м) углисто-графитистых (черного цвета) и хлорит-серицитовых (зеленовато-серого цвета) сланцев, при общем преобладании серых филлитов. Менее чётко улавливается песчанистость, причем нередко сравнительно грубопесчанистые разновидности без микроскопического изучения не отличимы от катаклазитов и милонитов кристаллических сланцев и микроклиновых гранитов, наблюдаемых в виде тектонических чешуй среди пород свиты.

Более молодая чешорская вулканогенно-обломочная свита представлена метаморфизованными крупногалечными конгломератами, гравеллитами, туфо-песчаниками и туфами кварцевых порфиров. Наиболее характерным для свиты является присутствие в гальках конгломератов, в обломках гравеллитов и туфо-песчаников, а также в примеси псаммитового материала кварц-порфировых туфов всех разновидностей пород из подстилающей чорчанской свиты, за исключением мраморов, что убедительно доказывает ее более молодой возраст.

Чорчанской свите филлитов придается большое стратиграфическое значение в датировке и корреляции древнейших образований Кавказа, так как в мраморах свиты была обнаружена фауна археоциат, указывающая на верхи нижнего кембрия (Г. П. Барсанов). Помимо этого в мраморах чорчанской свиты были обнаружены катаграфии, по мнению исследователей (Д. Кожухаров) также подтверждающие кембрийский возраст мраморов. Однако чешуйчатое строение свиты обуславливает возможность присутствия и более молодых отложений.

Палинологическое исследование

Палиноморфное исследование проведено на образцах, отобранных в трех местах чорчанской свиты Дзирульского массива. Места взятия образцов следующие: 440(1), 2077(3) и М-17(4) (См. геологическую схему приложение №1).

Образцы филлитовых сланцев были подвергнуты сложной мацерации, позволившей частично удалить графитовую пленку, которая находилась почти на всех полученных палиноморфах. Наличие этой пленки обусловлено сильным давлением и высокой температурой во время fossilization. Судя по степени сохранности палиноморф, предполагаю, что температура не превышала 200 °С. При температуре выше 350 °С графитизация настолько действует на органические остатки, что палиноморфы покрываются пленкой графита, которую нельзя отстранить химическим путем. Частично удалось устранить эту пленку путем смягчения глицерином о последующей оксидацией.

Так как в образцах указанных местонахождений палиноморфные сообщества не были одинаковы, каждое место взятия рассматривается отдельно.

Местонахождение 440. Палиноморфы представлены здесь меньшим количеством видов, причем довольно много индивидов принадлежат одному роду. Сохранность палиноморф довольно хорошая. После мацерации графитовая пленка осталась главным образом в центральной части палиноморф. Некоторые палиноморфы так плохо сохранились, что и род их нельзя было определить. Род и вид были определяемы у довольно значительного процента исследованных палиноморф. В находящейся в печати работе („Geologické práce“) привожу описание одного нового рода и двух новых видов.

Состав палиноморф следующий: *Samarisporites triangularis* Allen 1965 (нижний и средний девон), cf. *Lophozonotriletes* Naum. 1953 (эйфель), *Densosporites arcadensis* Richardson 1964 (согласно автору вида встречается от эйфеля до живета), *Archeozonotriletes foveolatus* n. sp., *Hymenozonotriletes* sp. Из *Chitinozoa* констатировала вид *Lagenochitina* sp., отмечаемый в среднем девоне. Род *Archeoperisaccus* представлен двумя видами точно неопределимыми. В этом же образце обнаружен новый род *Triangulizonosporites* n. g., представленный видом *T. gruziensis* n. sp. Все описываемые в литературе виды распространены главным образом в нижнем и среднем девоне. Поэтому следует считать, что возраст филлитовых сланцев этого местонахождения — нижний и средний девон (живетский ярус).

Местонахождение 2077. В филлитовых сланцах этого местонахождения встречается довольно много видов. Самый многочисленный компонент палиноморфного сообщества представлен псевдосаккатными и зонатными спорами. Центральное тело этих спор покрыто графитовой пленкой.

Состав палиноморф следующий: *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo (верхний девон), *Hymenozonotriletes trivialis* Naum. (верхний девон), *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum. 1953 (франский ярус). Многочисленными были констатированы также плохо сохранившиеся виды этого рода, определить которые не удалось. Кроме того встречается вид *Anisozonotriletes* sp., относимый А. М. Андреевой (1966) к фаменскому ярусу, затем cf. *Samarisporites triangularis* Allen 1965 (верхний девон), *Archeozonotriletes variabilis* Naum. 1953 (франский ярус). Наряду с этими палиноморфами, вид которых определен, наблюдаются хуже сохранившиеся споры родов *Archeozonotriletes*, *Archeoperisaccus* и псевдосаккатные споры, распространенные главным образом в верхнем девоне. Для характеристики палинофагии данного местонахождения интересно отметить отсутствие морского планктона.

Результаты показывают, что филлитовые сланцы этого местонахождения следует отнести к верхнему девону.

Местонахождение М-17 более богато палиноморфами, чем все рассмотренные выше. Значительная часть палиноморф представлена акритархами, но встречаются и споры наземных растений. Видовой состав следующий: *Cymatiosphaera* sp. (силур и девон), *Cymatiosphaera litigiosa* Tschibrikova (1972) приводится из верхнего силура и нижнего девона, *Protoleiosphaeridium* cf. *microgranifer* Staplin 1961 (девон), *Bacisphaeridium* sp., отмечаемый П. Снопковой (1978) в верхнем силуре, *Dictyopsophosphaera polygonia* (Stapl.), относимый Е. В. Чибриковой (1972) к нижнему девону, *Dictyopsophosphaera*

sp., *Multiplicisphaeridium* sp. (нижний и средний девон). Здесь констатированы также сколекодонты, *Leiofusa* sp., и *Incertae sedis*.

Среди вытрусенных спор мной констатированы виды: *Archeoperisaccus* sp., *Punctatisporites solidus* (Naum. 1953) Moreau-Benoit 1974, встречающийся от верхнего силура до нижнего карбона. *Cyclogranisporites* sp., *Thaliosporites* cf. *ancylus* Allen 1965, *Archeozonotriletes* sp., *Archeozonotriletes* cf. *volgogradensis* Nazarenko – Tschibrikova 1972, *Comptozonotriletes aliquantus* Allen 1965 отмечаются в эмсе.

Из приведенного сообщества палиноморф можно заключить, что отложения верхнесилурийского и нижнедевонского возраста, морской фации; это отличает их от седиментов того же возраста местонахождения 440, в которых акритархи встречаются очень редко, преобладают споры наземных растений.

Биостратиграфическое исследование филлитовых сланцев чорчанской свиты определенно показывает, что не все образцы одинакового возраста и одинаковой фации. Приблизительно разновозрастные образцы – «верхний силур, нижний и средний девон» – местонахождений 440 и М-17 различны по своим фациям. Филлитовые сланцы местонахождения 2077 содержат верхнедевонские палиноморфы при отсутствии акритархов.

Сопоставление с результатами исследования палиноморф метаморфизованных пород Западных Карпат показывает, что распространение некоторых типичных для верхнего силура и нижнего девона видов (Е. Пландерова ин Клинец, Пландерова 1975, Е. Пландерова – О. Мико 1977), например представителей родов *Archeoperisaccus*, *Archeozonotriletes*, *Cymatiosphaera litigiosa*, *Bacisphaeridium* и других, одинаковое. Некоторые виды отличаются, в частности упомянуты здесь новый вид *Triangulisporites gruziensis*, а также *Archeozonotriletes foveolatus*, которые до сих пор не были отмечены ни в Карпатах, ни в литературе, относящейся к Западной Европе и Советскому Союзу.

Изученные палинофации хорошо коррелируются с теми, которые исследованы С. Н. Наумовой (1953) на Русской платформе и Е. В. Чибриковой в области Приуралья (1972, 1977).

Судя по палеозкологическому характеру среды осадкообразования местонахождений 440 и 2077, седименты отлагались вблизи от суши. Фациально иное сообщество палиноморф местонахождения М-17 указывает на морскую, отдаленную от суши среду. В филлитовых сланцах здесь представлен главным образом морской планктон, процентное содержание спор наземных растений меньше.

Заключение

Исследование образцов филлитовых сланцев, собранных на трех местах чорчанской свиты Дзирульского массива в Грузии, показало, что хотя палинофации местонахождений 440 и М-17 различны, они свидетельствуют о верхнесилурийском-нижнедевонском веке отложений. Палиноморфы местонахождения 2077 верхнедевонского возраста. Описанные в настоящей работе палино-

фации хорошо коррелируются с фациями верхнего силура и нижнего девона Карпатского кристаллического массива (кристаллиникума), отчасти с кристаллиникумом Румынии и Приуралья.

Перевод: В. Андрусова.

Literatúra

- ABESADZE, M. B. 1975: Novyje dannyye o rozčlenenii metamorfičeskich slancev (fillitov) Dzirul'skogo kristalličeskogo massiva. Soobščeniya AN GSSR, 79, 3, Tbilisi.
- ABESADZE, M. B. — CIMAKURIDZE, G. K. 1976: Gnejsovo-migmatitovyy kompleks Dzirul'skogo vystupa Zakavkazskogo sredinnogo massiva. Soobščeniya AN GSSR, 84, 1, Tbilisi.
- ALLEN, K. C. 1965: Lower and Middle devonian spores of North and Central Vestspitzbergen. Paleontology, 8, 4, London 687-748.
- ANDREJEVA, E. M. 1966: Spory iz devonskych otloženij. Paleopalinologia Tom III. Izd. „Nedra“. Leningrad, 200—230.
- BARSANOV, G. P. 1931: Nižnij kembrij v Zakavkaze. Izvestiya AN SSSR, 9. Moskva.
- BECHER, G. — BLESS, M. J. M. — STREEL, M. — THOREZ, J. 1974: Palynology and ostracode distribution in the Upper Devonian and Basal Dinatian of Belgium and their dependence on sedimentary facies. Mededelingen Rijks. Geologisch Dienst. Nieuwe serie, 25, 2, Amsterdam, 1—95.
- ČIBRIKOVÁ, E. V. 1972: Rastitel'nyje mikrofosilii južnovo Uraľa i Priuralia. Izd. „Nauka“, Moskva, 1—220.
- ČIBRIKOVA, E. V. 1977: Stratigrafia devonskich i bolee drevnich paleozojskich otloženij južnovo Uraľa i Priuralia. Izd. Nauka. Moskva 1977, 1—160.
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KOŽUCHAROV, D. — BOJANOV, I. 1971: Sostav i vozrast metamorfičeskich slancev vostočnoj časti Dzirul'skogo massiva. Izvestiya AN SSSR, ser. geol. 6, Moskva.
- NAUMOVA, S. N. 1953: Sporovopyšcevyje komplexy verchnevo devona ruskoj platformy i ich značenie dľa stratigrafii. Trudy instituta geologičeskich nauk Izd. „Nauka“, Moskva, 1—188.
- PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalínika veporid na základe peľovej analýzy. Mineralia slovaca, 9, 4, Bratislava, 275—292.
- SNOPKOVÁ, P. 1978: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu SV-1. Čiastková záverečná správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—50.

M. Abesadze, G. Cimakuridze, E. Planderová

New Data on Age of Metamorphosed Schists of Dzirulj Massif

Summary

Examination of phyllite schists from three localities of the Chorchá Group of the Dzirulj Massif in Georgia showed that palynofacies at the localities Nr. 440 and M-17 were indicative of Upper Silurian through Lower Devonian. Facial differences were recorded at two localities. Palynomorphs from the locality 2077 are indicative of Upper Devonian age. The palynofacies are correlable with Upper Silurian and Lower Devonian facies of the Carpathian crystalline complex, partly of the Rumanian and of the Peri-Uralian crystalline complexes.

ФОТО ТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ (XLI—XLV)

Tab. XLI

- Obr. 1 *Archeoperisaccus* sp. zv. 1000x, lok. 440
2 *Lagenochitina* sp. zv. 1000x, lok. 440
3-4 *Archeozonotriletes foveolatus* Planderová 1979, zv. 1000x, lok. 440
5-6 *Archeozonotriletes* sp., zv. 1000x, lok. 440
7-8 *Cymatiosphaera* sp., zv. 1000x, lok. 440

Tab. XLII

- Obr. 1 *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum., zv. 1000x, lok. 2077
2 *Hymenozonotriletes trivialis* Naum., zv. 1000x, lok. 2077

Tab. XLIII

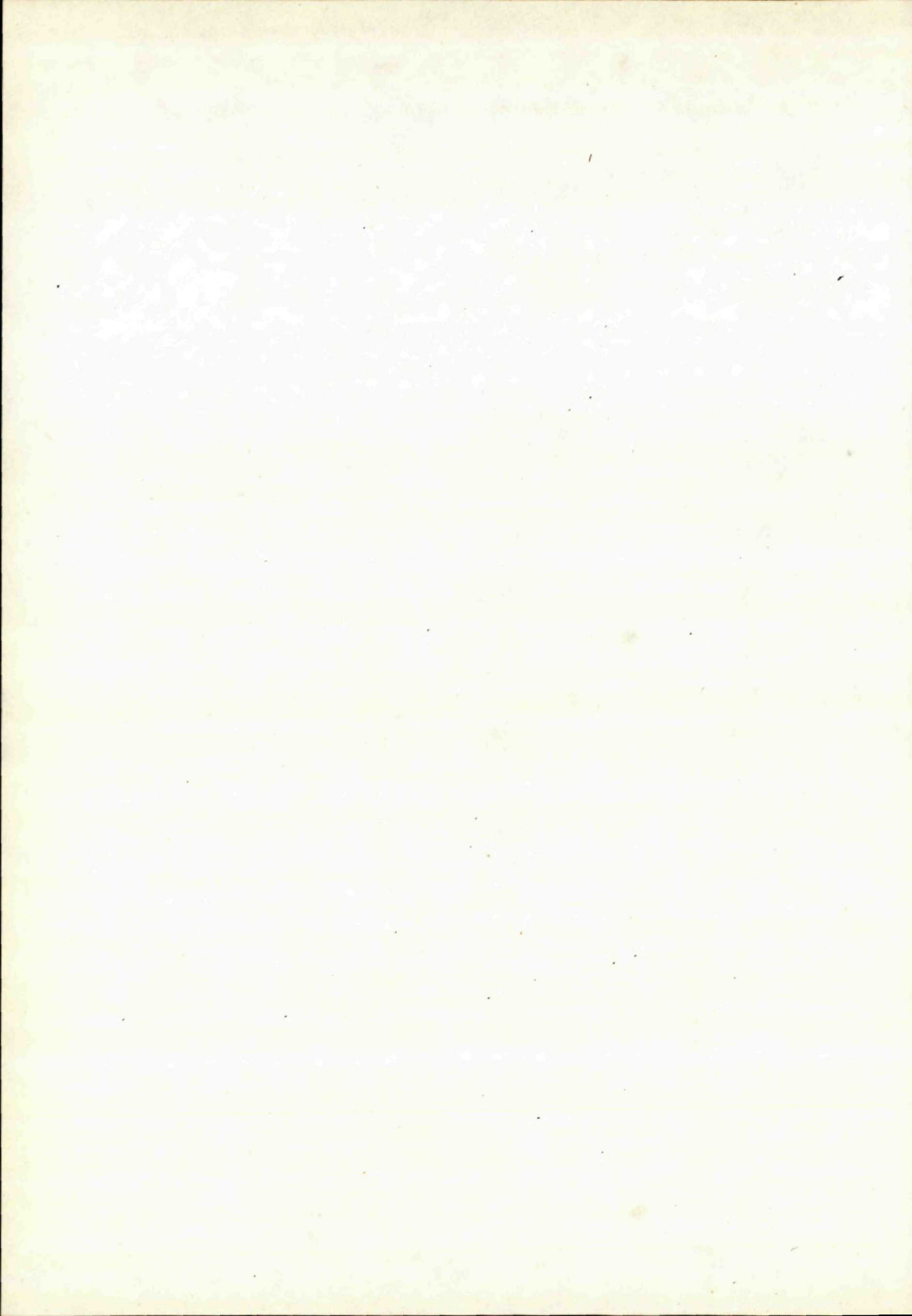
- Obr. 1 *Triangulisporites gruziensis* Planderová 1979, zv. 500x
2-3 *Anisozonotriletes* sp., zv. 1000x, lok. 2077
4-5 *Incertae sedis*, zv. 1000x, lok. M-17

Tab. XLIV

- Obr. 1 *Archeozonotriletes* cf. *volgogradensis* Nazarenko-Čibriková, zv. 2000x, lok. M-17
2 *Thalisporites* cf. *ancylus* Allen, zv. 1000x, lok. M-17
3 *Punctatisporites solidus* (Naum.) Moreau-Benoit, zv. 1000x, lok. M-17

Tab. XLV

- Obr. 1 *Comtozonotriletes aliquantus* Allen, zv. 1000x, lok. M-17
2 *Cymatiosphaera* sp. 1, zv. 1000x, lok. M-17
3 *Bacisphaeridium* sp. zv., 1000x, lok. M-17
4-5 *Dictyopsophosphaera polygonia* (Stapl.) Čibriková, lok. M-17, zv. 1000x
6 *Cymatiosphaera* sp. 2, zv. 1000x, lok. M-17
7-8 *Cymatiosphaera* sp. 3, zv. 1000x, lok. M-17
9-10 *Multisphaeridium* sp., zv. 1000x, lok. M-17
11-12 *Dictyopsophosphaera* sp., zv. 1000x, lok. M-17
13 *Leiofusa* sp., zv. 1000x, lok. M-17



Lidia Vančová — Ján Turan

Minerálno-geochemická charakteristika rudnianskeho magnezitu a hornín s magnezitom

6 tab., 8 obr., 2 fotografické tabuľky (LII — LIII)

Abstract. The authors present results of mineral and geochemical study of carbonate minerals, first of all magnesite from the Rudňany deposit. The data resulted from numerous derivatographic, manometric and spectrochemic analyses.

Úvod

Magnezit v rudnianskom rudnom poli prvýkrát zaznamenal J. Gubač (1967). Neskôršie K. Mandáková — L. Drnzíková — J. Hudáček (1971) uvádzajú breunnerit zo žily Zlatník a dávajú ho do súvisu s procesmi listvenitizácie. Listvenity charakterizujú, v súlade s inými autormi, ako metasomaticky premenené pôvodne ultrabázické horniny, premenu ktorých spôsobili roztoky bohaté na CO_2 a čiastočne i SiO_2 a K_2O odvodené od kyslých intrúzií.

J. Gubač (1977) odvodzuje vznik breunneritu, mastenca, prípadne aj chloritu od procesov tektonometamorfózy, čiastočne aj autometamorfózy. Na ložisku v Rudňanoch uvažuje o podiele materiálu ultrabázických hornín v horninách klastických. Z uvedených dôvodov je proti tomu, aby sa tieto horniny označovali ako listvenity.

Minerálna charakteristika hornín s uhličitanmi

Minerálno-geochemickou charakteristikou rudnianskeho ložiska sa najpodrobnejšie zaoberal H. J. Bernard (1961 a, b), novšie L. Drnzíková (1972, 1973), J. Hurný (1977), P. Ivan (1977), P. Ivan — I. Rojkovič (1977) atď. Títo autori sa zaoberali predovšetkým geochemicko-minerálnym štúdiom minerálov rudnej výplne ložiska.

O chemickom zložení hornín s uhličitanmi pojednáva K. Mandáková et al. (1971), P. Ivan — I. Rojkovič (1977) a J. Gubač (1977).

Nás zaujímala hornina označovaná ako listvenit (K. Mandáková et al. 1971), a to hlavne z hľadiska obsahu uhličitanových minerálov, najmä magnezitu.

Mineralogicky ide o variabilnú horninu s pozvoľnými prechodmi od jedného petrografického typu k druhému.

Magnezit sa koncentruje predovšetkým v chloritických a sericitických bridliciach, ktoré môžeme zaradiť do skupiny zelených bridlíc.

Minerálne a chemické zloženie horniny, ako aj uhličitanov sme sledovali hlavne derivatograficky (298 analýz) a manometricky (178 analýz). Niektoré prvky sme stanovili atómovou absorpčnou spektrofotometriou (Fe, Cr, Zn), obsah stopových prvkov kvalitatívnu a kvantitatívnu spektrochemickou analýzou.

Pri štúdiu chemického zloženia uhličitanov a hornín, v ktorých sa vyskytujú, sme museli venovať pozornosť aj minerálnemu zloženiu, ktoré je v tomto prípade neobyčajne zložitá. Uplatňuje sa v ňom celá široká škála minerálov — uhličitaný: dolomit, Fe-dolomit, ankerit, magnezit, breunnerit, meztín, pistomezit, sideroplezit, siderit, kalcit; kysličníky: predovšetkým kremeň a amorfný SiO₂, ďalej ilmenit, rutil, magnetit, chrómspinelid, spekularit; chlority: pennín, prochlorit, leuchtenbergit, kočubeit; sludy: biotit, muskovit, sericit, fuchsit; mastenec; živce: albit, oligoklas; ďalšie kremičitaný: granát, amfibol, zirkón, titanit, turmalín, epidot, dickit; sírniky a sulfosoli: tetraedrit, chalkopyrit, pyrit, sfalerit, galenit a ďalšie, ako napríklad apatit.

V samotnom ložisku je opísaný rad ďalších minerálov, ktoré sú viazané predovšetkým v rudnej výplni ložiska. Podrobnejšie sa minerálnym zložením hlavne rudnej výplne zaoberal H. J. Bernard (1961), L. Drnzíková (1973), J. Hurný (1977), I. Rojkovič — J. Krištín (1977) atď.

M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev (1965) opisujú aspoň po minerálnej a chemickej stránke v podobných horninách ešte ďalšie minerály — artinit, hydromagnezit, chalcedón, lusatit, opál, chryzotil, antigorit, brucit, aktinolit, garnierit, nepouit, suchardit, kalinit, marinozit, flogopit, goethit, hydrogoethit, zlato, striebro, elektrum, bornit, realgár, auripigment a scheelit.

Uhličitanové minerály

Uhličitanové minerály tvoria podstatnú časť študovanej horniny spolu s chloritmi, sludami a mastencom.

Z kvantitatívneho hľadiska má v rudnianskom rudnom poli po siderite najväčšie zastúpenie Fe-dolomit, Mg-dolomit a ankerit. Pomerne často sa však vyskytujú aj minerály izomorfného radu magnezit — siderit. Zistili sme prítomnosť všetkých členov izomorfného radu, pričom krivka ich zastúpenia stúpa od magnezitu k sideritu. Ak neberieme do úvahy sekundárne uhličitaný — malachit, azurit a aragonit, rozhodne najmenšie zastúpenie zo všetkých uhličitanových minerálov má kalcit.

Prirodzene, takéto kvantitatívne zastúpenie uhličitanových minerálov v rudnianskom rudnom poli sa nevzťahuje na žilné štruktúry, ale iba na okolité horniny. V žilných štruktúrach sme sa nestretli s Mg-dolomitom a magnezitom, ani s breunneritom a meztínom.

Dolomit — Fe-dolomit — ankerit

Dolomit je najhornejším uhličitanovým minerálom študovaných hornín. Vystupuje v hornine samostatne alebo sa vyskytuje spoločne s magnezitom, sideritom a kalcitom. Vystupuje tu jednak Mg-dolomit, jednak Fe-dolomit. Prvý vystupuje spoločne s magnezitom, druhý s ankeritom a sideritom.

Priemerný obsah dolomitu je veľmi vysoký — 20,38 %. Niekedy sme pozorovali dokonca súvislú polohu, v ktorej obsah dolomitu neklesal pod 50 % a vrchná hranica sa pohybovala okolo 80 %.

Dolomit tvorí zrnité agregáty alebo žilky sivej, šedej a zelenkastej farby. Podobne ankerit tvorí zrnité sivobiele agregáty.

Indexy lomu Mg-dolomitu sa pohybovali okolo hodnoty $\omega = 1,680 - 1,690$, Fe-dolomitu $\omega = 1,690 - 1,720$ a ankeritu $\omega = 1,720 - 1,750$.

Ankerity aj dolomity sme identifikovali opticky, manometricky a derivatograficky.

Siderit

Najhornejším uhličitanovým minerálom ložiska, ktorý sa vyskytuje často aj v okolitých horninách, je siderit. Vystupuje samostatne alebo spoločne s dolomitom a ankeritom.

Priemerný obsah sideritu bol 11,23 %. Jeho kvantitatívne zastúpenie v rôznych litologických typoch hornín je dosť rovnomerné. Z priemeru sa vymyká iba obsah sideritu, ktorý je viazaný vo svetlých sericitických bridliciach s hnedou patinou. Obsah jemnozrnného rozptýleného sideritu v týchto horninách často prevyšuje viac než dvakrát priemerný obsah sideritu.

Z hľadiska identifikácie jemnozrnných v horninách rozptýlených sideritov treba poznamenať, že pomocou DTA krivky ich prakticky nemožno určiť. Nie natoľko pre ich nižší obsah, ako preto, že DTA krivka nie je charakteristická pre siderit, a to ani pri veľkých navážkach. V niektorých prípadoch by sme dokonca na jej základe vôbec nemohli uvažovať o prítomnosti sideritu. Príčina bude najskôr v tom, že ide o veľmi jemnozrnný siderit, často so zrnami iba niekoľkomikrónovými, takže pri zahrievaní nastáva okamžitý prudký rozklad sideritu a bezprostredná oxidácia vznikajúceho FeO. Endoterma a následná exoterma sa vzájomne integrujú a na zázname nedostávame žiadne alebo iba nepatrné efekty.

Index lomu sideritu sa pohyboval okolo hodnoty $\omega = 1,860 - 1,875$.

Sovietski autori považujú tento minerál za veľmi zriedkavý minerál listvenitov. Vyskytuje sa len v tzv. železito-uhličitanových listvenitoch, kde má vytvárať nepravidelné lúčovite usporiadané zrná a obyčajne vyplňať priestory medzi dolomitovými zrnami.

Magnezit — breunnerit — mezitín — pistomezit — sideroplezit

Magnezit iba celkom ojedinele vystupuje v hornine samostatne, najčastejšie spolu s dolomitom; je preň charakteristické rozptýlenie v chloritických a sericitických bridliciach, takže voľným okom ho spravidla nepozorujeme. Tvar magnezitových

zrn, ako aj forma ich vystupovania sú rôzne. Najčastejšie sú všesmerne a pomerne rovnomerne rozptýlené spolu s dolomitom, v niektorých prípadoch však tvoria nepravidelné zhľuky i paralelné vrstvičky. Vystupovanie magnezitu v bridliciach môžeme pozorovať v mikroskope (tab. LII obr. 1, 2) alebo makroskopicky po vyfarbení magnezitu alizarínsulfonanom sodným (tab. LIII obr. 1). Zrná magnezitu sú najčastejšie alotriomorfné obmedzené, ale stretávame sa aj s idiomorfnými zrnami. Ich veľkosť sa pohybuje od mikrónových rozmerov až do 0,5 cm, najčastejšie v rozmedzí 0,5 — 1,5 mm.

Tabuľka 1

Chemické analýzy					
Vzorka Zložka	Ry-58/76	Ry-59/76	Ry-60/76	Ry-99/76	Ry-125/76
MgO %	32,12	32,09	32,76	26,89	32,99
CaO %	3,21	3,99	1,96	1,78	1,98
FeO %	12,43	11,72	12,88	21,92	12,32
SiO ₂ %	4,23	4,36	3,99	3,06	2,19
Al ₂ O ₃ %	1,57	1,98	1,52	1,43	1,38
str. žih. (105—110 °C)	0,16	0,18	0,18	0,10	0,23
str. žih. (110—900 °C)	44,20	44,04	44,73	41,76	46,86

Analýzovala Ing. J. Polakovičová, CSc., Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

Tabuľka 2

Vzorka	Kryštalochemický vzorec	Index lomu
Ry-58/76	(Mg _{0,79} Fe _{0,17} Ca _{0,06}) _{1,02} CO ₃	1,740
Ry-59/76	(Mg _{0,79} Fe _{0,16} Ca _{0,07}) _{1,02} CO ₃	1,730
Ry-60/76	(Mg _{0,80} Fe _{0,18} Ca _{0,03}) _{1,01} CO ₃	1,740
Ry-99/76	(Mg _{0,70} Fe _{0,32} Ca _{0,03}) _{1,05} CO ₃	1,760
Ry-125/76	(Mg _{0,76} Fe _{0,16} Ca _{0,03}) _{0,95} CO ₃	1,740

Priemerný obsah magnezitu je veľmi nízky — 2,93 %, najvyšší sa pohybuje okolo 40 %.

Chemické zloženie vyseparovaných magnezitov uvádzame v tab. 1., indexy lomu a vypočítané kryštalochemické vzorce v tab. 2.

Podľa uvedených vzorcov, ako aj nameraných indexov lomu vzorky Ry-58/76, Ry-59/76, Ry-60/76 a Ry-125/76 predstavujú breunnerity a vzorka Ry-99/76 mezitín (v zmysle definície A. N. Winchella — H. Winchella 1951).

Na tomto mieste musíme zdôrazniť, že sme v tomto ložisku identifikovali všetky členy izomorfného radu magnezit — siderit.

Index lomu jednotlivých minerálov radu magnezit — siderit bol nasledovný: magnezit $\omega = 1,700 — 1,720$, breunnerit $\omega = 1,720 — 1,760$, mezitín $\omega = 1,760 — 1,800$, pistomezit $\omega = 1,800 — 1,840$ a sideroplezit $\omega = 1,840 — 1,860$.

Kalcit

Kalcit má v rudnianskom rudnom poli podradné zastúpenie. K. Mandáková et al. (1971) uvádza v rámci ložiska výskyt samostatných vápencových polôh. Pokiaľ sa kalcit vyskytoval v študovanej oblasti, bol viazaný na iný petrografický typ hornín — na premenené diabázové tufy. Ojedinele bol prítomný v podobe kalcitových žiliek. Priemerný obsah bol veľmi nízky — 0,29 %.

Geochemia

Chemické zloženie okolitých hornín je veľmi variabilné, čo zrejme odráža nerovnorodosť zloženia, v ktorom sa uplatňuje celý rad nielen uhličitanových, ale tiež kremičitanových a rudných minerálov, čo treba mať na zreteli pri geochemickom vyhodnocovaní.

Na obsah uhličitanov poukazuje pomerne vysoký obsah CO_2 — 16,21 % so širokým variačným rozpätím od 0,74 % až po 43,48 % v skoro čistej uhličitanovej hornine. Najpočetnejšie zastúpenie majú vzorky s obsahom 6 — 26 % CO_2 .

O niečo vyšší obsah CO_2 uvádza K. Mandáková et al. (1971) v rozmedzí 21 — 30 % a taktiež sovietski autori M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev (1965) — 20 — 36 %.

V magnezitoch sa obsah CO_2 pohyboval v rozmedzí 41,7 — 46,8 %.

Kvalitatívnu spektrochemickú analýzu sme vo vzorkách zistili celkom 33 prvkov (tab. 3,4), z ktorých 18 — 20 sa viac-menej pravidelne opakuje a ostatné sa vyskytujú len sporadicky.

Výrazné rozdiely v zastúpení jednotlivých prvkov nepozorujeme, hoci aby sme získali lepší prehľad o prednostnej orientácii prvkov v jednotlivých uhličitanoch, resp. hornine, sme vyseparovali magnezit, ktorý bol hlavným predmetom nášho záujmu; ostatné uhličitaný sme skoncentrovali do vzoriek, ktoré sme študovali.

Hlavnými prvkami študovanej horniny sú: Mg, Ca, Fe a Si. Rádove nižšie sú obsahy Al, Na, K, Mn, Cr, Ni a Zn, ešte nižšie sú obsahy Co, Ti, Ba, Sr, V a Cu; ostatné prvky sa vyskytujú v množstve pod 0,01 % (Ag, Sb, B, Sn, Pb). Vzácné a spravidla celkom minimálne sa uplatňuje As, Be, Hg, W, Ga, Ge, Mo, Bi, Cd, Li, a P.

V magnezitoch zreteľne prevláda nad ostatnými prvkami Mg, nižší je obsah Fe, kým ostatné prvky ako Ca, Mn, Si, Al, Cr, Ni a Co sa uplatňujú v menšom množstve.

Hlavné prvky

Obsahy Ca (do 21,2 %) v priemere 4,56 %, Mg (do 14,04 %) v priemere 3,57 % a Fe (do 45,21 %) v priemere 6,05 % v hornine poukazujú na existenciu Ca-Mg-Fe uhličitanov.

M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev (1965) uvádzajú obsah Fe^{2+} v rozmedzí 1,59—6,39 % a obsah Fe^{3+} 0,30—7,37 % v listvenitoch z rôznych oblasti ZSSR, pričom podľa týchto autorov obyčajne Fe^{3+} prevláda nad Fe^{2+} a jeho zmeny závisia od prostredia a hĺbky, v ktorej prebiehali procesy listvenitizácie.

Kvalitatívne spektrochemické analýzy					
Vzorka	< 1%	1—0,1%	0,1—0,01%	0,01—0,001%	> 0,001%
„Listvenit“					
Ry-48/76	Si, Mg, Al, Fe	Ca, Cr	Mn, Ti, V, Co, Ni, Ba	As, B, Pb, Sb, W, Cu, Ag, Zn	Na
Ry-68/76	Si, Mg, Al, Fe	Ti, V, Na, Ca, Cr, Ba	B, Mn, Cu, Ni, K, Sr	Be, Pb, Sb, Ga, Sn, Ag	
Ry-70/76	Si, Mg, Fe	Al, Zn, Ni, Ca, Cr	B, Mn, Ti, V, Cu, Na, Co, Ba	As, Pb, Sb, W, Sn, Ag, K, Sr	
Ry-75/76	Si, Mg, Fe	Al, Ni, Cr	Mn, Ti, Cu, Ag, Zn, Co, Ca	Pb, Sb, Sn, V, Ba	As
Ry-78/76	Si, Mg, Fe	As, Al, Ni, Cr	Mn, Sb, Ti, V, Cu, Na, Zn, Co, Ca, Ba	B, Pb, Ge, Ag	Sn
Ry-100/76	Si, Mg, Fe, Cr	Al, Zn, Ni, Co	As, Mn, Sb, Cu, Ag, Ca	Pb, Ge, Ti, Sn, V, Ba	Hg
Ry-102/76	Si, Mg, Fe	Al, Zn, Ni, Ca, Cr	As, Pb, Mn, Sb, Ti, V, Cu, Ag, Na, Co, Ba	Ge	B
Ry-117/76	Si, Mg, Fe, Zn	Ni, Ca, Cr, Hg	As, Mn, Al, Cu, Ag, Co	Pb, Ge, V, Cd, Ba	Ti
Ry-120/76	Si, Mg, Fe, Al, Na	Ti	B, Ca, Sr, Ba, Cr	Pb, Mn, V, Cu, Ag, Ni	As
Ry-124/76	Si, Mg, Fe	Al, Cr	Mn, Ti, V, Cu, Ni, Co, Ca, Ba	As, B, Sb, W, Sn, Ag	
Ry-126/76	Si, Mg, Fe, Ca	Hg, Zn, Ni, Cr	Pb, Mn, Sb, Al, V, Cu, Ag, Co	As, Bi, Ti, Sn, Ba, Sr	
Ry-154/76	Si, Mg, Fe, Ni, Ca	Cr	Mn, Sb, Al, V, Cu, Zn, Co, Ba, Sr	Ti, Mo, Ag, Na	As
Ry-159/76	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Mn, Ti, Cr, Ba	B, V, Cu, Ag, Ni, Co, Sr	Pb, Sb, Ga, Sn	
Ry-178/76	Si, Mg, Fe, Ca	Mn, Al, Cr	Ti, Cu, Ag, Ni, Co	Sb, Sn, V, Zn, Ba, Sr	As, Mo, Na
Ry-190/76	Si, Mg, Fe	Ni, Co, Ca, Cr	Mn, Sb, Al, Cu, Ba	Ti, Sn, V, Ag, Zn	Pb, Na
Ry-202/76	Si, Mg, Al, Fe, Ca	Ti, Na, K, Ba	B, Mn, V, Cu, Cr, Sr	Be, Pb, Ga, Sn, Ag, Ni, Co, Li	
Ry-232/76	Si, Mg, Al, Fe, Ca	Ti, V, Cu, Ni	Mn, Na, Zn, Co, Cr, Ba, Sr	B, Pb, Sb, Mo, Sn, Ag, Li	As, K

Analyzoval J. Chudý, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

Kvalitatívne spektrochemické analýzy					
Vzorka	< 1 %	1—0,1%	0,1—0,01%	0,01—0,001%	> 0,001%
Magnezit					
Ry-58/76	Mg, Fe, Ca	Mn, Al	Si, Cu, Ni, Co, Cr, Sr	Pb, Sn, V, Ag, Na, Ba	Ti, Mo
Ry-59/76	Mg, Fe, Ca	Mn, Al, Cr	Si, V, Cu, Ni, Co, Sr	Pb, Sb, Sn, Ag, Na, Ba	Ti
Ry-60/76	Mg, Fe, Ca	Mn, Al	Si, V, Cu, Ni, Co, Cr	Pb, Sn, Ag, Na, Ba, Sr	Ti, Mo
Ry-99/76	Mg, Fe, Ca	Mn, Al	Si, Pb, Ti, V, Ni, Co, Cr	Mo, Sn, Cu, Ag, Na, K, Ba, Sr	Sb
Ry-125/76	Mg, Fe, Ca		Si, Mn, Al, V, Ni, Cr, Ba, Sr	Be, Sn, Cu, Ag, Na, Co, K	Pb, Ti, Mo
Dolomit					
Ry-130/76	Si, Mg, Fe, Ca	Al, Ni, Co, Cr	Mn, Ti, V, Cu, Ag, Na, Ba, Sr	As, Pb, Sb, Sn	K
Ry-143/76	Mg, Fe, Ca	Si, Mn, Al, Sr	Ti, V, Cu, Ag, Na, Ni, Co, K, Cr, Ba	Pb, Sn	B
Ry-145/76	Si, Mg, Fe, Ca	Ni, Cr	Mn, Sb, Al, Cu, Co, Sr	Ti, Mo, Sn, V, Ag, Na, Zn, Ba	Pb
Ry-147/76	Mg, Fe, Ca	Si, Al, K	Mn, Cu, Ag, Na, Co, Ba, Sr	Pb, Ti, Sn, V, Ni, Cr, P	
Ry-210/76	Si, Mg, Fe, Ca	Al	Mn, Ti, V, Cu, Ni, Co, Cr, Sr	Pb, Sn, Ag, Na, Ba	W
Fe-dolomit — ankerit					
Ry-37/76	Si, Mg, Fe, Ca	Mn, Al, Na, K	Ti, V, Cu, Ag, Ni, Co, Cr, Ba, Sr	B, Mo, Sn	Zn
Ry-51/76	Si, Mg, Fe	Al, Ni, K, Cr	Mn, Sb, Ti, V, Cu, Na, Co, Sr	Sn, Ag, Zn, Ba	Li
Ry-52/76	Si, Mg, Fe, Ca	Al, Ni, Cr	Mn, Sb, Ti, Sn, V, Cu, Co, Sr	Pb, Ag, Na, Zn, Ba	Mo
Ry-67/76	Si, Mg, Fe, K, Ca, Cr	Mn, Al, Ni, Co	As, B, Sb, Ti, V, Cu, Ag, Na, Ba, Sr	Ga, Ge, Sn	Zn

Kvalitatívne spektrochemické analýzy					
Vzorka	< 1 %	1—0,1%	0,1—0,01%	0,01—0,001%	> 0,001%
Siderit					
Ry-168/76	Mg, Fe	Mn	Si, Al, Mo, Cu, Ag, Zn, Ni, Co, Ca	Sn, V, Na , Cr, Ba, Sr	
Ry-169/76	Mg, Fe	Mn, Ni, Ca	Si, Al, Mo, Cu, Ag, Na, Zn, Co, Cr	As, Ti, Sn, V, K, Ba, Sr	W
Ry-175/76	Mg, Fe	Mn	Si, Al, Ti, Mo, Cu, Cr, Ag, Na, Zn, Ni, Co, Ca	Sn, V, Ba, Sr	Sb, W
Ry-192/76	Mg, Fe, Ba	Si, Mn	Al, Ti, Mo, Cu Ag, Ni, Co, Ca, Cr, Sr	Sn, V, Na, Zn	Pb, K
Ry-196/76	Mg, Fe	Mn	B, Si, Al, Mo, Ag, Ni, Co, Ca, Cr	Sn, V, Cu, Na, Zn, Ba, Sr	K
Kalcit					
Ry-44/76	Si, Mg, Fe, Ca	Mn, Sr	Al, Cu, Co, Ba	W, Ti, Sn, Ag, Na, Ni, Cr	As
Bridlica					
Ry-86/76	Si, Mg, Al, Fe, Na, K, Ca	Ba, Sr	B, Mn, Ti, V, Cu, Zn, Ni, Co, Cr	Be, Ga, Sn, Ag, Li	
Ry-95/76	Si, Mg, Fe, Cr	Zn, Ni	Pb, Mn, Sb, Al, V, Cu, Ag, Co, Ca	As, Ge, Ti, Sn, Ba, Sr	Mo
Ry-129/76	Si, Mg, Al, Fe, Na, Ca	Ti, V, K	Mn, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Sr	B, Pb, Ga, Mo, Sn, Ag, Zn, Li	W
Ry-144/76	Si, Mg, Fe, Na, Ca	K, Ba	Mn, Al, Ti, V, Cu, Ni, Co, Cr, Sr	Pb, Ga, Mo, Sn, Ag	W, Zn
Ry-223/76	Si, Mg, Al, Fe	Mn, Cu, Co, Ca, Cr	Sb, W, Ti, Sn, V, Na, Zn, Ni K, Ba, Sr	Pb, Ge, Mo, Ag	As, Be

Analýzoval J. Chudý, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

K. Mandáková et al. (1971) uvádza obsah FeO od 3,2 do 5,8 % a obsah Fe₂O₃ od 0 do 1,36 %. P. Ivan (1977) uvádza dokonca obsahy, z ktorých priemer je 8,52 %.

Obsah Fe sa viaže takmer výlučne na uhličitaný, a to buď ako hlavná zložka v siderite alebo izomorfne zastupuje Mg. Len nepatrná časť Fe je viazaná na neuhličitanové minerály, hlavne Fe-chlority, pyrit atď.

Uhličitanové minerály sú charakteristické veľkou variabilitou obsahu Fe, čo sa prejavuje zastúpením celého izomorfného radu magnezit — siderit.

Magnezity obsahovali priemerne 14,25 % FeO. Ide teda o železitejšie členy uvedeného izomorfného radu, breunnerit a meztitín, čo okrem chemického zloženia dokazujú aj indexy lomu.

Pre horniny tohto typu nie je charakteristický vysoký obsah Mg. Podobné obsahy Mg uvádza P. Ivan (1977) a K. Mandáková et al. (1971). M. A. Kaškaja — Š. I. Allachverdiev (1965) uvádzajú obsahy v rozmedzí 14,5—19,3 %. Nižší obsah Mg je charakteristický podľa týchto autorov pre tzv. bimetasomatický typ listvenitov, ktorý sa tvorí na styku ultrabázických alebo bázických hornín s uhličitanmi.

Okrem väzby Mg na uhličitaný, ktorá prevláda, sa uplatňuje ešte väzba na mastenec, Mg-chlority a nepatrne na ďalšie minerály nerozpustného zvyšku (chróm-spinelidy, amfibol atď.).

Breunnerity obsahovali MgO v rozmedzí od 26,89 do 32,99 % a jeho obsah závisel predovšetkým od obsahu Fe.

Prevažná väčšina Ca je viazaná na dolomit, Fe-dolomit a ankerit.

Breunnerity obsahovali Ca v rozmedzí 1,27—2,85 %.

Pre horniny typu listvenitov v zmysle ich minerálneho zloženia je charakteristický obsah SiO₂, podľa M. A. Kaškaja — Š. I. Allachverdieva (1965) sa pohybuje v rozmedzí 26,30—31,15 % a jeho obsah sa často znižuje na úkor uhličitanov. Na obsah SiO₂ môžeme usudzovať z vysokého obsahu neuhličitanového podielu.

Obsah SiO₂ v breunneritoch sa pohybuje v rozmedzí 2,19—4,36 %. Kremík je viazaný predovšetkým na kremeň a len z malej časti sa vyskytuje ako kremičitan alebo hlinitokremičitan.

Zaujímavé sú variačné diagramy závislosti obsahu hlavných kyslíčnikov na CO₂ a nerozpustnom zvyšku, resp. závislosti na obsahu MgO.

Na variačných diagramoch (obr. 1,2,3) môžeme vidieť zákonitosť v závislosti obsahu CaO, CO₂ a nerozpustného zvyšku na obsahu MgO. So stúpajúcim obsahom MgO stúpa obsah CaO a CO₂ a naopak prudko klesá obsah nerozpustného zvyšku. Rozptýlené body okolo predpokladanej krivky CaO naznačujú, že existuje ešte aj opačný vzťah, ktorý sa prejavuje v pravej časti diagramu a poukazuje na obsah magnezitu, resp. breunneritu. V týchto vzorkách jestvuje opačná závislosť — zvyšovaním obsahu MgO klesá obsah CaO. Obsah FeO je nezávislý od obsahu MgO a je pomerne stály (obr. 4).

Podobné vzťahy môžeme vidieť na nasledujúcom diagrame (obr. 5), ktorý vyjadruje závislosť jednotlivých kyslíčnikov na obsahu nerozpustného zvyšku. So zvyšovaním obsahu nerozpustného zvyšku obsah MgO, CaO a CO₂ klesá a FeO je usporiadané chaoticky, t. j. jeho obsah vôbec nezávisí na nerozpustnom zvyšku.

Opačné závislosti sú na ďalších variačných diagramoch (obr. 6, 7, 8), ktoré

vyjadrujú závislosti obsahu MgO, CaO a FeO na obsahu CO₂. Obsah CaO a MgO so zvyšujúcim sa obsahom CO₂ rastie. Zložitejšia je závislosť obsahu FeO na CO₂, kde dostávame jednak krivku prudko stúpajúcu s obsahom CO₂, jednak rozptýlené body v oblasti obsahu 2,5—10 % FeO. V prvom prípade ide o obsah Fe v siderite — jeho obsah s množstvom CO₂ rastie, na druhej strane ide o Fe viazané v inej forme v hornine — obsah je stály.

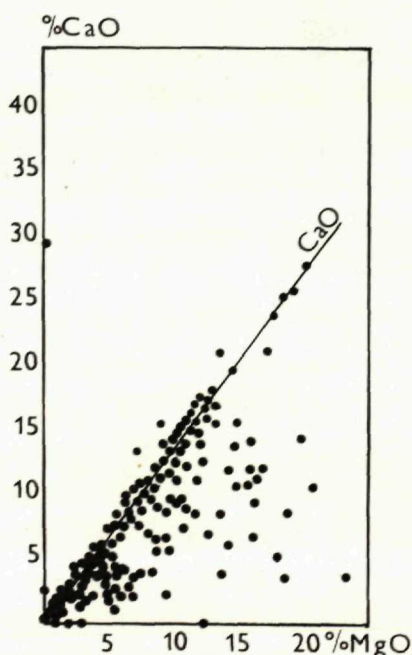
Chemické a kvantitatívne spektrochemické analýzy breunneritov a mezitínu poukazujú na koreláciu medzi stratou žíhaním, resp. obsahom CO₂ a obsahom MgO a FeO. Čím vyšší je obsah CO₂, tým vyšší je obsah MgO a naopak — tým nižší je obsah FeO. Korelácia medzi týmito zložkami a CaO je nepatrná. Podobne výborne koreluje SiO₂ a Al₂O₃. Rastom jednej zložky rastie druhá.

Vedľajšie a stopové prvky

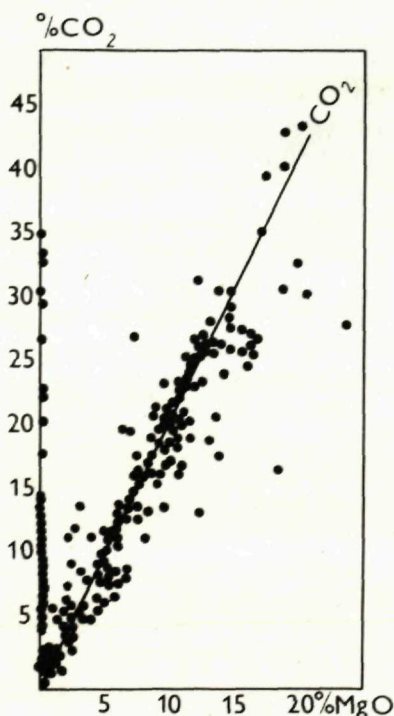
Rádovo nižšie sú obsahy ďalších prvkov — Al, Na, K, Mn. Do tejto skupiny môžeme tiež priradiť Cr a Ni.

Al — dosahuje desatiny percenta až niekoľko percent. Je stavebnou zložkou chloritov, slúd atď. V uhličitanoch sa jeho obsah pohybuje v desatinách až stotinách percenta. Dobre koreluje s Si, Ti a nerozpustným zvyškom.

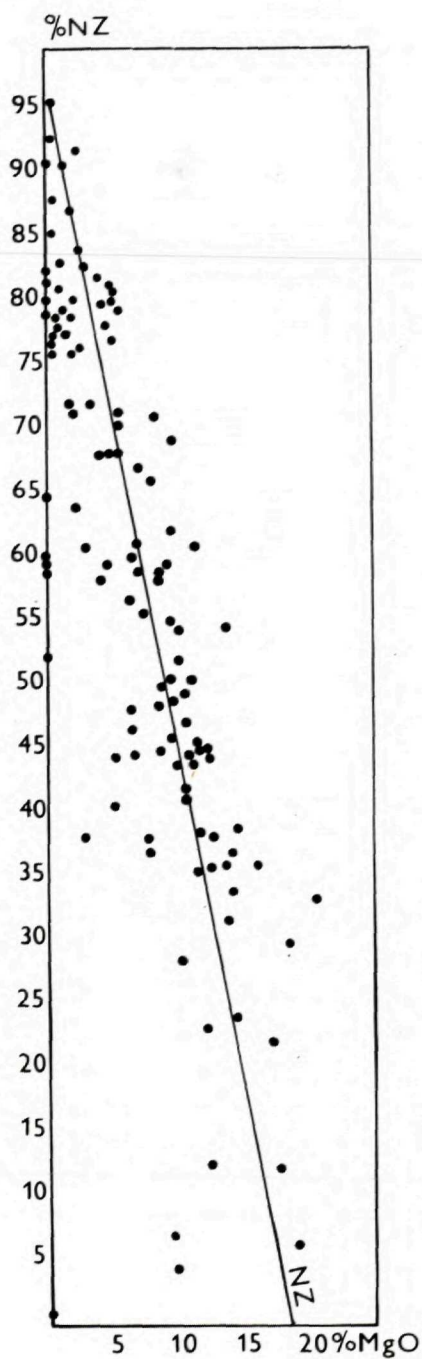
Na — uplatňuje sa v desatinách percenta až niečo málo cez 1 %, v uhličitanoch jeho obsah klesá až na tisícinu percenta. M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev



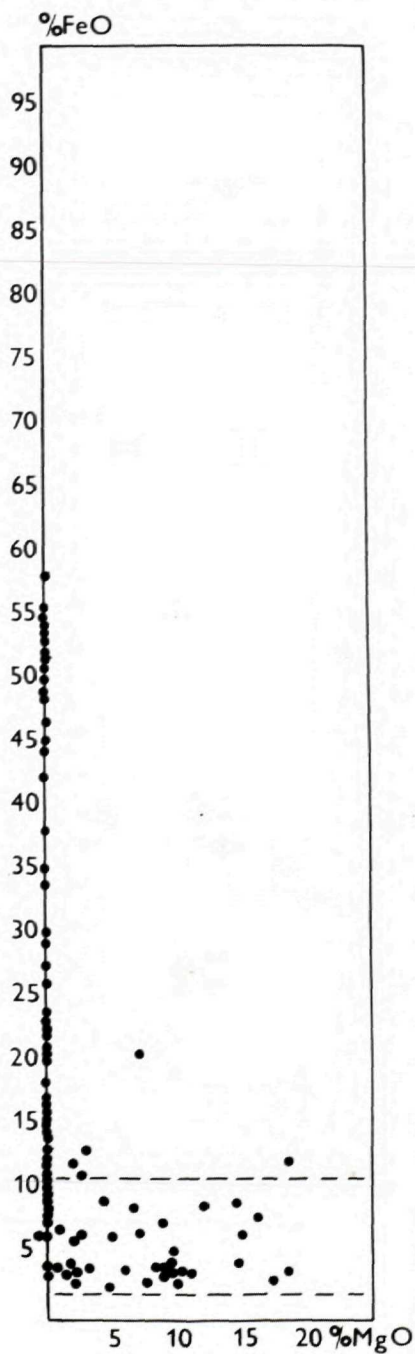
Obr. 1 Varičný diagram závislosti CaO na MgO



Obr. 2 Varičný diagram závislosti CO₂ na MgO



Obr. 3 Variačný diagram závislosti NZ na MgO



Obr. 4 Variačný diagram závislosti FeO na MgO

(1965) uvádzajú obsah v desatinách percenta až 1,45 % Na_2O a podmieňujú jeho obsah stupňom Na-metasomatózy. V študovaných horninách je viazaný hlavne na živce, predovšetkým albit.

K — dosahuje desatiny až stotiny percenta. V uhličitanových horninách je takmer výlučne obsiahnutý v neuhličitanovej časti. Sovietski autori dávajú obsah K, podobne ako Na, do spojitosti s metasomatózou.

Mn — v uhličitanoch dosahuje desatiny percenta, zatiaľ čo v hornine jeho obsah klesá na stotiny percenta, čo svedčí predovšetkým o izomorfnosti v väzbe v magnezite a siderite. Prejavuje zreteľnú a veľmi dobrú koreláciu s obsahom Fe. Ide o dobre známy a bežný jav podmienený blízkosťou iónových polomerov. Priemerný obsah Mn v breunneritoch bol 3892 ppm, čo je najvyšší priemer zo všetkých študovaných typov magnezitov. Rovnako je v tomto type magnezitu aj obsah Fe najvyšší.

Typ väzby Mn na kyslíčníky a hydroxidy Mn opisujú M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev (1965).

Ďaleko najzaujímavejšie, ako pre breunnerity, tak aj pre horninu, sú obsahy Cr a Ni, ku ktorým pristupuje ešte rádovo nižší obsah Co a Zn.

Obsahy Cr, Ni, Co a Zn sa ukázali prekvapivo vysoké. V hornine sa pohybujú najčastejšie v desatinách percenta — Cr, Zn a Ni a v stotinách percenta — Co. Preto sme v niekoľkých vzorkách zisťovali obsah Cr a Zn ako v pôvodných vzorkách, tak i v rozpustnej časti vzoriek. Výsledky sú uvedené v tab. 5.

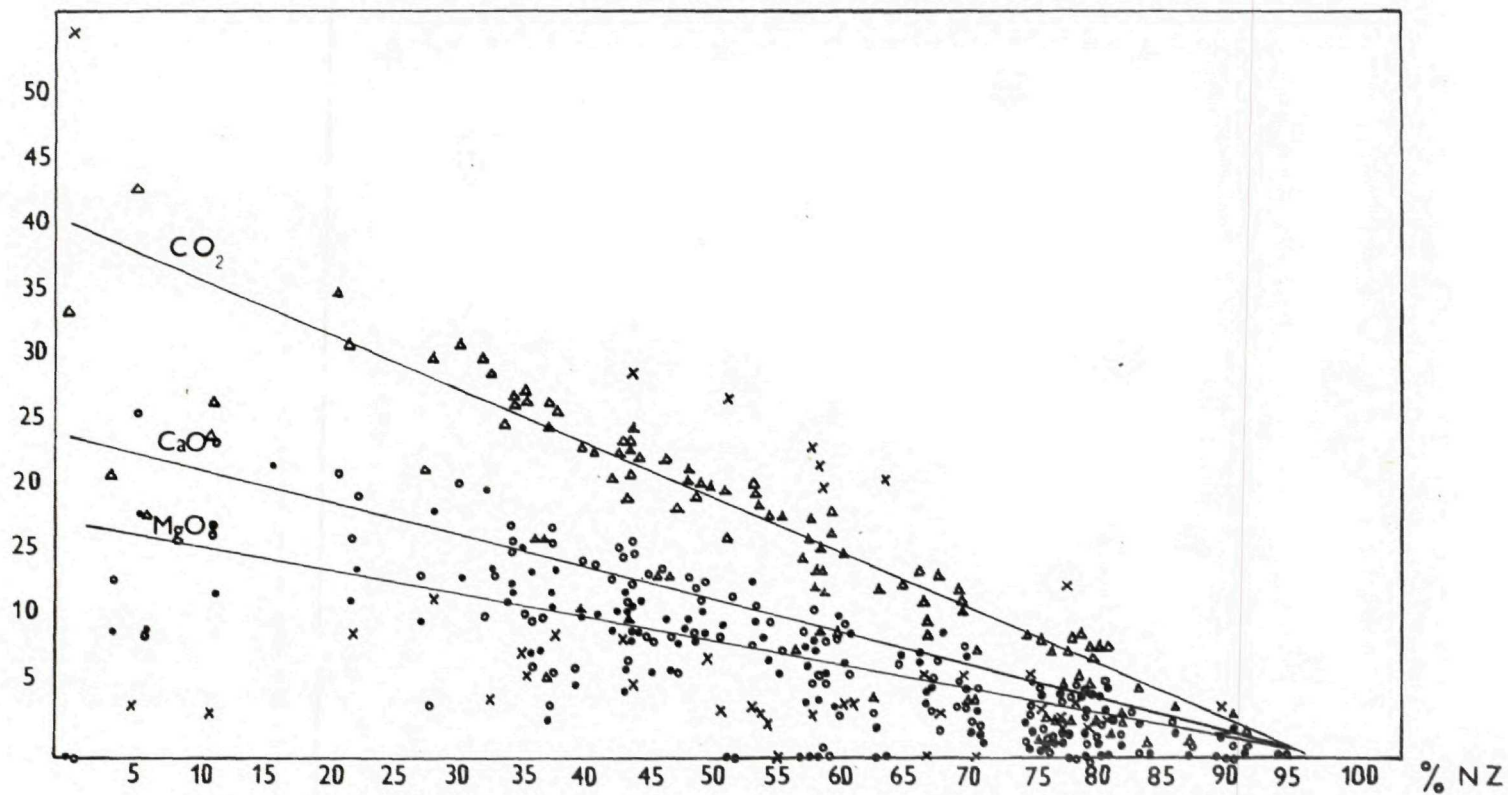
Z výsledkov možno usudzovať, že Cr je viazaný takmer výlučne v nerozpustnej časti, a to podľa minerálneho rozboru v chrómspinelidoch. Podrobne sa touto problematikou zaoberala K. Mandáková et al. (1971) a I. Rojkovič — J. Krištín (1977).

Okrem toho Cr môže byť viazaný v nerozpustnom zvyšku spolu s Ti alebo v tmavých mineráloch Fe a Mn. Časť Cr je viazaná nepochybne vo fuchsite — Cr-muskovite, ktorý je hojne rozšíreným minerálom v jednom type hornín.

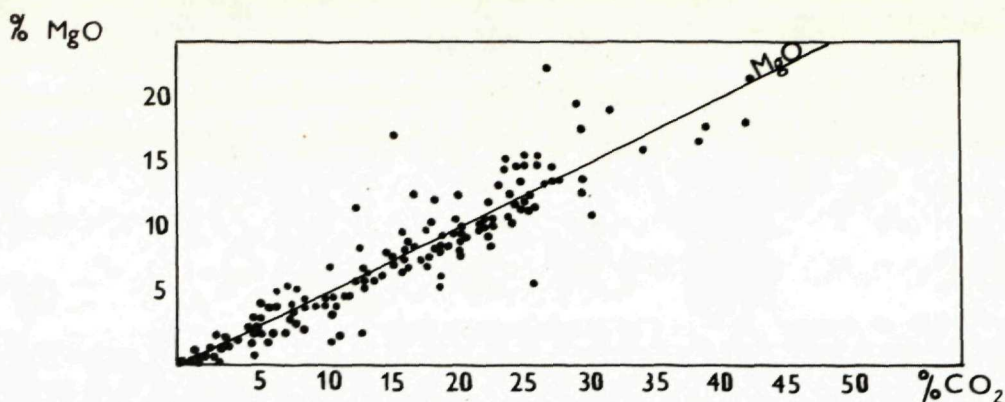
O väzbe Zn môžeme uvažovať jednak zo samotných analýz, jednak z jeho rozdelenia vo vzorke Ry-88/76 (tab. 5). V uhličitanoch je jeho obsah veľmi nízky — stotiny až tisíciny percenta, alebo sa vôbec neuplatňuje. Podľa analýzy vzorky RY-88/76 sa Zn viaže predovšetkým na časť rozpustnú v kyselinách, pokiaľ sa dostane do nerozpustnej časti, tak na ťažkú frakciu; z toho sa dá usudzovať predovšetkým na jeho väzbu v sfalerite. Okrem toho prirodzene existuje izomorfnosť medzi Zn a Fe a Zn a Mg.

Obsah Ni sa pohybuje v desatinách percenta a prekvapivo vysoký je aj v uhličitanoch, kde sa pohybuje v stotinách percenta. Ni má rovnaký iónový polomer ako Mg a v dôsledku toho prednostne vstupuje do štruktúry ortokremičitanov, v študovanej hornine hlavne chloritov, Ni-kremičitanov, pyritu ale tiež dolomitu a magnezitu. Pomerne vysoký priemerný obsah Ni v rovnakej hornine v Rudňanoch uvádza K. Mandáková et. al. (1971) — 1365 ppm a P. Ivan (1977) — 339 ppm.

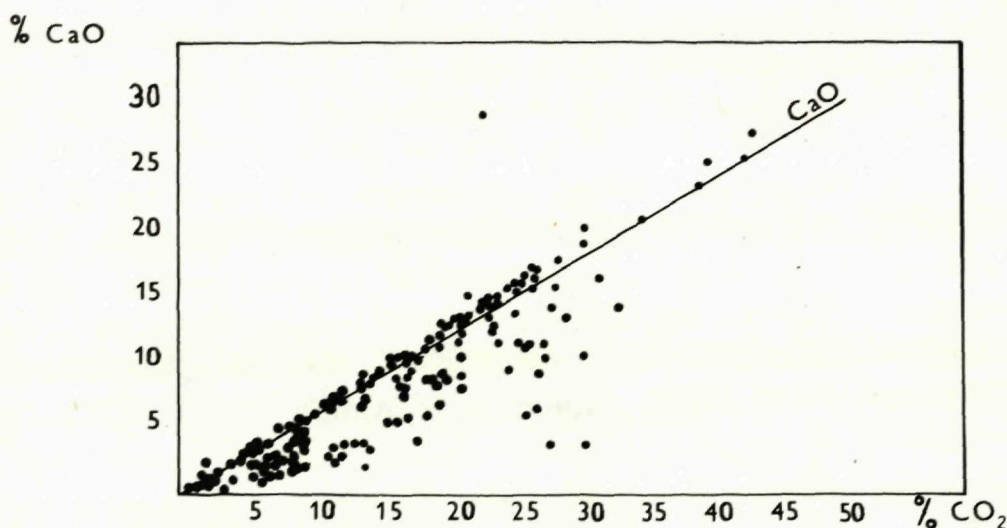
Stálym sprievodným prvkom Ni je Co, ktorého obsahy sú približne o rád nižšie a podľa M. A. Kaškaja — Š. I. Allachverdieva (1965) sú spojené hlavne s Fe-uhličitanovými listvenitmi, kde vstupuje do zloženia Ni-chloritov a Fe-okrov. Podrobne sa štúdiom Ni a Co a hlavne vzájomnými pomermi týchto dvoch prvkov



Obr. 5 Variačný diagram závislosti CaO, MgO, FeO a CO₂ na nerozpustnom zvyšku
 ○ = % CaO, ● = % MgO, x = % FeO, △ = % CO₂



Obr. 6 Variačný diagram závislosti MgO na CO₂



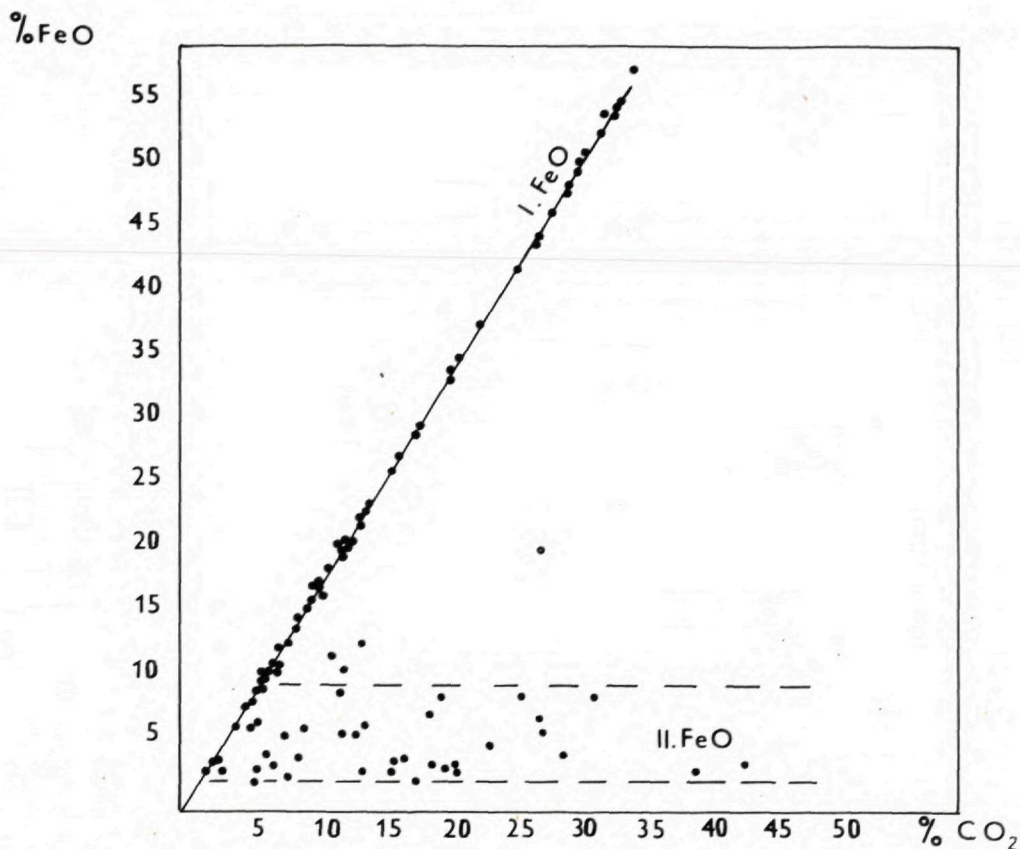
Obr. 7 Variačný diagram závislosti CaO na CO₂

v rôznych typoch hornín rudnianskeho rudného poľa zaoberal P. Ivan (1977) a pre uvedenú horninu uvádza pomer Ni/Co — 17-21.

Ešte zaujímavejšou sa ukázala skutočnosť, že aj breunnerity majú vysoký obsah Cr — aritmetický priemer 806 ppm (v rozsahu 510—1380 ppm), Ni — aritmetický priemer 572 ppm (330—870 ppm) a Co — aritmetický priemer 47 ppm (10—70 ppm).

Obsah uvedených prvkov v tomto type magnezitov sme porovnávali s dostupnými údajmi o týchto prvkoch v iných typoch magnezitu, konkrétne s magnezitmi z evaporitov, magnezitmi hlavného pruhu a tzv. amorfnými magnezitmi z Hodkoviec. Žiaľ v ďalších typoch magnezitu sme obsah Cr, Ni a Co nezistovali.

Obsah Cr, Ni a Co je v tomto magnezite niekoľkodesaťnásobne vyšší než v magnezitoch hlavného pruhu, napríklad obsah Cr v rudnianskych magnezitoch je



Obr. 8 Variačný diagram závislosti FeO na CO_2

asi 270-krát vyšší než v magnezitoch hlavného pruhu, obsah Ni je 52-krát vyšší. Toto anomálne zvýšenie Cr, Ni a Co je dokonca oveľa vyššie než v tzv. amorfných magnezitoch z Hodkoviec, ktorých viazanosť na serpentizované teleso je nepochybná. Obsah Cr v magnezite z Hodkoviec je 75-krát vyšší než v magnezitoch hlavného pruhu a obsah Ni je 24-krát vyšší.

Obsahy Cr, Ni a Co vzájomne výborne korelujú. Prejavila sa tiež záporná korelácia týchto prvkov s mangánom a zreteľná, aj keď menej výrazná, korelácia s obsahom SiO_2 a Al_2O_3 , t.j. v podstate s nerozpustným zvyškom. Uvedené prvky sa teda viažu na minerály nerozpustného zvyšku.

Príčiny týchto abnormálne vysokých koncentrácií Cr, Ni a Co nie sú zatiaľ uspokojivo vyriešené. Ich prítomnosť má poukazovať na genetickú spojitosť s primárnymi, t.j. ultrabázickými horninami (M. A. Kaškaj — Š. I. Allahverdiev 1965). Je známe, že Ni a Co spolu s Mg a Fe tvoria izomorfnú zmes a endokryptne vchádzajú do uzlov kryštálových mriežok Mg-Fe kremičitanov. Pri zmene fyzikálno-chemických podmienok tvorby minerálov prichádza potom k poručeniu izomorfie,

Stanovenie chrómu a zinku		
Vzorka	% Cr	% Zn
Pôvodné vzorky		
Ry-79/76	0,210	0,006
Ry-100/76	0,030	0,012
Ry-117/76	0,110	0,350
Rozpustná časť vzoriek		
Ry-23/76	0,010	0,011
Ry-48/76	0,048	0,017
Ry-68/76	0,010	0,022
Ry-70/76	0,078	0,007
Ry-78/76	0,078	0,010
Ry-79/76	0,140	0,016
Ry-100/76	0,010	0,010
Ry-102/76	0,040	0,018
Ry-120/76	0,010	0,016
Ry-124/76	0,045	0,007
Analýza vzorky Ry-88/76		
Ry-88/76, pôvodná vzorka	0,115	0,130
Ry-88/76, rozpustná časť	0,040	0,110
Ry-88/76, nerozpustná časť	0,117	0,084
Ry-88/76, ľahká fr. nerozpustná časť	0,090	0,028
Ry-88/76, ťažká fr. nerozpustná časť	0,117	0,130

Analýzovali Ing. V. Streško, CSc. a H. Komorová, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

v dôsledku čoho Ni a Co vypadávajú zo zloženia primárnych Mg-Fe kremičitanov a prechádzajú do roztokov, v ktorých sa aktívne zúčastňujú nasledovných procesov. Podobne K. Mandáková et al. (1971) spája obsahy týchto prvkov s ultrabázickými horninami. P. Ivan (1977) geneticky spája obsahy Cr, Ni a Co s monominerálnymi chloritovými horninami, ktorých vzniku sa môžu zúčastňovať ultrabázické horniny, ale ktoré môžu vznikáť aj bez ich účasti, iba metamorfnými procesmi. Domnievame sa, rovnako ako predchádzajúci autori, že zdrojom týchto prvkov sú bázické horniny, hlavne diabázy fylitovo-diabázovej série, z ktorej boli mobilizované neskoršími procesmi do chloritovo-sericitickej horniny s uhličitanmi.

Ďalšiu skupinu prvkov tvorí Ti, Cu, V, Ba a Sr. Obsah týchto prvkov sa pohybuje v stotinách percenta.

Ti — je častou zložkou ako horniny, tak aj uhličitanov. Výborne koreluje s nerozpustným zvyškom, Si a Al. V breunneritoch klesá jeho obsah pod tisíciny percenta.

Cu — je viazaná predovšetkým v sírnikoch, hlavne chalkopyrite a bornite, tetraedrite a ďalších sulfosoliach, prípadne v druhotných mineráloch — malachite a azurite.

Ba — jeho veľká časť je viazaná v baryte, ktorý má v niektorých častiach tohto

Kvantitatívne spektrochemické analýzy					
Vzorka Prvok	Ry-58/76	Ry-59/76	Ry-60/76	Ry-99/76	Ry-125/76
B ppm	0	0	0	0	0
Pb ppm	7,9	9,3	11,2	26,3	st.
Mn ppm	5900,0	3600,0	4300,0	3090,0	2750,0
Ti ppm	5,4	17,4	11,0	159,0	7,2
V ppm	23,4	30,2	21,4	28,2	23,4
Cu ppm	14,1	20,9	21,4	6,9	8,3
Ag ppm	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
Ni ppm	540,0	870,0	590,0	560,0	302,0
Co ppm	55,0	69,0	54,0	45,0	10,0
Cr ppm	650,0	1380,0	660,0	830,0	510,0
Ba ppm	3,2	3,0	3,5	3,0	7,6
Sr ppm	10,1	22,4	8,3	3,5	12,5

Analýzovala O. Karellová, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava

ložiska značné rozšírenie. Časť Ba môže byť v živcoch (izomorfné sa zamieňa s K), biotite, plagioklasoch.

Sr — uplatňuje sa hlavne v uhličitanoch, dolomite a kalcite, čo je pochopiteľné, pretože tento prvok má blízky iónový polomer k Ca a Ba na jednej strane a ku K na strane druhej. Najväčšia časť Sr je viazaná v uhličitanoch, ale tiež baryt môže obsahovať až 6 % Sr (A. Polanski — K. Smulikowski 1971).

Vzácné a spravidla v tisícinách percenta, ojedinele aj vo väčšom množstve, sa v študovaných vzorkách vyskytujú také prvky ako As, Sb, Hg, Pb, Bi, Cd, Be, Ag, B, W, Sn a Mo, ktoré sú typické pre kyslé hydrotermálne roztoky. Tieto prvky sú geneticky spojené s neskoršie vznikajúcimi minerálmi rudnej výplne rudnianskeho ložiska. Tak napríklad, výskyt As, Sb, Pb, Cu a Bi je nepochybne spojený s výskytom arzenopyritu, antimontitu a sulfosolí, predovšetkým tetraedritu a jeho Hg-nosného analógu — schwazitu, výskyt Hg s výskytom rumelky, výskyt B s výskytom turmalínu, výskyt Ag s výskytom galenitu, výskyt Sn s výskytom biotitu, výskyt Cd s výskytom sfaleritu atď.

M. A. Kaškaj — Š. I. Allachverdiev (1965) spájajú výskyt uvedených prvkov s miocénnymi granitoidmi, sčasti tiež s liparitovo-dacitovou magmou pliocénu. Rovnako K. Mandáková et. al. (1971) spája výskyt Sn, Ag, Zn, Ge, Y, Li, Be a Sc s pôsobením postmagmatických hydrotermálnych roztokov kyslej intrúzie a na ultrabázické horniny.

V breunneritoch sa uplatnil Sn a Ag v tisícinách percenta, Mo pod tisícinu percenta, Sb vo dvoch vzorkách v tisícine percenta, Be v jednej vzorke a As, B, W a Cd sme vôbec nezistili. Pokiaľ sa uvedené prvky vyskytujú v uhličitanoch, sú viazané prevažne na klastický zložku nerozpustného zvyšku (B, Sn, W, Hg, Pb, Sb) alebo môžu byť čiastočne izomorfné viazané (Cd).

Ojedinele a v tisícinách percenta vystupuje v študovanej hornine tiež Ga a Ge. V rovnakom množstve sa tieto prvky uplatnili aj v uhličitanoch. Oba prvky sa viažu

hlavne na plagioklasy, biotit a muskovit. Ich obsah v uhličitanoch závisí takmer výlučne na obsahu nerozpustného zvyšku.

Li sa vyskytovalo iba v štyroch vzorkách horniny a jednej uhličitanovej v množstve okolo tisíciny percenta. Prítomnosť Li je spojená s minerálmi obsahujúcimi K (hlavne sludami). V uhličitanových horninách sa viaže na detritický materiál nerozpustného zvyšku.

P sa vyskytol iba v jednej vzorke dolomitu a je pravdepodobne viazaný na apatit.

Záver

V rudnianskom rudnom poli sú podstatne zastúpené dve minerálne asociácie uhličitanových minerálov: 1) Fe-dolomitovo-ankeritovo-sideritová asociácia; 2) Mg-dolomitovo-magnezitová asociácia, medzi ktorými sú postupné prechody. Magnezity sú bohaté na Fe, a sú teda zastúpené izomorfnými členmi, breunneritom a meztínom a naopak, siderity sú bohaté na Mg a sú zastúpené pistomezitom a sideroplezitom. Spravidla sa tieto minerálne asociácie nevyskytujú na ložiskách spoločne.

Podrobnejšie sme sa zaoberali výskytom magnezitu, ktorý sa nachádza v horninách karbónu v rozptýlenej forme. Najčastejšie tvorí jednotlivé zrná alebo ich zhluky. V žiadnom prípade sme nezistili výskyt žilných foriem, hoci ďalšie členy izomorfného radu, napr. meztín, ale najmä pistomezit a sideroplezit, sú zastúpené v žilných formách veľmi často. Priemerný obsah magnezitu v študovaných horninách je veľmi nízky — 2,93 %, hoci najvyšší obsah sa pohybuje až okolo 40 %.

Magnezity z Rudnianska sa svojím vystupovaním, ale aj chemickým zložením najviac podobajú magnezitom, ktoré sú viazané v evaporitoch. Nemožno ich však bez väčších výhrad priradiť k žiadnemu známemu genetickému typu. Hornina, v ktorej vystupujú, má zvýšený obsah Cr. Zvýšený obsah Cr však majú aj uhličitanové Breunnerity obsahovali Cr v rozmedzí 510—1380 ppm, čo je obsah niekoľkokrát vyšší než obsah Cr v magnezitoch hlavného pruhu. Podobne zvýšený je aj obsah Ni a Co. Toto anomálne zvýšenie je dokonca oveľa vyššie než v tzv. amorfných magnezitoch z Hodkoviec, ktorých viazanosť na serpentinizované teleso je nepochybná.

Táto skutočnosť signalizuje, že rudnianskom rudnom poli v horninách karbónu, ktoré majú transgresívnu povahu, sa museli veľmi výrazne uplatniť preplavené klastické sedimenty, najmä z podložnej fylitovo-diabázovej série, ktoré priniesli so sebou zvýšené obsahy Cr, Ni, Co, Mg, Fe a ďalších prvkov.

Z uvedeného vyplýva, že hoci by sme mohli určitý druh hornín v rudnianskom rudnom poli z paragenetického, minerálneho, prípadne chemického hľadiska klasifikovať ako listvenity, z hľadiska genézy ich takto klasifikovať nemôžeme. Vychádzajúc z minerálneho a chemického zloženia, ale najmä ďalších poznatkov, sme vyslovili názor o syngenetickom vzniku staršieho sideritového a magnezitového zrudnenia v rudnianskom rudnom poli (J. Turan — L. Vančová 1977).

Do tlače odporučil J. Gubač.

Literatúra

- BERNARD, H. J. 1961 a: Mineralogicko-geochemický výskum rudných žíl Spišsko-gemerského Rudohoria. Záverečná správa. Manuskript-Geofond, Bratislava, 1—205.
- BERNARD, H. J. 1961 b: Mineralogie und Geochemie der Siderit Scherspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany. Geologické Práce, Zošit 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—222.
- DRNZÍKOVÁ, L. 1972: Mineralogické, paragenetické a geochemické pomery na západnom krídle rudnianskeho rudného rajónu. (Mineralogická správa). Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves, 1—70.
- DRNZÍKOVÁ, L. 1973: Mineralogicko-paragenetické a geochemické pomery vo východnom krídle rudňanskeho rudného rajónu. Manuskript-Geofond, Bratislava, 1—114.
- GUBAČ, J. 1967: Premeny okolných hornín karbónu a rakoveckej série. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—265.
- GUBAČ J. 1973: Karbonatické horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—182.
- GUBAČ, J. 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského Rudohoria. Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—279.
- HURNÝ, J. 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium žily Zlatník na ložisku Rudňany. Zborník referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, 103—106.
- IVAN, P. 1977: Metasomatické horniny typu listvenitov na ložisku Rudňany. Rigorózna práca. Manuskript — Katedra geochémie PFUK, Bratislava, 1—86.
- IVAN, P. — ROJKOVIČ, I. 1977: Ku genéze hornín s fuchsitom na ložisku Rudňany. Zborník referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, 107—111.
- KAŠKAJ, M. A. — ALLACHVERDIEV, Š. I. 1965: Listvenity, ich genezis i klasifikacija. 1. izd. Nedra, Baku.
- MANDÁKOVÁ, K. — DRNZÍKOVÁ, L. — HUDÁČEK, J. 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. Mineralia slovaci, 3, 11, Košice, 215—229.
- POLANSKI, A. — SMULIKOWSKI, K. 1971: Geochémia jednotlivých chemických elementov. Univerzita Komenského, Bratislava, 1—354.
- ROJKOVIČ, I. — KRIŠTÍN, J. 1977: Variabilita chemického zloženia západokarpatských spinelov na základe štúdia v röntgenovom mikroanalýzátore. Zborník referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, 165—171.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1977: Výskyt magnezitu v rudňanskom rudnom poli. (Dielčia správa výskumnej úlohy za roky 1976—1977), Manuskript — Geofond, Bratislava, 1—83.
- WINCHELL, A. N. — WINCHELL, H. 1951: Optičeskaja mineralogija. Preklad, Moskva, 1—561.

Lídia Vančová — Ján Turan

Mineral-Geochemical Characteristic of Rudňany Magnesite

Summary

There are two main associations of carbonate minerals in the Rudňany ore field, namely: 1. Fe-dolomite-ankerite-siderite association. 2. Mg-dolomite-magnesite association. There are gradual transitions among them. Magnesites are rich in Fe and represented by isomorphous members like breunnerite and mesitine whereas siderites are rich in Mg and represented by pistomesite and sideroplesite.

We studied magnesite occurrences concentrating dominantly in chloritic and sericitic schists in dispersed form, mostly as individual grains or clusters. There were no vein forms although other members of the isomorphous row like mesitine, pistomesite and sideroplesite occur in vein form very frequently. The average magnesite content in the rocks studied is very low — 2,93 %. The highest contents range up to 40 %.

Mineral and chemical compositions of rocks and of carbonates were examined by derivatograph and manometer; trace elements by qualitative and quantitative spectrochemical analyses. Some trace elements were determined by AA-spectrophotometry.

Relation of single oxides (CaO, MgO, FeO) to residuum or to CO₂, and relation of CaO, FeO, CO₂ and of residuum to MgO were plotted in variation diagrams.

Magnesites from Rudňany with their position and chemical composition resemble mostly magnesites included in evaporites. They, however, cannot be unambiguously ranged among known genetic types.

As regards trace elements in breunnerite and in the rocks, most interesting are Cr- and Ni-contents, with Co- and Zn-contents of lower order. The contents of these elements are surprisingly high. The anomalous increase is even much higher than in the so-called amorphous magnesites from Hodkovce, that are evidently associated with serpentinized body.

This is indicative of the fact that in the Rudňany ore field, in Carboniferous rocks of transgressive character, resedimented clastic rocks, mainly from the underlying phyllite-d diabase rocks, must have been very active and brought increased contents of Cr, Ni, Co, Mg, Fe and of other elements.

Our opinion about the syngenetic origin of older siderite and magnesite mineralization in the Rudňany ore field is based upon mineral and chemical composition, and especially upon the newest data.

Explanations of plates (LII — LIII)

Pl. LII

Fig. 1 Talc schist with magnesite (breunnerite) grains largely replaced by talc. Locality: Rudňany; bore hole Ry-75/274, 40,8 m. Sample Ry-35/76. Magnif. 20x, nicoles parallel. Photo: L. Oswald.

Fig. 2 Idiomorphous breunnerite grains with many talc inclusions. Locality: Rudňany, bore hole Ry-48-Z, 135 m. Sample Ry-60/76. Magnif. 43x, nicoles parallel. Photo: L. Oswald.

Pl. LIII

Fig. 1 Talc schist with breunnerite grains coloured by natrium alisarine-sulphate in alkaline environment. Locality: Rudňany, bore hole Ry-48-Z, 135 m. Sample Ry-60/76. Original size. Photo: L. Oswald.

Fig. 2 Talc schist with alotriomorphous breunnerite grains coloured by natrium alisarine-sulphate in alkaline environment. Locality: Rudňany, bore-hole RY-48-Z, 135 m. Sample RY-59/76. Original size. Photo L. Oswald.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Variation diagram CaO vs. MgO

Fig. 2 Variation diagram CO₂ vs. MgO

Fig. 3 Variation diagram NZ vs. MgO

Fig. 4 Variation diagram FeO vs. MgO

Fig. 5 Variation diagram CaO, MgO, FeO, CO₂ vs. residuum

Fig. 6 Variation diagram MgO vs. CO₂

Fig. 7 Variation diagram CaO vs. CO₂

Fig. 8 Variation diagram FeO vs. CO₂

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám LII — LIII

Tab. LII

Obr. 1 Mastencová bridlica s magnezitovými (breunneritovými) zrnami intenzívne zatláčanými mastencom. Lokalita: Rudňany, vrt Ry-75/274, 40,8 m. Vzorka Ry-35/76. Zväčšenie 20x, nikoly // . Foto: L. Oswald.

Obr. 2 Idiomorfne zrná breunneritu s početnými uzavreninami mastenca. Lokalita: Rudňany, vrt Ry-48-Z, 135 m. Vzorka Ry-60/76. Zväčšenie 43 x, nikoly // . Foto: L. Oswald.

Tab. LIII

Obr. 1 Mastencová bridlica so zrnami breunneritu vyfarbenými alizarínsulfonanom sodným v alkalickom prostredí. Lokalita: Rudňany, vrt Ry-48-Z, 135 m. Vzorka Ry-60/76. Pôvodná veľkosť. Foto: L. Oswald.

Obr. 2 Mastencová bridlica s alotriomorfnými zrnami breunneritu vyfarbenými alizarínsulfonanom sodným v alkalickom prostredí. Lokalita: Rudňany, vrt Ry-48-2, 135 m. Vzorka Ry-59/76. Pôvodná veľkosť. Foto: L. Oswald.

Magda Marková

Chabazit v solfatárovej formácii stredoslovenských neovulkanitov

1 obr. v texte, 1 fotogr. tab. (XLVI), anglické resumé

Abstract. Chabazite crystals were found in some bore holes in diorite porphyrite altered by solfatares (silicification, alunization, formation of pure sulphur, zunite, and calcite) mostly affecting the overlying effusive and volcanoclastic rocks. Presented is characteristic of chabazite and discussed are some genetic problems.

Vrt KŠ-9 v blízkosti obce Viglašská Huta-Kalinka (250 m jv. od kostola v Kalinke) v rámci výskumu nerastných surovín situoval Ing. J. Štohl. Vo vrte sme našli v dutinách silicifikovaných hypoabysálnych telies dioritového porfyritu drúzy bielych kociek od mikroskopických rozmerov po 5 až 10 mm priemer. Majú veľmi nízky dvojlom, nízky index lomu, < 1,498, farbu bielu, priezračnú. Okrem nich sme v dutinách identifikovali kalcit klencovej formy.

Čistý minerál bol vyseparovaný z hĺbky 49,6 m a pomocou DT analýzy (A. Maretová) a RTG analýzy (R. Gavenda) identifikovaný ako chabazit. Okrem výskytu v hĺbke 49,6 m sa chabazit zistil vo výbrusoch z hĺbky 24,8 m a 25,4 m, kde má podobu štvoruholníkov nízkeho lomu i dvojlomu, prestúpených pravouhlými nerovnými prasklinami. Neskôr boli akumulácie chabazitu, zložené zo zrn mikroskopických rozmerov, zistené aj vo vrte KŠ-7 (1 km vjv. od obce Stožok) v hĺbke 19,5; 32,0; 36,0; 43,5 a 88,6 m a vo vrte KŠ-10 (1 km vjv. od kostola v Kalinke) v hĺbke 74,4 m ako výplň dutín i ako pseudomorfózy po živcoch alebo základnej hmote. Horniny s chabazitom sú silne premenené a len vzácné v nich možno rozoznať pôvodnú porfyrickú štruktúru. Okrem silicifikácie a argilizácie, ktoré boli zistené vo všetkých výskytoch chabazitu — najmä vo vrte KŠ-7, sú postihnuté alunizáciou (KŠ-9 24,8 a 49,6 m a KŠ-10 74,4 m) a vzácné sa vyskytuje zunite (KŠ-10 74,4 m) a kalcit (KŠ-7 88,6 m, KŠ-9 25,4; 24,8 a 49,6 m). Podľa oznámenia Ing. J. Štohla sa vo vrte KŠ-10 v metráži vzoriek s chabazitom vyskytuje i rýdza síra a vo vrte KŠ-9 v hĺbke 19—23 m zistil zvýšenú koncentráciu sfaleritu. Najväčšie zastúpenie má chabazit vo vzorke z vrtu KŠ-7 z hĺbky 43,5 m, kde predstavuje asi 50 % základnej hmoty, t.j. okolo 20 % horniny.

Chabazit bol opísaný ako sekundárny minerál hydrotermálneho pôvodu vyskytujúci sa v dutinách bázických efuzív a tiež v premenených pyroklastických horninách. Známy je z mnohých lokalít v Taliansku, NSR, Fínsku (G. Gottardi — J. Obradović 1977) i v Maďarsku (E. Pécsi-Donáth 1965) a Rumunsku (G. Istrate — A. Mendesan 1977). Chabazit so zvýšeným obsahom stroncia uvádzajú E. Černý — P. Povondra (1965) na prasklinách termálne metamorfovaného slieňovca—xenolitu v andezitovom kameňolome pri Komni neďaleko Bojkovic na jv. Morave. Na Slovensku z Fintíc a Tisovca opisujú chabazit J. Šalát — P. Ončáková (1966).

V Európe sú za ekonomicky významné považované zeolitizované tufy v Campi Flegrei pri Neapoli, zložené z phillipsitu a chabazitu, i chabazitované ignimbrity, tufy a lávové prúdy na viacerých lokalitách severne od Ríma (I. G. Lenzi — E. Passaglia 1974). Veľké ložiská zeolitov sú v ZSSR (A. G. Kossovskaja 1973), medzi nimi i chabazit v južnom Turkménsku (A. S. Michajlov — A. I. Krinari — S. E. Maslov 1971) i v Bulharsku (G. N. Kirov 1973/74).

Bilanciu a prognózu výskytov zeolitov v USA zhodnotil R. A. Sheppard (1973) v článku o zeolitoch v sedimentárnych horninách. Uvádza, že z dosiaľ zistených 20 rozdielnych zeolitov má iba 9 priemyselný význam. Sú to (v poradí podľa hojnosti): analcím, chabazit, klinoptilolit, erionit, ferrierit, heulandit, laumontit, mordenit, phillipsit.

Výskyt chabazitu súvisí vždy s vulkanogénnymi horninami a ich premenami často spojenými s hydrotermálnou činnosťou. Na väčšine uvádzaných lokalít ide o mladé vulkanity kvartérneho veku a o výskyt v prikalderovej oblasti.

R. A. Sheppard (1973) rozlišuje 5 procesov zeolitizácie: 1) hydrotermálny, 2) metamorfny v dôsledku pochovania sedimentu, 3) zvetrávací, 4) zeolitizáciu v otvorenom hydrologickom systéme a 5) zeolitizáciu v uzavretom hydrologickom systéme. Procesy 4 a 5 považuje za najrozšírenejší spôsob vzniku zeolitov vo vulkanicko-sedimentárnych horninách. Ide o reakciu podpovrchovej atmosferickej vody s vulkanickým sklom, živcami a zástupcami živcov a formovanie ich substituujúcich zeolitov, alebo pri uzavretom systéme ide o formovanie zeolitov v procese diagenézy v jazerách nátriumovo-karbonátového alebo bikarbonátového typu. Roztoky tohto zloženia majú pH väčšie než 9, čo spôsobuje rýchle rozpúšťanie sklovitého materiálu a vyzrážanie zeolitov.

Hydrotermálne premeny a vznik zeolitov experimentálne študovali J. Höller — U. Wirsching — M. Fakhuri (1974) na vzorkách pemzovo-prachových tufov vo vulkanitoch okolia jazera Laach. Hoci ide o odlišný pôvodný materiál v porovnaní s našim, uvádzam tu stručne výsledky ich pozorovaní, lebo poskytujú informácie o funkcii východiskového materiálu a o vzťahu koncentrácie a teploty roztoku pri vzniku zeolitov. Pôsobili na vzorku roztokmi NaOH, KOH v koncentrácii 0,001 — 1,0 n. Zistili postupnú premenu skiel na chabazit a phillipsit (pri teplote 150—190 °C) až analcím (pri teplote 250 °C), pH hodnoty roztokov boli medzi 7 a 8. Pri zvýšení koncentrácie roztokov sa znižovala teplota tvorby zeolitov. Pri pôsobení destilovanej vody na horninu bola minimálna teplota vzniku zeolitov 180 °C. Experimenty dokázali, že z rovnakého materiálu vznikajú rozličné zeolity, chabazit, phillipsit, analcím, pri zmenách teploty a koncentrácie roztokov (od H₂O ku slabob alkalickým), pričom i v rámci jednej vzorky dochádza k selektívnej premene. Veľké

Chemické analýzy chabazitov

Lokality	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	cel-kove	FeO	MnO	MgO	SrO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	cel-kove	H ₂ O ⁻	CO ₂	Suma
1	49,69		18,65		0,15		0,20			9,00		0,97	0,33		20,99				99,98
2	48,45		18,15		0,13					10,59		0,54	0,23		20,25				98,34
3	59,68	0,04	13,11	0,13		0,02	0,00	0,79		1,13		5,30	0,62	0,02	10,25		8,76	0,01	99,86
4	49,79	0,83	17,20	5,63		0,71	0,22	3,41		4,08		0,80	4,30	0,17	18,98		3,62	9,71	100,47
5	48,05		18,41	0,06			0,23		1,34	8,40	0,04	0,27	0,80		22,55		3,42		100,17
6	48,47		19,51	0,02				0,05	3,01	6,45		0,11	0,05		20,82				100,00
7	46,52	stopy	18,68				stopy			11,12		1,22	0,45						

Anal. č. 1 E. Pécsi – Donáth, analytik B. Simó, Dunabogdány, andežit

2 E. Pécsi – Donáth, analytik B. Simó, Szob, andežit

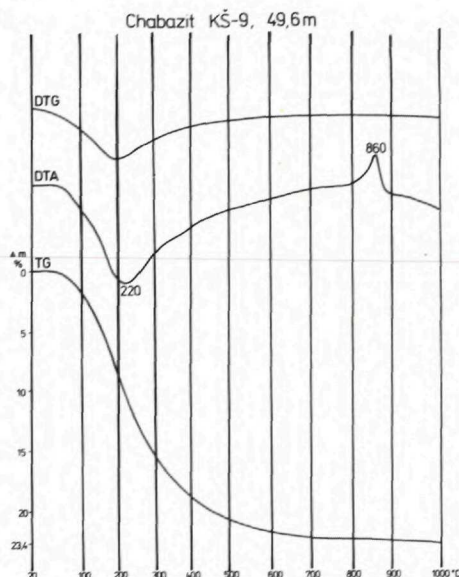
3 A. J. Gude – R. A. Sheppard, analytik E. S. Daniels, Opal Mountain San Bernardino County, Kalifornia, ryolitový tuf

4 G. Lenzi – E. Passaglia, Sabatina region (Lazio), tuf, ignimbrit

5 E. Passaglia, Piatto, Zegna-Bielmonte road, amfibolické gabro

6 P. Černý – P. Povondra, Kohna, xenolit slieňovca v andežitoch

7 M. Marková, analytik P. Lešták, Kalinka, vrt KŠ-9, silicifikovaný dioritový porfýrit



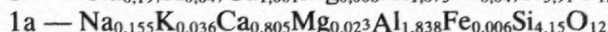
Žltohnedé pemzy sú zložené z chabazitu a málo phillipsitu, biele čerstvé pemzy obsahujú analcim a novotvary kremeňa. V jemnozrnnom vulkanickom popole vystupuje iba analcim, výnimočne s malým obsahom chabazitu a phillipsitu a občas i novotvoreného kremeňa. Autori s odvolaním na J. Frechena (1971) vysvetľujú tento jav nasledovne: študovanú lokalitu „trasu“ považujú za usadeninu plynno-prachových suspenzných prúdov, v ktorých plynná a tekutá zložka mala teplotu okolo 350–400 °C, ako to dokazuje stupeň zuhoľnatenia kmeňov stromov pochovaných v sedimente. Vodné pary, resp. roztoky pôsobili na pevnú fázu, pričom prachové sklo malo najväčšiu reakčnú schopnosť a došlo tu ku vzniku analcimu. Iba čiastočne boli týmto procesom postihnuté pemzy. Reakciou so skelným prachom sa stal roztok alkalickéjšim a, napriek určitému poklesu teploty, reagoval s pemzami, v ktorých sa tvoril chabazit a trocha

Vzorka	Barstow formation			KŠ-9; 49,6 m		KŠ-9; 93,5 m	
Autor	Gude-R. A. Shepard 1966						
	hkil	d Å	I	d Å	I	d Å	I
1011		9,263	70	9,23	8	9,26	8
1110		6,846	22	6,80	4	6,83	4
1022		6,298	8				
2021		5,514	32	5,51	5	5,49	3
0003		4,959	38	4,96	4	4,96	4
2022		4,643	4	4,65	2		
2131		4,293	100	4,28	10	4,289	10
1123		4,020	5				
3030		3,957	5				
2132		3,844	20	3,83	4	3,84	3
1014		3,549	47	3,57	5	3,557	5
2240		3,427	21	3,42	2	3,43	2
3141		3,217	10	3,21	3	3,23	1
2024		3,152	11	3,15	3	3,16	2
3023		3,056	2				
3142		3,011	1				
4041		2,911	62	2,91	10	2,909	10
1015		2,885	22	2,87	8	2,87	8
2134		2,864	34				
2243		2,820	6				
4042		2,7575	3	2,74	1	2,77	1
3251		2,6812	2				
2025		2,6619	6			2,666	2
4150		2,5909	11			2,597	3
3252		2,5565	3				
2135		2,4806	12	2,494	3	2,489	4
1044		2,3224	1				
4153		2,2979	2				
3360		2,2855	2				
5052		2,2629	4			2,26	1
4262		2,1493	1				
4045		2,1026	3				
3363		2,0759	6			2,08	2
5054		2,0018	2			2,01	1
6060		1,9794	1				
4371		1,9356	2				
2137		1,9201	2				
5270		1,9012	5			1,908	2
5055		1,8563	9	1,86	2	1,86	2
6063		1,8381	3			1,81	1
4156		1,7918	12	1,797	3	1,80	4
2028		1,7752	2				
6172		1,7590	8				
4480		1,7149	8	1,716	2	1,71	3
3366		1,6811	4			1,68	2
0009		1,6537	4	1,666	2	1,66	2
6281		1,6364	6	1,626	2	1,64	3
4048		1,5764	2				
6066		1,5456	5	1,55	2	1,55	2

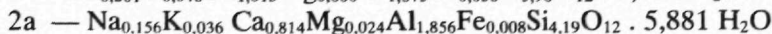
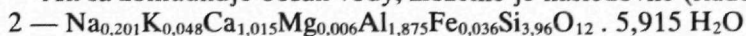
phillipsitu. Skôr vytvorený analcim nebol nižšie temperovanými roztokmi postihnutý.

Pri identifikácii chabazitu a objasňovaní jeho genézy sme postupovali nasledovne: Zo separovaných minerálov chabazitu sme robili DTA a RTG analýzy i kompletnú silikátovú analýzu (Ing. P. Lešták) s prepočtom kryštalochemického vzorca (M. Ďuriš).

Na tab. 1 sú analýzy chabazitu z rôznych lokalít, najmä lokality Dunabogdány a Szob. Malé rozdiely sú v obsahu SiO₂ a CaO. Prepočtom chemických analýz na chemické zloženie nášho chabazitu pre bezvodý stav s 12 O₂ dostávame nasledovné hodnoty (riadok 1):



Ak sa zohľadňuje obsah vody, zloženie je nasledovné (riadok 2):



V riadku 1a a 2a sú hodnoty, ktoré uvádza E. Pécsi-Donáth (1965) z lokality Dunabogdány.

RTG analýzy 2 vzoriek z vrtu KŠ-9 porovnávam s analýzou chabazitu publikovanou autormi A. J. Gude — R. A. Sheppard (1966) z tzv. Barstow formation v južnej Kalifornii (tab. 2). Napriek odlišnostiam v chemickom zložení (tab. 1), najmä v obsahu SiO₂, Al₂O₃, CaO a Na₂O, všetky hlavné reflexy koincidujú.

Záznam DTA krivky (obr. 1) sa úplne zhoduje s chabazitom publikovaným V. P. Ivanovou (1961) s endotermou pri 220 °C a exotermou pri 860 °C. Pri porovnaní celkovej straty váhy našej vzorky (23,4 %) so stratou na lokalite Dunabogdány (20,89 %) sa prejavujú určité rozdiely zjavné z tab. 3.

Tab. 3

Teplota v °C	Strata váhy v %	
	Dunabogdány	KŠ-9
170	9,90	6,4
290	14,25	15,7
400	16,20	18,8
480	16,25	20,6
560	18,35	21,6

Celková strata 20,89 23,4

Do 220 °C stráca chabazit z vrtu KŠ-9 43 % celkovej váhy,

300 °C 67 % a

560 °C 92 % celkovej váhy.

Zeolitová voda chabazitu je dvojaká, slaboviazaná, unikajúca pri teplote do 220 °C a pevne viazaná absorpčná voda unikajúca pri značne vyšších teplotách. Exoterma pri 860 °C znamená rozpad štruktúrnej mriežky. RTG záznam výpalku na 1000 °C je bezštruktúrny.

Záver

Z vyhodnotenia výsledkov dostupných identifikačných metód vyplýva, že skúmaný minerál zodpovedá chabazitu, ktorý vznikol z roztokov obohatených kremíkom a hliníkom pochádzajúcim zo základnej hmoty, resp. plagioklasov vulkanických hornín. Zrovnaním s experimentálnymi poznatkami možno predpokladať, že išlo o roztoky bohatšie na Ca, ktorý sa okrem chabazitu vylúčil aj vo forme kalčitu. Teplota roztoku sa pohybovala medzi 100—200 °C, keď v závislosti od koncentrácie sa vylučuje chabazit.

Z predbežných výsledkov výskumu zatiaľ mineralogických výskytov chabazitu možno usudzovať, že sa v tejto oblasti stredoslovenských neovulkanitov uplatňovali aj zeolitizačné procesy. Ich postavenie v rámci hydrotermálnych premen viazaných na intruzívne horniny alebo mladšej solfatárovej mineralizácie (M. Marková — J. Štohl 1978), ktoré sa často prekrývajú, nie je zatiaľ jasné. Avšak nízka termalita a spätosť s produktmi solfatárovej aktivity naznačuje, že ide skôr o premeny spadajúce do rámca solfatár. Podrobný výskum, ktorý sa v tejto oblasti koná v súvislosti s výskumom nerastných surovín, poskytne iste dostatočné množstvo skutočností pre riešenie tejto problematiky.

Do tlače odporučil J. Gubač.

Literatúra

- ČERNÝ, P. — POVONDRA, P. 1965: New occurrence of strontian chabazite. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 2, Praha, 163—174.
- FRECHEN, J. 1971: Siebengebirge am Rhein-Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. *Sammlung Geologischer Führer*, Bd 56, Gebrüder Borntraeger, Berlin — Stuttgart.
- GOTTARDI, G. — OBRADOVIĆ, J. 1978: Sedimentary zeolites in Europe. *Fortschr. Miner.*, 56, 2, Stuttgart, 316—366.
- GUDE, A. J. — SHEPPARD, R. A. 1966: Silica rich chabazite from the Barstow formation, San Bernardino County, Southern California. *The American Mineralogist*, 51, Wisconsin, 909—915.
- HÖLLER, H. — WIRSCHING, U. — FAKHURI, M. 1974: Experimente zur Zeolithbildung durch hydrothermale Umwandlung. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 49—60.
- ISTRATE, G. — MEDESAN, A. 1977: Zeolites from the Vlădeasa massif. *Rev. roum. Géol. Geophys. Géogr., Géologie*, tome 21, Bucaresti, 35—44.
- IVANOVA, V. P. 1961: Termogrammy mineralov. *Zapiski vsesoj. mineralog. obščestva*, vtor. serija, časť devjanostaja, vyp. 1, Moskva, 50—90.
- KIROV, G. N. 1973/74: Zeoliti v sedimentnj skali ot Bulgaria. *God. Sofia Univ.* 66, Sofia, 171—185.
- KOSSOVSKAJA, A. G. 1973: Genetic association of sedimentary zeolites in the Soviet Union, *Adv. Chem. Ser.* 121, 200—208.
- LENZI, G. — PASSAGLIA, E. 1973: Fenomeni di zeolitizzazione nelle formazione vulcaniche della regione Sabatina. *Bolletino della società geologica Italiana*, 93,3, Roma, 623—645.
- MARKOVÁ, M. — ŠTOHL, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka—Víg-
Iašská Huta (stredoslovenské neovulkanity). *Západné Karpaty*, sér. MPMG 5, Bratislava 109—144.
- MICHAJLOV, A. S. — KRINARI, A. I. — MASLOV, S. E. 1971: Zeolitic rocks of South Turkmenija. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 199, Moskva, 696—700.
- MUMPTON, F. A. — ORMSBY, W. C. 1976: Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. *Clay and clay minerals*, 24, 1, Pergamon press, London, 1—4.
- PASSAGLIA, E. 1970: The crystal chemistry of Chabazites. *The American Mineralogist*, v. 55, Wisconsin, 1278—1301.

- PÉCSI, É. — DONÁTH 1965: On the individual properties of some Hungarian Zeolites, IX, 3—4, Budapest, 235—257.
- SHEPPARD, R. A. 1973: Zeolites in sedimentary rocks. U. S. Geol. Surv. Profess. Papers 820, Washington, 689—695.
- ŠALÁT, J. — ONČÁKOVÁ, P. 1966: Mineralógia II. Vysokoškolské skriptá VŠT v Košiciach. Vydav. technickej literatúry, Bratislava, 1—634.
- ŠAMAJOVÁ, E. 1979: Zeolity v neogénnych vulkanoklastikách Slovenska. Geologický Zborník (v tlači), Bratislava.

Magda Marková

Chabazite in Solfataric Formation of Central-Slovakian Neovolcanic Region

Summary

Chabazite crystals were found in three bore holes situated in a solfatare formation in the area of Kalinka-Vígfašská Huta-Stožok. Chabazite filled voids, formed nests in groundmass, or pseudomorphoses after feldspars in diorite porphyrites. This is the first occurrence of chabazite in this area so the identification was made besides by optical methods also by X-ray (Tab. 2), DTA TG (Fig. 1) analyses and chemical analyses (Tab. 1), recast of crystallochemical formula, and by scanning electron microscope (Photographs 1, 2, 3). X-ray microanalyser was applied in tracing distribution of macro-elements. The results are in a good accordance with information about chabazite occurrences on many world localities, associated with volcanogenic rocks as well. A comparison of results of experiments, informing about the role of the original material, about the relation between concentration and solution temperature at the formation of chabazite (H. Höller — U. Wirsching — M. Fakhuri 1974) shows that the solutions temperature was not higher than 200 °C, and secondary minerals association (quartz, alunite, sulphur, zunite, calcite) indicates alteration associated with solfataric activity.

Explanation of Plate XLVI

Fig. 1 — 5849/79, KŠ-7 88,6 m

Chabazite rhombohedra on fracture surface of metamorphosed porphyric rock. Magnif. 1000×; photographed by M. Švec.

Fig. 2 — 5725/79, KŠ-9 25,4 m

A detail of chabazite filling of voids on the fracture surface of diorite porphyrite. Magnif. 3000×; photographed by M. Švec.

Fig. 3 — 5735/79 KŠ-7 88,6 m.

Chabazite veinlet on fracture surface of metamorphosed porphyric rock. Magnif. 700×. Photographed by M. Švec.

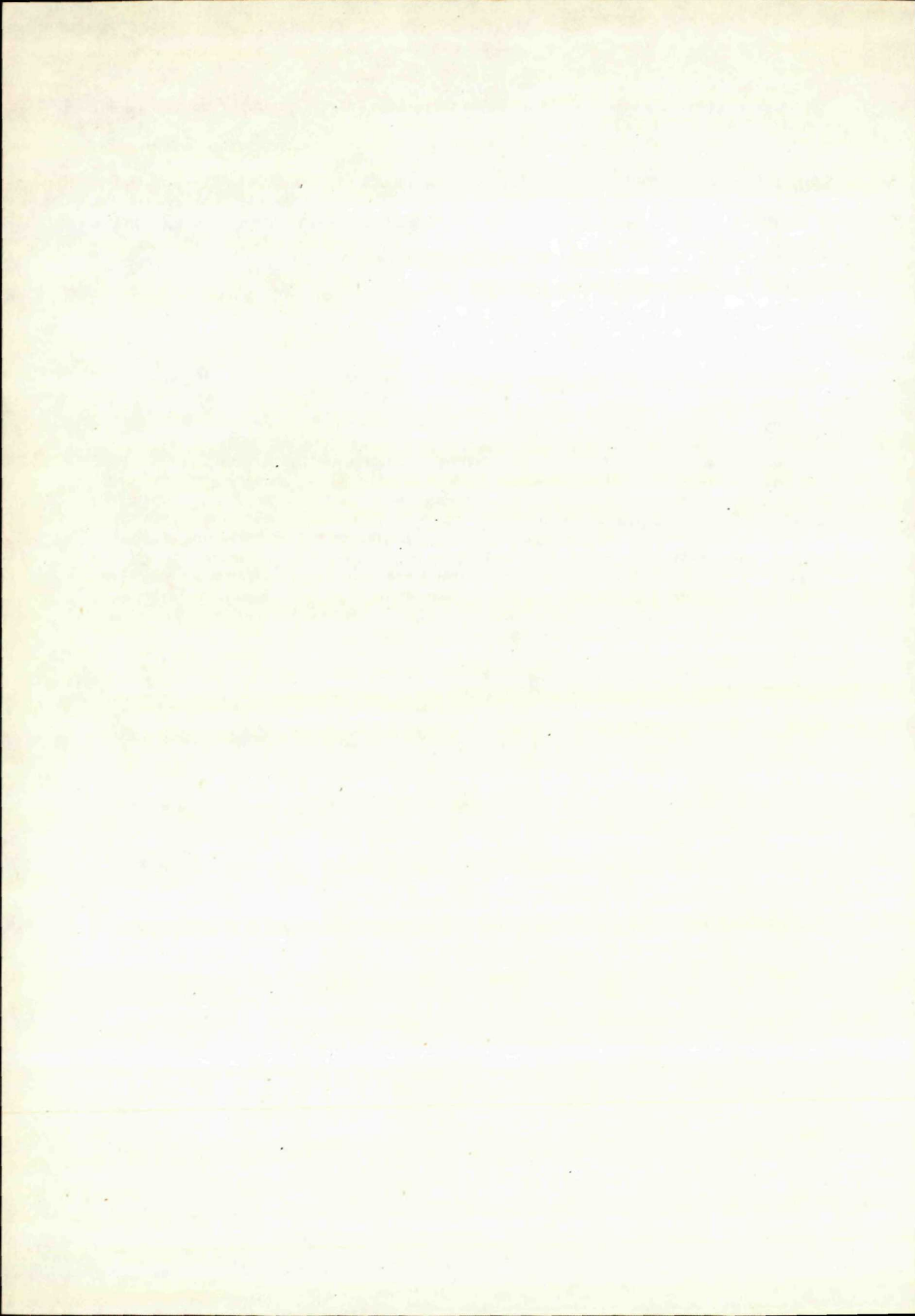
Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickej tabuľke XLVI

Obr. 1 5849/79, KŠ-7 88,6 m — klence chabazitu na lomnej ploche premenej porfyrickej horniny; zväčš. 1000 ×, foto M. Švec.

Obr. 2 5725/79, KŠ-9 25,4 m — detail chabazitovej výplne dutín na lomnej ploche dioritového porfyritu; zväčš. 3000 ×, foto M. Švec.

Obr. 3 5735/79, KŠ-7 88,6 m — chabazitová žilka na lomnej ploche premenej porfyrickej horniny; zväčš. 700 ×, foto M. Švec.



Margita Činčárová

Vplyv zmeny chemického zloženia granátov na tvar ich infračerveného spektra

9 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Discussed is possible application of IR spectroscopy in mineralogy as a quantitative method of identification of monominerals and determination of purity of crystals.

V tomto článku sa poukazuje na možnosť aplikovať infračervenú spektroskopiu (ďalej IČ-spektroskopia) v mineralógii, kde sa začína úspešne používať ako kvalitatívna metodika pre identifikáciu monominerálov a určovanie čistoty kryštálov.

Touto problematikou sa zaoberali viacerí autori (H. Mönke 1962, P. Tarte — M. Deliens 1973, A. A. Valujeva 1970, A. S. Povarenykh 1970, J. Šalát et al. 1975, M. Činčárová 1977, V. C. Farmer et al. 1978, D. E. Chasan et al. 1971, J. S. Predali et al. 1972).

Pri výskume zloženia minerálov pomocou IČ-spektroskopie je zaujímavý vplyv izomorfných prímiesí na polohu a intenzitu absorpčných pásov. V tejto práci sledujeme zmenu tvaru IČ-spektier spôsobenú zmenou chemického zloženia minerálov skupiny granátu — grossuláru (ZSSR), pyropu („český granát“), andraditu (ČSSR — Trejbolc) a almandínu (ČSSR — Poľana).

Z uvedených granátov sa urobili chemické analýzy a ich prepočet na jednotlivé koncové členy (tab. 1) a zhotovili sa IČ-spektrá (obr. 1). Polohy absorpčných pásov sú uvedené v tab. 2. Registrácia IČ-spektier bola urobená na infračervenom spektrofotometri typu UR-20, Zeiss-Jena, pričom sa použila technika lisovanej tabletky (1 mg práškovej vzorky + 0,5 g KBr), podmienky registrácie boli: štrbina 4, zosilnenie 8,6, časová konštanta 1.

Na obr. 1 možno pozorovať rovnaký charakter IČ-spektier rôznych granátov (pretože základné absorpčné pásy sú podmienené vibráciou iónu SiO_4) — majú po štyri absorpčné pásy v oblasti $400\text{--}650\text{ cm}^{-1}$ a po tri pásy v oblasti od $800\text{--}1000\text{ cm}^{-1}$. Avšak poloha a vzťah intenzít absorpčných pásov sa podstatne mení v závislosti od izomorfných prímiesí. Napr. absorpčný pás pri 512 cm^{-1} je výrazný s veľkou intenzitou pri andradite, pri ostatných granátoch je len naznačený na ramene

Tabuľka 1

Chemické analýzy skúmaných granátov

Kyslíčniky / Vzorka	Grossular	Pyrop	Andradit	Almandín
SiO ₂	39,64	42,04	35,20	36,70
TiO ₂	0,40	0,64	st.	0,40
Al ₂ O ₃	17,07	22,24	3,73	21,07
Fe ₂ O ₃	5,43	1,10	28,80	4,81
FeO	1,23	8,10	0,15	28,43
MnO	0,00	0,38	—	0,85
MgO	0,00	19,75	st.	3,04
CaO	36,45	5,76	32,54	4,70
Σ	100,22	100,25	100,42	100,15
Mineralogické zloženie				
Al	—	11,38	—	72,17
Py	—	72,62	—	12,22
Sp	—	0,80	—	1,95
An	16,88	3,02	83,25	2,92
Gr	83,12	12,18	16,75	10,74
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00

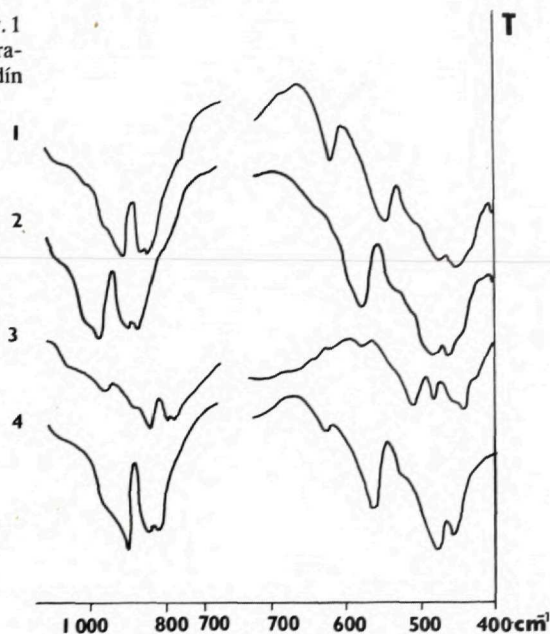
Tabuľka 2

Polohy absorpčných pásov skúmaných granátov

cm ⁻¹ / Vzorka	Grossular	Pyrop	Andradit	Almandín
1100—1050	1 060	1 080	1 120	1 090
1050—1000	—	1 000	1 020	1 000
1000— 950	950	968	—	966
950— 900	—	900	945	900
900— 850	875	870	890	877
850— 800	855	820	835 815	—
650— 600	—	—	—	640
600— 550	622	577	592	570
550— 500	540	530	512	525
500— 450	470	482	483	480
450— 400	450	460	440	458

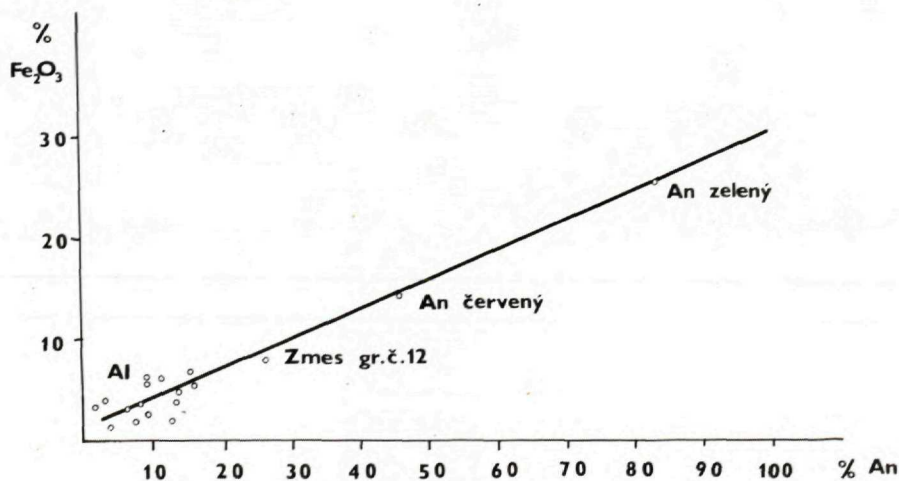
absorpčného pásu pri 483 cm⁻¹ a je podmienený obsahom Fe₂O₃, o čom svedčí obr. 1 a diagramy na obr. 2 a 3. Pri skúmaní vzťahu veľkosti intenzity absorpčného pásu pri 512 cm⁻¹ k obsahu andraditu sa zistilo, že ide o priamu závislosť. K tomu boli použité vzorky granátov s rôznym obsahom andraditu, granát zelený a granát červený z Tejbolca, zmes granátov č. 12 (obr. 8) a niektoré almandinické granáty z východného Slovenska označené na obr. 3 ako Al. Obr. 2 uvádza priamu závislosť medzi obsahom Fe₂O₃ a percentom andraditu a obr. 3 závislosť intenzity absorpčného pásu pri 512 cm⁻¹ a obsahom andraditu, ktorá je taktiež priama. Spearmanov poradový

Obr. 1 IČ-spektra přírodných čistých granátů. 1 — Grossular—ZSSR, 2 — Pyrop—Český granát, 3 — Andradit—Treibolc, 4 — Almandín—Pořana.



korelačný koeficient sa rovná 1 (R. Reisenauer 1970). Z toho vyplýva, že intenzita sledovaného pásu je funkciou andraditu.

V oblasti $650\text{--}600\text{ cm}^{-1}$ sa nachádza absorpčný pás natoľko ovplyvnený obsahom MgO, že u pyropu úplne chýba (P. Tarte — M. Deliens 1973), ako



Obr. 2 Diagram závislosti Fe_2O_3 na obsah andraditu.

možno vidieť na obr. 4. U grossuláru je tento pás posunutý k 622 cm^{-1} a u andraditu k 592 cm^{-1} (tab. 2).

Ďalej sme skúmali možnosť semikvantitatívneho určovania monominerálu vo viaczložkovej zmesi na základe tvaru IČ-spektra. Pokus sa robil na umele pripravených zmesiach pyropu s almandinickým granátom a andraditu s almandinickým granátom.

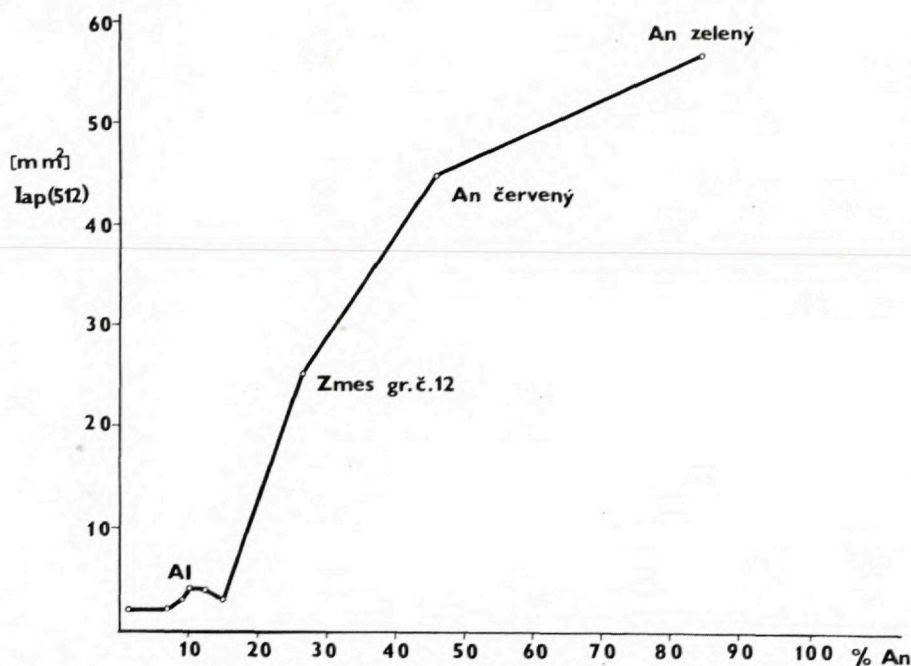
Pyrop

Na základe skutočnosti, že intenzita absorpčného pásu pri 637 cm^{-1} je funkciou obsahu pyropu (P. Tarte — M. Deliens 1973), bola určená semikvantita pyropu v granátoch s odstupňovaným obsahom pyropu. Na prípravu umelo namiešaných vzoriek pyropu sme použili „český granát“ s obsahom pyropu 72,62 % a almandinický granát vyseparovaný z rhyolitu Lesné, s obsahom pyropu 13,46 %. Postupovalo sa pritom tak, že k množstvu 0,2 g českého granátu sa pridávalo po 0,005 g almandinického granátu. Spolu bolo pripravených 21 zmesí. Z každej takto pripravovanej vzorky sa snímali infračervené spektrá, ktoré sú uvedené na obr. 5. Priebeh vplyvu postupnej zmeny chemického zloženia na tvar IČ-spektra možno sledovať na IČ-spektrách skúmaných zmesí od č. 6 po č. 21 na uvedenom obraze. Prvé príznaky zmeny tvaru spektra sa začínajú pri zmesi č. 9, kde vzniká nepatrné zakrivenie spektra pri 637 cm^{-1} . Malou zmenou chemického zloženia zmesi sa

Tabuľka 3

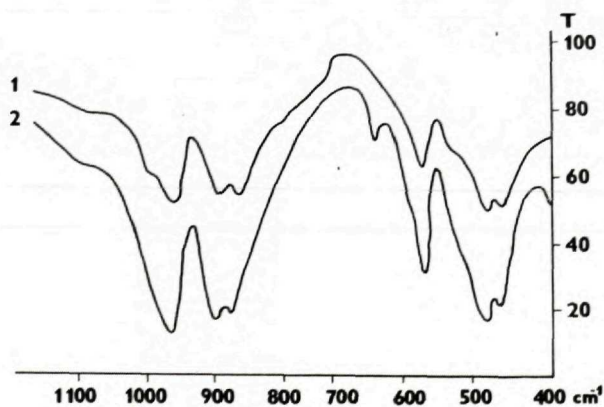
Chemické analýzy skúmaných granátov

Kys- ličníky	Vzor- ka	Český granát	Zmes gr. č. 21	Granát V. Šariš	Granát Bruzovo	Granát Hnúšťa	Granát Lesné
SiO ₂		42,04	43,74	37,60	38,12	37,74	37,10
TiO ₂		0,64	0,60	0,40	st.	0,40	0,20
Al ₂ O ₃		22,24	23,06	19,02	20,00	17,47	19,17
Fe ₂ O ₃		1,10	0,16	6,76	2,52	5,36	6,43
FeO		8,10	8,60	21,84	24,40	23,57	25,84
MnO		0,38	0,48	1,06	1,40	4,80	1,40
MgO		19,75	17,74	6,00	5,66	4,64	3,36
CaO		5,76	5,60	7,30	7,64	6,38	6,43
Na ₂ O		—	—	0,18	—	—	0,10
K ₂ O		—	—	0,07	0,18	—	0,08
P ₂ O ₅		0,24	0,06	0,06	0,10	—	0,10
Σ		100,25	100,14	100,29	100,27	100,36	100,21
Koncové členy skúmaných granátov vypočítané z chemickej analýzy							
Almandín		11,38	16,95	53,48	54,72	52,48	64,86
Pyrop		72,62	65,05	23,56	22,58	18,44	13,46
Spessartín		0,80	0,95	2,40	3,24	10,90	3,18
Andradit		3,02	3,25	10,64	7,72	15,42	9,20
Grossular		12,18	13,80	9,92	11,74	2,76	9,30
Σ		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Obr. 3 Diagram závislosti intenzity absorpčného pásu pri 512 cm^{-1} na obsahu andraditu.

zakrivenie skúmaného absorpčného pásu prehľbuje veľmi pozvoľne. Výraznejšia zmena pôvodného spektra nastáva až pri zmesi č. 21, ktorej obsah pyropu činí 65,05 %. To znamená, že na IČ-spektre granátu s obsahom pyropu 65 % sa na spektre objavuje absorpčný pás pri 637 cm^{-1} , ktorý sa pri vyššom obsahu pyropu na IČ-spektre granátu nenachádza (obr. č. 4). Zmena tvaru IČ-spektra v závislosti na chemickom zložení prebieha od zmesi s obsahom pyropu od 72 % po 65 %. S ďalším



Obr. 4 IČ-spektrá almandinického granátu a pyropu. 1 — Pyrop, 2 — almandinický granát.

Polohy absorpčných pásov zmesi andraditu a granátu obyč.

cm ⁻¹	An-Č	An-Z	Zmes č.									
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1100—1100		1120 1020									1100	1070
1000— 950	950						1000 sl.	1000 sl.	1000 sl.	1000 sl.	1000	1000
950— 900	920	945	950	950	955	960	960	960	962	962	962	962
900— 850		890	895	890	895	898	900	900	900	900	900	900
850— 800	825	835 815	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820	840 820
800— 750												
750— 700												
700— 650												
650— 600			640	640	640	640	640	640	638	638	638	637
600— 550	595	592	590 567	590 567	590 568	590 568	590 sl. 568	570	568	568	570	568
550— 500	525	525	515	515	515	515	515	512	513	513	513	513
500— 450	485	483	483	483	483	483	483	483	483	483	483	483
450— 400	445	440	440	440	440	440	440	450 440	455 440	455 440	455 440	455 440

zmenšováním obsahu pyropu sa intenzita skúmaného pásu zväčšuje, čo možno pozorovať na obr. 6 a 7; potvrdzuje to aj Spearmanov poradový korelačný koeficient, ktorého hodnota je -1 . Výsledky chemických analýz a ich prepočet na koncové členy použitých granátov sú uvedené v tab. 3 (P. C. Rickwood 1968).

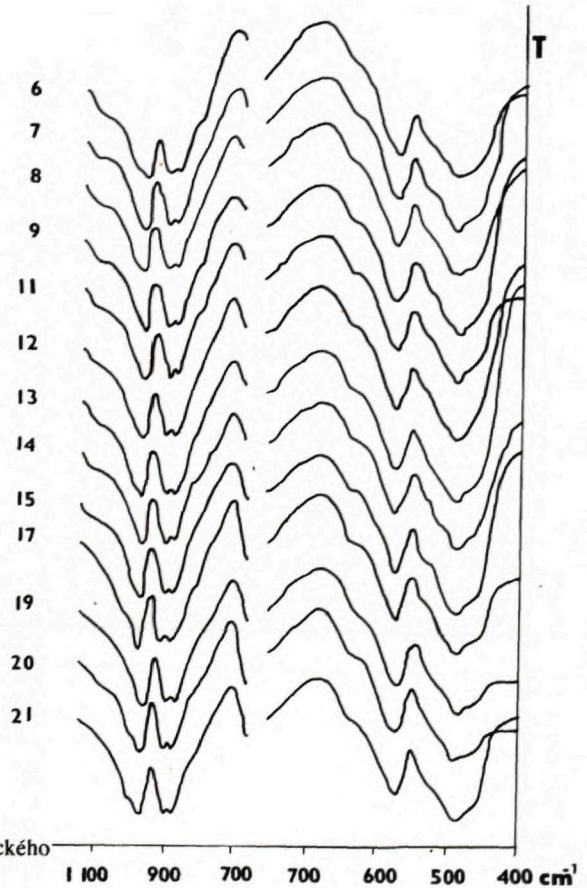
Andradit

V prvej časti tejto práce je uvedené, že andradit sa líši od ostatných granátov tvarom IČ-spektra v oblasti $500\text{--}600\text{ cm}^{-1}$. Experimentálne bolo dokázané, že intenzita absorpčného pásu pri 512 cm^{-1} je priamo úmerná obsahu andraditu (obr. 3). Na základe tohoto poznatku bola preskúmaná možnosť semikvantitatívne stanoviť andradit vo vzorkách granátu s odstupňovaným obsahom andraditu podobne ako pri pyrope.

Na prípravu skúmaných zmesí sme použili granát z lokality Trejbolc vyseparovaný zo skarnov, s obsahom andraditu 83,25 % a almandinický granát z lokality Šiatoroš vyseparovaný z andezitu, s obsahom andraditu 12,46 %. Východisková zmes bola pripravená v pomere 1 : 1 a k nej sa postupne pridával almandinický granát po 0,001 g. Takto bolo pripravených 18 zmesí, ktorých IČ-spektrá sú uvedené na obr. 8 a v tab. 4. Možno konštatovať, že zmeny sa vyskytujú v oblasti od 500 cm^{-1} do 600 cm^{-1} a od 800 cm^{-1} do 900 cm^{-1} . V oblasti nižších frekvencií sa mení intenzita absorpčného pásu pri 512 cm^{-1} v priamej závislosti na obsahu Fe_2O_3 a andraditu (obr. 3,9 a tab. 5). Od zmesi č. 1 po č. 16 je tento pás lokalizovaný pri 513 cm^{-1} a jeho intenzita sa pozvoľne znižuje. Od zmesi č. 13 sa tento pás postupne stáva nevýrazným a v zmesi č. 17 a č. 18 je nepatrný, podobne ako pri almandinickom granáte Šiatoroš, a posúva sa k frekvencii 525 cm^{-1} . Absorpčný pás pri 595 cm^{-1}

Tabuľka 4 — pokračovanie

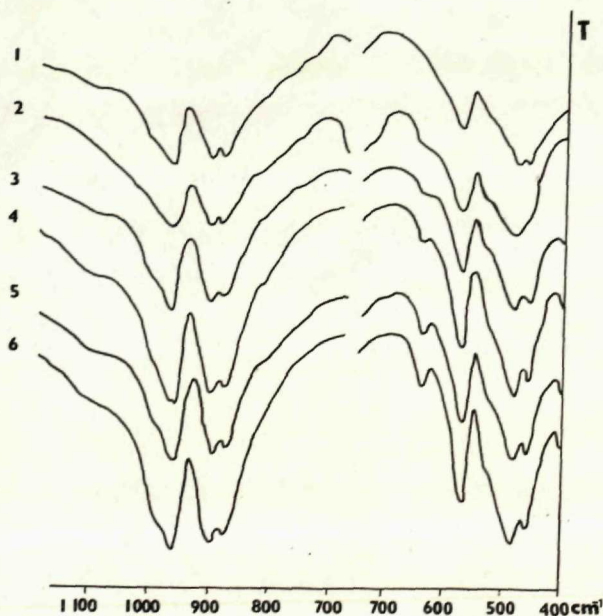
cm ⁻¹	Zmes č.									Šiatoroš
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
1100—1050	1070	1080	1100	1100	1100	1090	1090	1085	1090	1090
1050—1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	990
1000— 950	965	965	962	968	968	968	970	970	970	962
950— 900	900	900	898	900	900	900	900	900	900	897
900— 850	842	845	845	—	—	880	880	880	880	875
850— 800	820	820 sl.	820 v.sl.	—	—	—	—	—	—	—
800— 750										
750— 700										
700— 650										
650— 600	637	640	637	638	640	638	638	638	638	637
600— 550	568	568	567	570	570	570	570	570	570	567
550— 500	513	513	513	513	513	513	513 sl.	513 v.sl.	513 v.sl.	525
500— 450	482	482	482	483	483	483	483	483	483	480
450— 400	455	455	455	458	458	458	458	458	458	457



Obr. 5 IČ-spektrá zmesí pyropu a almandinického granátu, zmesi č. 6—21.

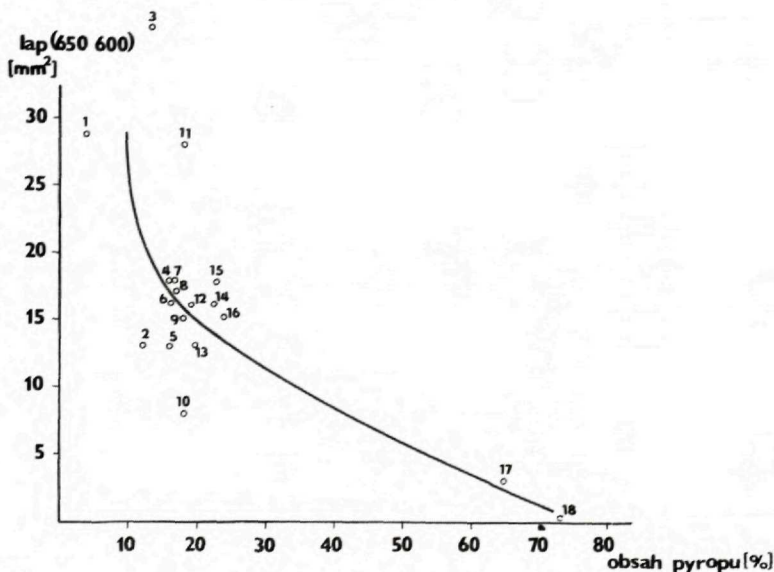
Chemické analýzy skúmaných granátov

Kyslíčniky	Vzorka	Andradit zelený	Andradit červený	Zmes. gr. č. 12	Granát alm. Tisovec	Granát alm. Šiatoroš
SiO ₂		35,20	36,22	36,84	36,84	38,13
TiO ₂		st.	0,40	0,20	0,44	0,24
Al ₂ O ₃		3,73	11,75	16,35	17,85	21,25
Fe ₂ O ₃		28,80	14,67	8,22	7,20	2,47
FeO		0,15	0,34	21,84	24,32	26,12
MnO		—	—	1,04	1,68	1,20
MgO		st.	0,20	1,40	4,22	0,74
CaO		32,54	35,32	14,26	6,92	10,05
Na ₂ O		—	—	—	0,12	—
K ₂ O		—	—	—	0,10	—
P ₂ O ₅		—	—	—	0,50	—
Σ		100,42	100,10	100,15	100,19	100,20
Koncové členy skúmaných granátov vypočítané z chemickej analýzy						
Almadín		—	—	50,04	59,32	58,46
Pyrop		—	0,84	5,72	16,90	17,27
Spessartín		—	—	2,41	3,84	5,01
Andradit		83,25	45,57	25,39	15,03	12,46
Grossular		16,75	53,58	16,44	4,91	6,80
Σ		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Obr. 6 IČ-spektrá granátov použitých pre semikvantitatívne stanovenie pyropu. 1 — „Český granát“, 2 — zmes č. 21, 3 — granát V. Šariš, 4 — granát Burzovo, 5 — granát Hnúšťa, 6 — granát Lesné.

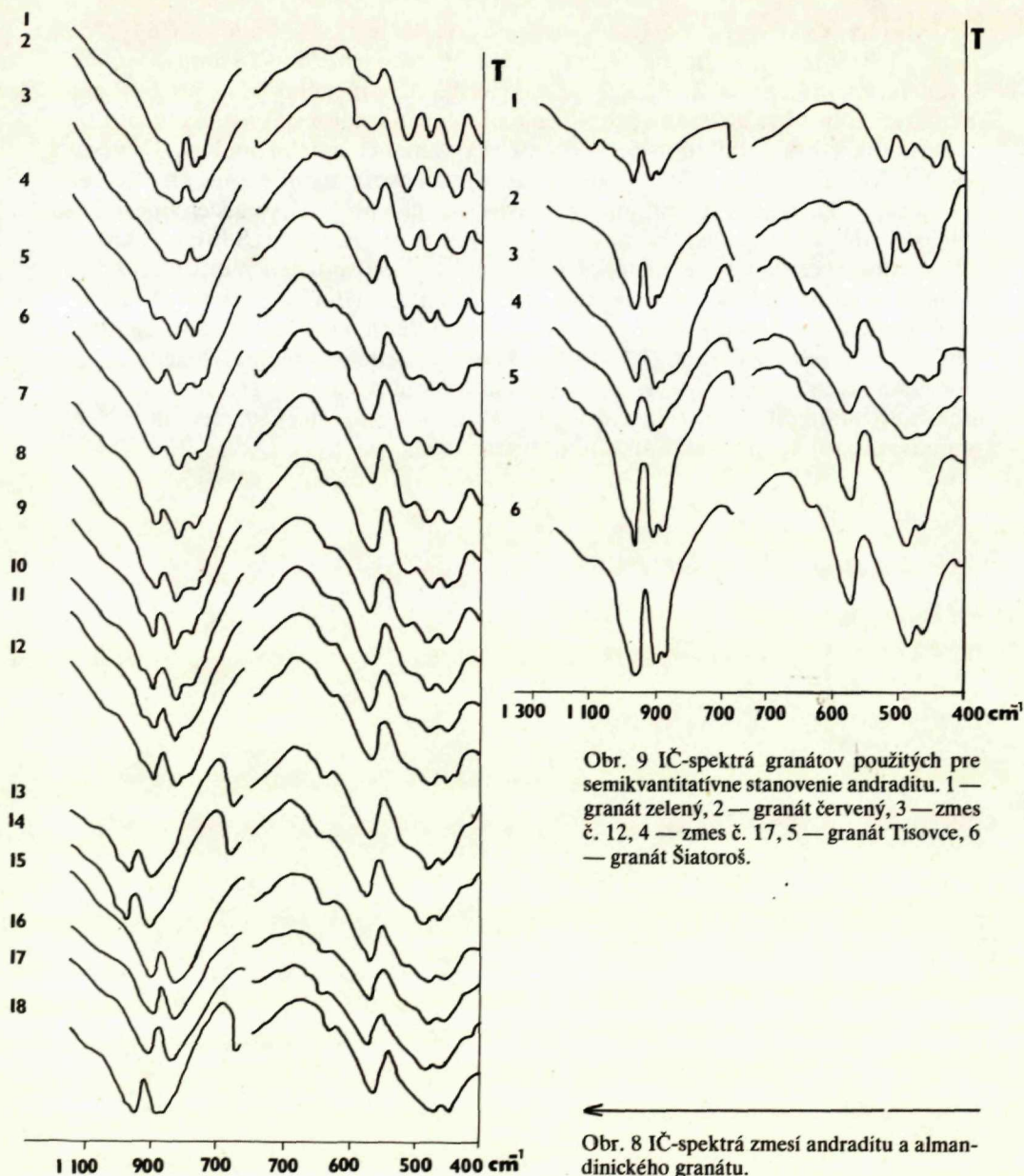
vyskytujúci sa v IČ-spektre zeleného andraditu je v zmesi č. 1—4 umiestnený pri 590 cm^{-1} a jeho intenzita sa znižuje od č. 1 k č. 4. V zmesiach č. 5—18 tento pás chýba. Tvar IČ-spektra zmesi č. 4, kde je zakrivenie absorpčného pásu pri 590 cm^{-1} nepatrné, môžu byť kritériom pre určenie obsahu andraditu vo vzorke granátu (pre nedostatok vzorky andraditu nebolo možné vykonať chemickú analýzu). V oblasti vyšších frekvencií sú zmeny v súvislosti s dvoma absorpčnými pásmi, pri 820 cm^{-1} a 840 cm^{-1} . Tieto pásy sú prítomné v zmesiach od č. 4 po č. 12, v ďalších zmesiach sa nevyskytujú. V IČ-spektrách zmesí č. 15—18 sa objavuje pás pri 880 cm^{-1} , ktorý je blízky absorpčnému pásu Šiatoroš (875 cm^{-1}), Tieto poznatky môžu slúžiť pre semikvantitatívne stanovenie obsahu andraditu v granátoch. Zo zmesi č. 12 sme urobili chemickú analýzu a jej prepočet na koncové členy granátov (tab. 5). Obsah andraditu v tejto zmesi je 25, 40 %. Tento výsledok a známe zloženie dvoch andraditických granátov s vyšším obsahom andraditu, ako aj granátov s nízkym obsahom andraditu umožnili zostrojiť graf na obr. 3, ktorý možno použiť pre semikvantitatívne určovanie andraditu v granátoch.



Obr. 7 Diagram závislosti intenzity absorpčného pásu pri 637 cm^{-1} na obsahu pyropu.

Záver

Článok pojednáva o niektorých vplyvoch chemického zloženia na tvar IČ-spektra granátov. Skúmali sme možnosť použiť IČ-spektroskopie na určovanie semikvantity minerálov na príklade pyropu a andraditu. V prípade pyropu, o ktorom vieme, že



Obr. 9 IČ-spektrá granátov použitých pre semikvantitatívne stanovenie andraditu. 1 — granát zelený, 2 — granát červený, 3 — zmes č. 12, 4 — zmes č. 17, 5 — granát Tisovce, 6 — granát Šiatoroš.

Obr. 8 IČ-spektrá zmesí andraditu a almandinického granátu.

intenzita absorpčného pásu pri 637 cm^{-1} je funkciou obsahu pyropu, bolo experimentálne dokázané, že 65-percentný obsah pyropu je kritickým bodom, pri ktorom tvar IČ-spektra sa natoľko mení, že sledovaný pás už nie je na spektre granátu. Na IČ-spektre granátu, ktorého obsah pyropu neprevyšuje 65 %, sa absorpčný pás pri 637 cm^{-1} vyskytuje, po prekročení toho obsahu pás chýba. Pri sledovaní zmien tvaru IČ-spektier andraditu a zmesí andraditu s almandinickým granátom sme zistili, že intenzita absorpčného pásu pri 512 cm^{-1} je priamo úmerná obsahu Fe_2O_3 , a teda aj andraditu. Na základe tejto závislosti a zmien tvaru IČ-spektra v oblasti $850 - 800\text{ cm}^{-1}$ a pri 590 cm^{-1} možno určiť semikvantitu andraditu v granátoch.

Do tlače odporučila Š. Dávidová.

Literatúra

- ČINČÁROVÁ, M. 1977: Použitie infračervenej spektroskopie v mineralógii, Geol. Průzk., 8, XIX, Praha.
- FARMER, V. C. — WARNE, S. S. 1978: Infrared spectroscopic evaluation of iron contents and excess calcium in minerals of the dolomit-ankerite series. Amer. Mineralogist, 63, Washington, 779—781.
- CHASAN, D. E. — NORWITH, G. 1971: Infrared determination of barium, strontium and calcium carbonates, singly and together, by the pellet technique. Applied spectroscopy, 25, 2.
- MÖNKE, H. 1962: Spektralanalyse von Mineralien und Gesteinen A. V. G. Leipzig.
- POVARENNYCH, A. S. 1970: Svjaz IČ-spektrov s kristalochimickými faktormi. Mineral. sb., 1, 24.
- PREDALI, I. A. — BERUBE, Y. 1972: Analyse qualitative de la dolomite et de la magnesite par spectrophotometrie infrarouge. Bull. Soc. franç. Mineral. Cristallogr. 95, Paris, 392—396.
- REISENAUER, R. 1970: Metody matematické statistiky a jejich aplikace v technice. SNTL, Praha.
- RICKWOOD, P. C. 1968: On recasting analyses of garnet into end member molecules., Contr. Mineral. Petrology, 18,2 Berlin—New York, 175—198.
- ŠALÁT, J. et al. 1975: Petrologický a petroštruktúrny výskum neoidných magmatitov a vulkanických hornín čl. Karpát. Záv. správa VLBF, VŠT, Košice.
- TARTE, P. — DELIENS, M. 1973: Correlation between the infrared spectrum and the composition of garnet in the pyrope-almandin-spessartine series. Contr. Mineral. Petrology, 49,2, Berlin—New York, 25—37.
- VALUJEVA, A. A. 1970: Zavisimost' IČ-spektrov pogloščenia granatov ot ich chimičeskovo sostava. Rentgenografija mineral. syrja. Sb., No-7, Moskva, Nedva, 196—202.

Činčárová Margita

Influence of chemical composition on the shape of IR-spectra shown on the example of garnets

Summary

The results of experimental tests indicate possible semi-quantitative determination of the content of garnetic components in natural almandinic garnets. 65 % content of pyrope in garnets of almandinic nature is critical for change in the shape of IR-spectrum at 637 cm^{-1} . In andraditic garnets the shape of IR-spectrum at $512, 590, 820$ and 840 cm^{-1} is indicative semiquantitative andradite content.

Explanations of text-figures 1—9

Fig. 1-IR spectra of native pure garnets

1 — Grossular — USSR, — — Pyrope — Bohemian garnet, 3 — Andradite — Trejbolc, 4 — Almandine — Pořana

Fig. 2 Diagram of Fe_2O_3 vs. andradite content

Fig. 3 Diagram of intensity of absorption belt at 512 cm^{-1} vs. andradite content

Fig. 4 IR-spectra of almandinic garnet and pyrope

1 — Pyrope, 2 — almandinic garnet

Fig. 5 IR-spectra of pyrope + almandinic garnet mixtures No. 6—21

Fig. 6 IR-spectra of garnets used for semiquantitative determination of pyrope

1 — Bohemian garnet, 2 — mixture No. 21, 3 — garnet V. Šariš, 4 — garnet Burzovo, 5 — garnet Hnúšťa, 6 — garnet Lesné

Fig. 7 Diagram of intensity of absorption belt at 637 cm^{-1} vs. pyrope content

Fig. 8 IR-spectra of andradite and almandinic garnet mixtures

Fig. 9 IR-spectra of garnets used for semiquantitative determination of andradite

1 — green garnet, 2 — red garnet, 3 — mixture No. 12, 4 — mixture No. 17, — garnet Tisovec, 6 — garnet Šiatoroš

Ivan Repčok

Nové údaje o veku hornín Štiavnických vrchov získané metódou stôp po delení uránu

Metódou skúmania stôp po delení uránu, ktorú prvýkrát opísali P. B. Price — R. M. Walker (1963; „fission track“ metóda — v ďalšom len „FT“ metóda), bolo získaných 23 nových údajov o veku amfibolov, biotitov a vulkanických skiel z 15 rôznych hornín Štiavnických vrchov.

Nakoľko táto metóda datovania bola už v našej literatúre viackrát opísaná (J. Burchart 1972, J. Kráľ 1977, 1979, I. Repčok 1977, 1978), prejdeme ku konkrétnym výsledkom.

„FT“ metódou boli zistené nové údaje o veku granodioritov Štiavnických vrchov z vrto: GK-15 pri obci Brehy z hĺbky 1267 m, na biotite $17,2 \pm 0,3$ mil. rokov; KOV-39 (Banská Štiavnica) z hĺbky 1306 m, na amfibole $17,1 \pm 0,4$ a na biotite $17,0 \pm 0,5$ mil. rokov. J. Štohl (1976) vychádza z K-AR datovaní rôznych autorov a udáva pre túto granodioritovú intrúziu priemernú hodnotu 16,3 mil. rokov. I. Repčok (1978) datoval „FT“ metódou amfibol z hodrušského granodioritu na $17,2 \pm 1,5$ mil. rokov.

Vo vrte R-4 pri Zlatne boli datované amfiboly takto: z dioritového porfýru (hĺbka 820 m) $16,8 \pm 0,4$, z kremitého dioritového porfýru (hĺbka 826,5 m) $16,9 \pm 0,5$, z granodioritového až kremitého dioritového porfýru (hĺbka 1259 m) $16,4 \pm 0,3$ mil. rokov.

Vo vrte GK-3 (Rykynčice) bol z hĺbky 900 m potvrdený biostratigraficky doložený (R. Lehotayová — ústne oznámenie) spodnobádenský vek valúnu amfibolicko-biotitického andezitu súvrstvia epiklastických vulkanických pieskovcov a zlepcov na amfibole $16,6 \pm 0,3$ a biotite $16,3 \pm 0,2$ mil. rokov.

Datovanie fragmentu amfibolicko-pyroxenického andezitu z brekcie pyroklastického prúdu (vzorka PRL-214, skalný odkryv 3 km južne od Antola) na amfibole $15,9 \pm 0,8$ mil. rokov potvrdilo mapovaním zistenú príslušnosť tohto komplexu do vrchnej časti spodného bádenu (V. Konečný — J. Lexa 1977).

Vo vzorkách amfibolicko-biotitického andezitu a andezitov biotiticko-amfibolických patriacich do 3. etapy vývoja vulkanického aparátu podľa V. Konečného (1969, 1971) boli zistené tieto údaje:

vz. 827 (údolie potoka Richnava, 1,5 km od Voznice): amfibol $16,4 \pm 1,0$ a biotit $16,0 \pm 0,3$ mil. rokov;

vz. 24 (350 m jv. od k. 717,1 s. od Sitna): amfibol $15,1 \pm 0,4$ a biotit $15,0 \pm 0,4$ mil. rokov;

vz. PRL-64 (skalný odkryv 1 km j. od Ilije): amfibol $15,7 \pm 1,0$ mil. rokov;

vz. PRL-86 (skalný odkryv 1 km jv. od Ilije): biotit $15,0 \pm 1,0$ mil. rokov.

Tieto údaje sú v zhode s K-Ar datovaním (V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass 1969) a predchádzajúcimi „FT“ datovaniami autora (I. Repčok 1978).

Vo vzorke 737 (Chmelovská, 1 km ssv. od Drastvice vo výške 575 m) amfibolicko-biotitického andezitu z tesného styku s nadložnými ignimbritmi Drastvice bol na biotite „FT“ metódou zistený vek $14,8 \pm 0,8$ mil. rokov. Tento údaj je oproti predošlým andezitom 3. etapy mierne znížený, čo je asi zapríčinené teplotným vplyvom stýkajúcich sa nadložných ignimbritov.

Zo 4. etapy vývoja (V. Konečný 1969, 1971) bol datovaný pemzový tuf (vrt PKL-1, hĺbka 46,9 m, 2 km j. od Sitna) na amfibole $15,00 \pm 0,7$ mil. rokov.

Z ignimbritového telesa južne od Richnavského potoka boli datované dve vzorky:

vz. 682 (Drastvica, bralá 300 m jz. od k. 834,1): amfibol $11,4 \pm 0,6$, biotit $11,4 \pm 0,9$ a vulkanické sklo $10,8 \pm 1,0$ mil. rokov;

vz. 779 (Vavrišová, sv. svah, 450 m sz. od kóty 583,1): amfibol $12,5 \pm 0,6$, biotit $12,0 \pm 0,6$ a vulkanické sklo $12,4 \pm 0,6$ mil. rokov.

Tieto údaje o ignimbritoch sú v zhode s geologickými predpokladmi len v tom, že sú mladšie než amfibolicko-biotitické andezity 3. etapy. Podľa V. Konečného a J. Lexu (ústne oznámenie) by sa mal vek ignimbritov pohybovať okolo 14—15 mil. rokov. Ak sú geologické predpoklady správne, možno toto omladenie vysvetliť teplotným vplyvom blízkeho mladšieho ryolitového vulkanizmu.

Pre výpočet vekov boli použité tieto hodnoty: účinný prierez indukovaného delenia $^{235}\text{U} - 582 \cdot 10^{-25} \cdot \text{cm}^2$; pomer izotopov $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} - 7,26 \cdot 10^{-3}$; konštantá rozpadu U spontánnym delením — $6,85 \cdot 10^{-17} \cdot \text{r}^{-1}$; integrálna dávka tepelných neutrónov — $2,35 \cdot 10^{15} \cdot \text{cm}^2$.

Záverom autor ďakuje Dr. Mihalikovej, Dr. Konečnému, Dr. Lexovi a p.g. Brlayovi za poskytnutie hmotných a dokumentačných materiálov, pracovníkom reaktorového laboratória ÚJV v Řeži za ožiarenie vzoriek a stanovenie dávky tepelných neutrónov a O. Hložkovej za prípravu preparátov a účasť na počítaní stôp po delení uránu.

Do tlače odporučil J. Lexa.

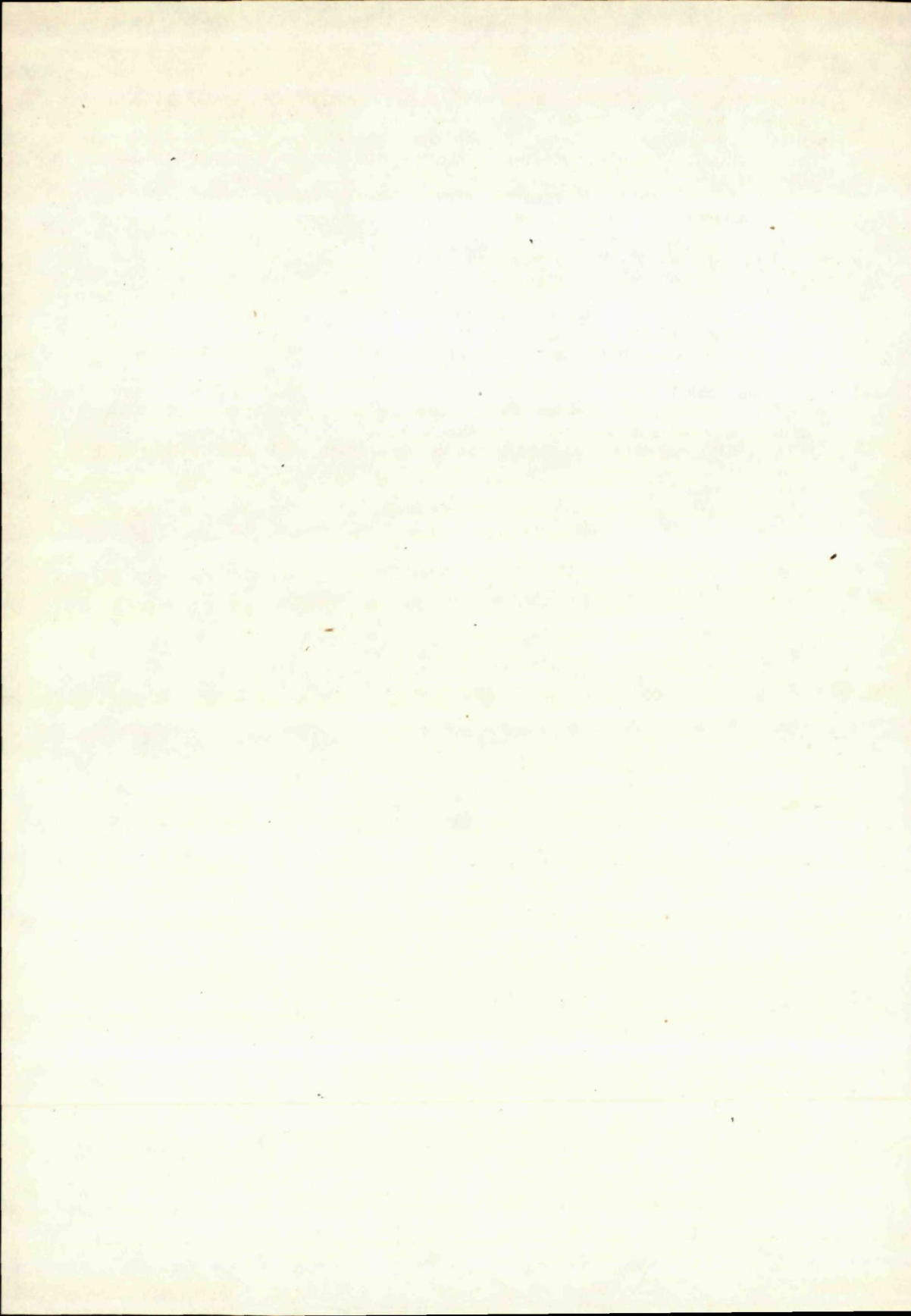
Literatúra

BURCHART, J. 1972: Určování absolutního stáří minerálů pomocí stop štěpení uránu. Rudy, 20, 3, Praha, 78—81.

KONEČNÝ, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). Mineralia slov. 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 177—196.

- KONEČNÝ, V. 1971: Evolutionary Stages of the Banská Štiavnica Caldera and its Postvolcanic Structures. *Bull. Volcan.* 35, 1, Napoli, 95—116.
- KONEČNÝ, V. — BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. *Acta geol. Acad. Sc. Hung.*, 13, Budapest, 245—258.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1977: Základný geologický výskum a mapovanie v merítke 1:25 000 na liste Prenčov. Geofond, Bratislava.
- KRÁL, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geologica Carpath.*, 28, 2, Bratislava, 269—276.
- KRÁL, J. 1979: Stopy po štiepení uránu — aplikácia a možnosti. *Mineralia slov.*, 11, 2, Bratislava, 159—166.
- PRICE, P. B. — WALKER, R. M. 1963: Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, 16, Richmond, Va., 4847—4862.
- REPČOK I. 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. *Západné Karpaty*, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza, 3, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 175—196.
- REPČOK I. 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stóp po delení uránu. *Geol. Práce, Správy*, 71, Geol. Práce, Správy, 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—76.
- ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západné Karpaty*, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza 2, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 7—40.

Geologický ústav Dionýza Štúra
 ODPOVEDNÉ INFORMÁCIE: SIVĽOŠ
 Mlynska dolina 1
 817 04 BRATISLAVA



Jozef Michalík

Prečo „rétsky problém“ v Západných Karpatoch

2 tab. v texte, anglické resumé

Abstract. The author explains the cause of the problem of the „Rhaetic-Norian“ — one of the most important problems concerning stratigraphy of the Triassic throughout the world. Contradictory interpretations of the Rhaetic are illustrated by examples from the West Carpathians. A survey of the existing data is followed by suggestions concerning further researches.

Definícia a vývoj názorov na príslušnosť rétskeho stupňa

Súčasná tendencie vo vývoji geológie kladú čoraz väčšie nároky na presnosť a podrobnosť vymedzenia stratigrafických jednotiek. Čoraz pálčivejším problémom sa stáva už oddávna na celom svete diskutovaná otázka vymedzenia a charakterizovania hraničnej jednotky medzi triasom a jurou — rétskeho stupňa.

Prvé údaje o rétskej faune podal A. Goldfuss (1826—1833) z nemeckého triasu. Súvrstvie najvyššieho triasu ako „vápence s *Gervillia* a *Avicula contorta*“ prvý raz odlišil L. v. Buch (1828) v okolí bavorského jazera Tegernsee. Tieto skameneliny poznamenali celé neskoršie utváranie názorov na biostratigrafickú charakteristiku tohto časového úseku. F. A. v. Alberti 1834 v návrhu na trojdielne členenie triasovej periódy rozoznával „täbingerský pieskovec“ so sadrovcami, podobne ako Bonebed Británie ležiaci nad keuperskými bridlicami a pod zónou *Psiloceras planorbis* liasu. A. Leymerie 1839 považoval ekvivalenty týchto vrstiev, pod spoločným názvom „Infraliassique“, za súčasť jurskej periódy. Ďalší ekvivalent, kössenské vrstvy, podrobne opísali z Rakúska a Bavorska E. Suess 1854 a A. Opperl — E. Suess 1856, ktorí demonštrovali synchronnosť vývoja v oboch oblastiach na základe fauny lastúrníkov a ramenonožcov. Ich názor o príslušnosti týchto súvrství k triasovej perióde (podporovaný nemeckými a rakúskymi geológmi) bol v rozpore s Leymerieho náhľadom, ktorý si osvojila francúzska a britská geologická škola. Tak sa stal réť ešte pred svojím formálnym zrodom jablkom sváru — a dodnes je príčinou polemík a diskusií.

Rozšíreniu kössenských vrstiev v Západných Karpatoch venoval osobitnú štúdiu D. Štúr (1859), ktorý tu rozoznal zvláštnu „fáciu“, nazvanú neskôr E. Suessom „karpatskou fáciou kössenských vrstiev“. Kössenské vrstvy Západných Karpát súčasne spracovával F. Foeterle 1959 a F. Hauer — F. Richthofen 1859.

Roku 1861 pri stanovovaní novej nomenklatúry alpidného triasu sa C. W. Guembel pokúsil dôsledne korelovať germánske a alpské stupne triasu. Poznamenal pritom, že by „nebolo neprirodené oddeliť najvyššie vrstvy alpínskeho keupru — kössenské vrstvy alebo najvyššie vrstvy dachsteinského vápenca do nezávislej skupiny alebo formácie, ktorá by ležala medzi keuprom a liasom, a mohla by niesť názov rétska formácia podľa hlavného územia jej výskytu v Rétskych Alpách“. Jednotka bola teda pôvodne vyčlenená ako litostratigrafický celok charakterizovaný faciálne; túto záťaž nesie do dnešných čias.

F. Hauer (1863) sa prvý raz (s odvolaním na nepublikovaný údaj C. W. Guembela 1856) zmienil o „rétskom stupni“, čím definitívne previedol termín „rét“ do chronostratigrafickej škály. Termín si rýchlo osvojili mnohí ďalší autori (E. Renevier 1864 atď.). Roku 1865 opísal F. v. Hauer typického rétskeho amonita — rod *Choristoceras*, roku 1867 opísal R. Duncan rétske koraly. V tom istom roku sa zaoberal M. v. Schloenbach podrobnejšie členením kössenských vrstiev, o rok neskôr (1868) spracovali E. Suess — E. Mojsisovics najkrajší profil týmto súvrstvím v skupine Osternhornu Východných Álp. E. Mojsisovics 1868 odlišil vo vrchnotriasových hallstattských vápencoch Východných Álp tri stratigraficky odlišné fauny. Pomocou nich rozčlenil podložie „Rhätische Stufe“ na spodný „norik“ a vrchný „karn“, oddelené nad zónou *Pinacoceras metternichi*. Podľa tejto definície by (A. Tollmann 1978) do „norika“ patrilo permské „Haselgebirgsniveau“, aniské reichenhallské vrstvy, ladinské wengenské a partnašské vrstvy, karnské kassianské vrstvy a raiblerské vrstvy, norické pötschenské vápenca a rétske hallstattské vápenca a zlambašské vrstvy. Roku 1892 po kontroverziách s A. Bittnerom poradie obrátil, upresnil rozsah norika a umiestnil ho do bezprostredného podložia rétu. Naviac, navrhol preň nový názov „juvavische Stufe“ (neskôr A. Bittnerom zrušený ako nadbytočný).

Náplň pojmu „rétsky stupeň“ je teda veľmi variabilná. Pôvodne „rétska formácia“ či „grupa“ obsahovala litologicky charakterizované súvrstvia (kössenské vrstvy, vyššiu časť dachsteinského vápenca, švábske vrstvy, täbingerský pieskovec, zlambašské vrstvy atď.) synchronizované výskytom lastúrnika *Rhaetavicula contorta* Portl. Neskôr sa indexnou skamenelinou stal amonit *Choristoceras marschi*, ktorý sa však vyskytuje v inom stratigrafickom horizonte, vysoko nad zónou maximálneho výskytu *R. contorta* (M. Ulrichs 1972).

Vývoj názorov na samostatnosť rétu

Už keď sa rozpracovávali základy stratigrafického členenia vrchného triasu, začali sa vyhrocovať kritické stanoviská niektorých bádateľov týkajúce sa samostatnosti rétu ako stratigrafickej jednotky. Štúdia amonitovej fauny, ktorú uverejnil J. F. Pompeckj 1895, ukázala, že rétska amonitová fauna má blízke vzťahy k faune norickej.

TRIASIQUE	INFRA LIASSIQUE		LIASSIQUE	A LEYMERIE, 1839		
ALPINE KEUPER	RHÄTISCHE GRUPPE Rhaetavicula contorta Z.		LIASS	C.W. GÜMBEL, 1851		
JUVAVISCHE STUFE	Pinaceras metternichi	Sirenites argonautae	HETTANGIAN (LIASSIC)	E. von MOJSISOVICS 1902		
		Choristoceras marshi				
ALAUNIAN	RHAETO-NORIAN		JURASSIC	S.S. BUCKMAN, 1898 E. KITTL, 1903 A. FROMARGET, 1940		
НОРИЙСКИЙ ЭРУС	ПЕТСКО НОРИЙСКИЕ СЛОИ	ПЕТСКИЙ ЭРУС		J.N. POPOV, 1961 A.S. DAGYS, 1963		
NORIAN	LABIAN	SWABIAN		V.I. SLAVIN, 1961		
НОРИЙСКИЙ ЭРУС	НАДМОНОТИСОВАЯ ТОЛЩА			I.I. TUČKOV, 1964		
ALAUNIAN	SEVATIAN	RHAETIAN		N.J. SILBERLING, 1959 A.F. SANBORN, 1960 E.T. TOZER, 1967 D.A.B. PEARSON, 1970		
Himavatites columbianus	Rhabdoceras suessi	Choristoceras marshi		J. WIEDMANN, 1972		
NORIAN	Phylloceras zambachense	Rhabdoceras suessi		Choristoceras marshi	H. KOZUR, 1973 etc.	
NOR Misikella hernsteini	Schnitz Faunen Schulze Choristoceras haueri (Misikella posthernsteini)	Chorist. marshi (Conodontenfreier Bereich)				
undivided NORIAN	RHAETIAN SENSU LATO*			HETTANGIAN	S.J. MORBEY, 1975 1973	
	TR	TL		LR		TK
	RG: Rhaetropollis germanicus	RK: Rhombodella Kendelbachia	LL: Carnisporites laevigatus Zebra-sporites rheticus	Me: Carnisporites megasporifer	MI: Convolutispora microangulata	
	G. friedli & G. pokorny				Triasina hantkeni	A. GAŹDZICKI 1974
NORIAN			HETTANGIAN	F. FABRICIUS, 1974 H. LOBITZER, 1974 H. BOLZ, 1974 A. BAUD, 1977 E.T. TOZER, 1978		
ALAUNIAN	RHAETIAN / SEVATIAN			Ptiloceras planorbis Z.		
Himavatites columbianus	Rh. suessi	Ch. marshi				
NOR	RHAET			A. TOLLMANN, 1978		
	Rh. suessi	Ch. marshi				

Tab. 1. Prehľad vývoja názorov na príslušnosť, obsah a vymedzenie rétskeho stupňa.
Development of view on the competence, content and delimitation of the Rhaetian stage.

S. S. Buckman 1898 na str. 446 píše „... budúce práce ukážu, že to, čo je na jednom mieste nazývané rétskym stupňom, sa o kus ďalej nazýva „Juvavische Stufe...“; E. Kittl 1903 na str. 22: „... kössenské vrstvy môžu byť zvláštnou fáciou norika...“; G. Fromaget 1940 na základe pozorovaní zo severného Laosu dospel k názoru, že „... rétsky stupeň nie je od norického oddelený zo stratigrafického, tektonického, ani z paleontologického hľadiska...“. Práce ďalších, novších autorov sa boria stále s tým problémom. V. I. Slavin (1961) usudzuje, že réť môže byť iba lokálnou fáciou norika sensu lato. A. S. Dagens (1963) k tomu poznamenáva, že „... tesné spätie norických a rétskych faun je zákonným javom, najzreteľnejším v oblastiach, kde sú si fácie norika a rétu blízke...“.

H. Zapfe (1967) píše, že norické medzivrstvičky hallstattského vápenca v zlambašských vrstvách zasahujú tak vysoko, že súvrstvie rétu nezostáva dostatočný priestor. D. A. B. Pearson 1970 sa snaží obhajovať tradičné chápanie rétu i napriek mnohým protirečeniam (napr., že všetky amonity choristocerových vrstiev zlambašských slieňov sa našli i v podložnom kochlocerovom oddiele pripisovanom noriku). Mnohé rozpory sa snaží vysvetliť predpokladanou existenciou hiátu na veľkej časti zemského povrchu (od Balkánu cez celú Áziu až po Pacifik) alebo predpokladom nedokonalnej znalosti detailných profilov.

Návrh J. Wiedmanna (1972) na trojdielne členenie rétu (zahrňujúceho v zmysle zóny *R. contorta* i sevatský podstupeň norika) bol ďalším pokusom riešiť problém jeho stratigrafie. Autor vysvetľoval existenciu tzv. „zmiešaných faun“ predpokladom iba ekologických rozdielov medzi tzv. „norickými typmi“ amonitov a bentickou „rétskou“ faunou, ktoré mali byť v skutočnosti synchronné. Na základe výskumov M. Ulrichsa (1972) zaradil do svojej spodnej „zóny *Phyllytoceras zlambachense*“ i „rétske indexné fosílie“ *Rh. contorta* a *Austrirhynchia cornigera*. Druhú, vyššiu zónu mal charakterizovať amonit *Rhabdoceras suessi*; tretiu, najvyššiu amonit *Choristoceras marshi*. Podľa L. Krystyna (1974) je však toto členenie neopodstatnené.

H. Kozur (1973) sa snažil zladit rozpory rozdelením rétu na spodnú zónu *Choristoceras haueri* (namiesto vyššej časti zóny *Rh. suessi*) a vyššiu, *Ch. marshi* — bohužiaľ bez odvolania sa na konkrétne profily a na rozbory amonitových faun v nich. Réť bol navyše charakterizovaný chýbaním konodontov (Conodontenfrei—Bereich). Na hranici takto chápaného norika a rétu malo dochádzať k „jednému z najostrejších faunistických rozhraní v geologickej minulosti“. Objavom druhu *Misikella posthernsteini*, typického pre „spodný réť“ (H. Kozur — R. Mock 1974), sa však likvidoval „Faunenschnitt“ i pre konodontovú faunu.

H. Lobitzer (1974) došiel na základe svojho štúdia dachsteinskej formácie k názoru, že „réť“ je iba heteropickou fáciou vrchného norika a že „relatívne vzácny, ťažko určiteľný a na fácií extrémne závislý amonit *Ch. marshi* je pre definíciu „rétu“ ako samostatného stupňa primálo...“. K podobným záverom dospel H. Bolz (1974) keď pochyboval, či je správne priradiť Wiedmannove zóny *P. zlambachense* a *R. suessi* k rétu. Podľa jeho názoru možno oddeliť rétsku a norickú časť iba na základe hlavonožcov; sám však jediný indexový druh rétu, *Ch. marshi*, v študovaných profiloch zlambašskými vrstvami nenašiel. Na základe štúdia ostrakódov prišiel tento autor k názoru, že „rozmiestnenie ostrakódov na typovej lokalite kössenských

vrstiev je ovplyvnené ekologickými faktormi“ (salinitou a batymetriou) a že „ani typový profil kössenských vrstiev neobsahuje žiaden druh ostrakódov, ktorý by mohol byť parastratigraficky použitý k oddeleniu rétskej a norickej časti zlambašských vrstiev“. Nakoniec uzatvára, že „spofahlivý indexný druh pre rétsky stupeň dosiaľ nebol nájdený, nakoľko prítomnosť jediného dosiaľ uvádzaného (*Ch. marshi*) je silne ovplyvňovaná faciou“.

J. Salaj (1969) charakterizoval rétsky stupeň* výskytom foraminifery *Triasina hantkeni*. A. Gaździcki (1974) aplikoval jeho pokus na detailnú biostratigrafiu šiestich profilov rétskymi uloženiami krížňanského príkrovu na severných svahoch Západných, Vysokých a Belianskych Tatier. Vrstevný sled rozčlenil na tri zóny: nepomenovanú spodnú, ktorá mala patriť najvyššiemu noriku, zónu *Glomospirella pokornyi* — *Glomospirella friedli*, ktorú považoval za „spodný réť“ a zónu *Triasina hantkeni*, ktorá mala vyznačovať „vrchný réť“. Zastúpenie indexných druhov v jednotlivých profiloch je veľmi nepravidelné, ako to vysvitá z podrobne spracovaných profilov. Tieto nepravidelnosti a odchýlky od zonálnej schémy však nemožno dostatočne vysvetliť diachronickým priebehom rétskej transgresie (A. Gaździcki — A. Iwanow 1976), morfológiou územia, či lokálnymi hiátmi (J. Michalík 1966 b).

J. Bystrický (1975) v polemicky zahrotenom článku zavrhol používanie termínu „réť“ pre litostratigrafické účely a navrhol v takýchto prípadoch znovuzaviesť termín „kössenské vrstvy“ pre všetky tmavé bituminózne fosiliferné uloženiny najvyššieho triasu. Odmietol parastratigrafické konodontové i foraminiferové členenie najvyššieho triasu a poukázal na tatranské výskytly megalodontov, ktoré by, podobne ako v Alpách, mohli indikovať vyšší réť (sensu zóna *Ch. marshi*).

S. J. Morbey (1975) koreloval na základe palinomorf D. A. B. Pearsonom navrhovaný neotyp rétu v dolinke Kendelbachgraben na svahu Osternhornu vo Východných Alpách s vrtom Bunny Hills v anglickom „réte“ (Penarth Group) v Nottinghamshire. Súvrstvia rozdelil na štyri palinologické „concurrent-zóny“, ktoré porovnal s výskytom dôležitých makrozoofosilií (okrem iného s výskytom *Ch. marshi*). Tento pokus bol odvážnou výzvou podrobne korelovať desiatky ďalších profilov: odlišiť, ktoré zmeny súboru mikroflóry sú dielom faciálnych vplyvov, ktoré majú len úzko regionálny význam, a ktorým možno pripísať všeobecnejšiu platnosť. D. G. Smith (1977) kritizoval výber lokality ako neotypu rétu: spodná hranica „rétu sensu lato“ bola definovaná iba litostratigraficky a nedostatok priebežnej amonitovej fauny ju nedovolí definovať ani v budúcnosti. Ako lepšiu alternatívu navrhol detailne spracovať profily najvyšším triasom v Nevade (USA), ktoré tento nedostatok nemajú.

Názory na samostatnosť a príslušnosť rétskeho stupňa nemožno dodnes považovať za ustálené. Spory sa pravdaže už nedotýkajú príslušnosti rétu k jure, či triasu, sotva kto sa snaží už dokazovať, že hranica voči sevatu je zreteľná a ostrá. Pochybnosti sa skôr týkajú otázky, či réť degradovať na podstupeň norika s jedinou zónou *Ch. marshi*, či ho v rámci norika zlúčiť so sevatom (a tým ho vlastne zrušiť),

* Jeho definícia sa týkala uloženín najvyššieho triasu, zachovaných v Západných Karpatoch.

alebo ponechať mu štatút stupňa a priradiť k nemu sevatskú zónu *Rh. suessi*. Prvá možnosť má len málo obhajcov — pomerne vzácny amonitový druh nie je vyhovujúcim indexovým druhom pre podstupeň. F. Fabricius (1974) navrhol vyhradiť termín réť pre argiliticko-slienitú mega (lito) fáciu najvyššieho triasu (ako ho charakterizoval C. W. Guembel 1861) a z chronostratigrafickej stupnice ho vypustiť. Zrušenie rétu ako stupňa a jeho zlúčenie so sevatom v rôznom stupni háji tiež A. Baud (1977), E. T. Tozer (1978; referát na sympóziu v Budapešti) a ďalší autori. Zástancovia tretej alternatívy (A. Tollmann 1978 a ďalší) naopak tvrdia, že eliminovanie vo vnútroalpском i mimoalpском priestore udomácneného a v porovnaní s norikom už od začiatku jasne definovaného názvu réť v prospech rozšírenia norika až do konca triasu je na základe priority, čistoty termínu réť a jeho zaužívanosti neprijateľné.

Je však isté, že termín réť má v súčasnosti ďaleko k čistote významu, a to vďaka zavádzaniu geologického slangu do literatúry, miešaniu litostratigrafických a chronostratigrafických pojmov a vďaka rozličnému chápaniu jeho spodnej hranice i náplne (J. Bystrický 1975). „Réť“ v chápaní C. W. Guembela (1861) je odlišný od pojatia E. Mojsisovicsa 1896 a niečo celkom iného chápe pod týmto termínom H. Kozur (1973). atď. (tab. 1). Preto sa zmätok v literatúre o stratigrafii najvyššieho triasu stále stupňuje: dvojnásobne to platí o prácach, autori ktorých nedefinujú svoje chápanie významu termínov, s ktorými narábajú. Na druhej strane, otázka, či ponechať rétu (= réto-sevatu) štatút stupňa, alebo či z neho urobiť podstupeň, je už viac-menej iba terminologická záležitosť. Na základe makrofaunistických, mikrofaunistických a mikrofloristických výskumov dospeli J. Wiedmann et al. (1979) k záveru, že optimálnym riešením „rétskeho problému“ je návrat k pôvodnej definícii. Réť má obsahovať obe amonitové zóny *Rh. suessi* i *Ch. marshi*. Je v ňom teda včlenený i sevatský podstupeň. Norický stupeň, ktorého definícia nie je celkom uzavretá, sa teda skladá z podstupňov lák a alaun. Toto riešenie bolo doporučené medzinárodnou subkomisiou pre triasovú stratografiu na zasadnutí v Mníchove (júl 1978).

Problémy stratigrafie najvyššieho triasu v Západných Karpatoch

Priestor severne od tatrika

Vývoj najvyššieho triasu v sedimentárnych jednotkách (ekvivalentoch helvetika a penninika), ktoré by mali tvoriť podložie flyšovej predhlbne a bradlového pásma, nie je známy. Pôvod rétskych hornín „južného typu“, ktoré sa našli v kriedových zlepenoch bradlového pásma na Považí (M. Mišík — R. Mock — M. Sýkora 1977) nemožno zatiaľ jednoznačne vysvetliť. Výskyt súvrství najvyššieho triasu pri Drietome patrí zrejme už okrajovému vývoju tatrika. Napriek tomu umožňuje predpokladať, že v tomto období tu prevládala sedimentácia marinných bridličnatých sedimentov so silným terigénnym vplyvom. V priestoroch ďalej k severu a severovýchodu nebol dosiaľ podaný presvedčivý dôkaz o existencii marinnej sedimentácie.

Tab. 2. Litostratigrafické jednotky najvyššieho triasu Západných Karpát. Uppermost Triassic lithostratigraphy of the West Carpathian units.

	VONK. Z.	TATRIKUM	FATRIKUM	VEPOR. & GEMERIKUM ?	HRONIKUM	SILICIKUM
ekvivalent z. <i>Himavat. columbianus</i> ? ?			hlavné ílovce			
ekvivalent z. <i>Rhabdoc. suessi</i> ?			KARPATSKÝ KEUPER			
ekvivalent z. <i>Choristoceras marshi</i> ?		ílovce	vrchné vápence hlavné ílovce sp. vápence bazálne klastika prechodné v. vrch. biostróm jalový interval sp. biostróm bazálne v. vrchné dolomity	?	krinoidovë váp. HIÁT Mojtínsky vápenec INOROVICKÉ V. váp. Šiwej Wody Hybské v.	
ekvivalent z. <i>planorbis angulata</i> ?		TOMANOV. V. HIÁT	FATRANSKÉ KOPIENEC. VRSTVY			
		dríjetomský kvarcit				vápenec Skalky váp. Gošťanovej ZLAMB. VRSTVY váp. Bleskového prameňa HALLŠT. VÁP. FURMAN. VÁP. NEC

Priestor tatrika

Najvyššiu časť triasového súvrstvia tu obvykle zastupuje komplex karpatského keupru — málo známy súbor produktov suchozemských a hypersalinných prostredí. Dosať nebol stratigrafický rozčlenený, a preto názor J. Bystrického (1975), že najvyššie vrstvy by miestami mohli patriť už rétu, je síce odôvodniteľný, ale ešte nedokázaný.

Ako tomanovské vrstvy definoval M. Raci borski (1890) komplex rôznofarebných klasticko-ílovcových sedimentov v tatriku Vysokých Tatier. Ich pestrú spodnú časť stotožnil V. Uhlig (1897) s karpatským keuprom. Názov „tomanovské vrstvy“ sa odvtedy obvykle vzťahuje na vyššiu tmavú časť s hojnými zvyškami rastlín, ktorú V. Uhlig nesprávne paralelizoval s grestenskými vrstvami. Tomanovské súvrstvie predstavuje produkt izolovaných kontinentálnych depresí. Tu sa v daždivejších obdobiach inak aridnej klímy hromadili splachy z okolných vyššie položených oblastí. Viacnásobne sa tak vytvárali plytké jazerá meniace sa postupne v slatinno-močiarnu oblasť s vlhkomilnou vegetáciou papraďorastov a s faunou coelurosauridných dvojnohých jašterov. J. Michalík — E. Planderová — M. Sýkora (1976) zistili v profile Červený Úplaz v Červených vrchoch Vysokých Tatier bohatý výskyt sporomorf a peľových zŕn, ktoré umožnili priradiť spodnú časť študovaného tomanovského súvrstvia limnickému prostrediu na rozhraní sevatu a rétu, kým vrchnejšia časť s autochtónnou močiarnou flórou mohla byť synchronizovaná so zónou Me-Mi S. J. Morbeyho (1975; = zóna *Ch. marshi* v profile Kendelbachgraben). Tým sa spochybnili názory starších autorov (Z. Kotaňski 1959, A. Radvaňski 1968 atď.) o výlučne „spodnorétskom“ veku tomanovskej formácie opierajúce sa o predpoklad rétskeho veku nadložného vápencového komplexu (ktorý je pravdepodobne spodnoliasový). V okrajových častiach tatrídneho priestoru sú na báze transgresných spodnoliasových sedimentov miestami zachované marinné vrstvy s faunou rétskych lastúrníkov (masív Suchého vrchu v Malej Magure).

Priestor fatrika

Vývoj najvyššieho triasu v tejto oblasti opísal už D. Štúr (1859a, 1868), G. Stache (1968), F. Foeterle (1859), V. Uhlig (1897) pod názvom „kössenské vrstvy“, W. Goetel (1917), M. Maheľ (1958), R. Kúšik (1957a, 1967), P. Čepek (1970) a ďalší autori pod názvom „rét“. Väčšina z nich ho považovala za ďalej nečleniteľný komplex usadenín príslušiaci rétskemu stupňu. Prvý sa pokúsil podrobnejšie členiť súvrstvie a presnejšie ho datovať A. Gaździcki 1974; jeho pokus bol však hodnotený (J. Bystrický 1975) ako neúspešný.* J. Michalík (1978) nazval súvrstvie „fatranská formácia“ (pôvodne, 1974, „Fatra-Schichten“, potom, 1975, 1977 b považoval „Fatra Member“ a „Hybe Member“ za dva čiastočne synchronne členy tzv. „kössenskej formácie“). Charakterizoval ho ako produkt marinnej plytkej ale členitej príbrežnej panvy s množstvom železitej a bituminóznej prímеси

* J. Bystrický poukázal na to, že ide iba o členenie litostratigrafickej jednotky, nie o chronostratigrafické zónovanie.

v sedimentoch, s vplyvmi kontinentálneho horúceho podnebia a znakmi čiastočnej izolovanosti od eocénu. Vrstevný sled sa vyznačuje striedajúcimi sa cyklami hornín rôznych prostredí, s rôznou energiou a hĺbkou vody. Úplnejšie cykly pozostávajú z organoklastických, organogénnych a napokon i chemogénnych karbonatických hornín. Fatranská formácia obsahuje širokú škálu plytkomorských facií od produktov supratidálnych plošín typu sabkha, cez rozsiahle plytkovodné plošiny s biostromami bentických organizmov, drobné depresie, podmorské terasy s tvorbou vápniťých ooidov, svahy plytčín s akumuláciou organodetritu až po bahnitú dná hlbších depresí. Panva fatranských vrstiev mala pravdepodobne mierne zvýšenú salinitu a veľmi obmedzený prúdový režim. Oblasť bola občas postihnutá búrkami hurikánového typu. Znaky rytmičnosti, rozsiahle rozmery a drobné regresné obdobia poukazujú na tektonicky aktívne, pulzujúce dno.

Stratigrafický rozsah súvrstvia hodnotili starší autori ako rét. A. Gaździcki (1974) ako vrchný sevát až vrchný rét, J. Bystričský (1975) ako vrchnú časť rétu (v zmysle zóny *Ch. marshi*). A. Gaździcki — J. Michalík — E. Planderová — M. Sýkora 1979 svojimi najnovšími výskumami potvrdzujú posledný názor (napriek tomu, že sa opierať o úzko faciálne viazané megalodontové formy). V profile „Nad poslednou lúkou“ v Západných Tatrách zistili vo vyššej časti súvrstvia karpatského keupru v nadloží fatranskej formácie súbor palinoflóry charakteristický pre zónu *Me s Ch. marshi* v profile Kendelbachgrabenu (sensu S. J. Morbey 1975). Súbor palinoflóry indikuje prítomnosť flóry príbrežného typu s prevahou ihličnanov. Vo fatranskom súvrství bolo možné rozoznať dva hlavné biostromatické komplexy, na báze obvykle s horizontom „švábskej faciie“ („bazálne vrstvy“), rozdelené viac-menej zreteľným „jalovým intervalom“. Súvrstvie končí „prechodnými vrstvami“. Toto členenie bolo overené vo viacerých oblastiach, pričom sa dokázalo, že niektoré špecifické súbory v niektorých horizontoch sú stratigraficky pomerne stále (J. Michalík — O. Jendrejáková — K. Borza 1979). Na základe získaných palynofloristických, mikro- a makrozoopaleontologických nálezov z fatranskej formácie bolo možné predpokladať, že vek tohto komplexu je zrejme mladší než báza zóny *Ch. marshi* v profile Kendelbachgraben a starší než báza liasu.

Priestor hronika

Vrstevný sled komplexov najvyššieho triasu sa zachoval oveľa neúplnejšie a jeho odkrytosť býva často nedokonalá. Viaceré lokality sú známe už dlho (G. Stache 1868, W. Goetel 1917, J. Koutek 1927, A. Maheř 1958, A. Gaździcki 1970, A. Gaździcki — K. Zawidzka 1973, J. Michalík 1973, 1975, 1976 atď.), napriek tomu však znalosti o ich stratigrafii sú len veľmi kusé. D. Andrusov (1934) referoval o náleze *Rhaetites cf. rhaeticus* z lokality Hybe, ktorý mal dokazovať jej rétsky vek. Po náleze konodonta *Misikella posthernsteini* roku 1973 (pôvodne určeného ako *Spathognathus*, či *Misikella hernsteini*) zaradili H. Kozur — R. Mock (1973) súvrstvie na lokalite do strednej časti vyššieho sevátu, neskôr (1974) na bázu rétu. A. Gaździcki (1971) zistil na lokalite Śiwiańskie Turnie w Chochołowskiej doline Západných Tatier masový výskyt druhu *Triasina hantkeni*, ktorý

považoval za charakteristický druh vyššieho rétu. Neskôr (1978, 1978 a) zistil na tej istej lokalite v nižších horizontoch veľmi bohatý výskyt konodontov druhu *Miskiella posthernsteini*, ktorý má byť indexovou skamenelinou pre nižšiu časť rétu.

Oloženiny najvyššieho triasu v priestore hronika predstavujú plytkovodné morské fácie šelfovej tabule s nevýraznými ale zreteľnými širokomorskými vplyvmi. Po tejto stránke najlepšie bolo preštudované tzv. „čierne súvrstvie“ (= hybské vrstvy, J. Michalík 1974) pri Hybiach. Tvoria ho čierne až tmavosivé sliene s bohatou bentickou faunou, v ktorých sa rytmicky opakujú vložky organoklastických vápenčov predstavujúce stopy búrkových udalostí hurikánového typu. Súvrstvie vzniklo zrejme v depresii (kanále?) uprostred rozsiahlej plytčiny značne vzdialenej od pobrežia.

Oloženiny šelfových plytčín sú zastúpené norovickým vápencom — vývojom pripomínajúcim dachsteinský (J. Michalík — A. Gaździcki 1980). Časté sú v ňom piesčito-aleuritické variety (vápenec Šiwej vody) s konodontovou faunou *M. posthernsteini* z Chocholowskej doliny, vyššie zas organodetrické a oolitické horniny s *Triasina hantkeni* (mojtínsky vápenec).

Priestor silicika

Oloženiny najvyššieho triasu v tejto oblasti (donedávna stotožňovanej s gemerikom — pozri J. Mello — M. Polák 1978) sú zachované len rudimentárne a sporadicky. Vápenec Skalky podrobnejšie charakterizoval K. Borza (1973) z profilu v záreze cesty na Veľkú Lúku pri Muránskej Huti ako tmavý kalkarenit obsahujúci *Dasycladacey* (*Diplopora muranica* atď.), foraminifery (*Triasina hantkeni*) a lastúrniky (*Rhaetavicula contorta*). Základná hmota je sparitická, indikuje prostredie s vysokou energiou. Vápenec Gošťanovej charakterizoval J. Bystrický (1973) ako strednozrnný sivý a svetlosivý krinoidový vápenec s faunou brachiopódov (o. i. *Austrirhynchia cornigera*) a bivalvií. Zloženie fauny je blízke hybským vrstvám. Vápenec Bleskového prameňa vystupuje v šošovkách nad súvrstvím furmanského vápenca Slovenského krasu (J. Mello in J. Bystrický 1973). Z tohto svetlosivého krinoidovo-lumachelového vápenca pochádza „fauna od Bleskového prameňa“, ktorú našiel J. Stürzenbaum (1879) a študoval A. Bittner (1890), E. Mojsisovics (1896), novšie J. Bystrický (1964), M. Siblík (1967), V. Kollárová-Andrusovová — M. Kochanová (1972) a D. A. B. Pearson (1975). Podľa posledných výskumov fauna predstavuje tanatocenózu v sedimentoch „fore-reefu“ (čelných svahových sutín útesu) sevatského veku. Vápence hallstattského typu (v okolí Silickej Brezovej) obsahujú faunu sevatských bivalvií (*Monotis salinaria*).

Zlambašské vrstvy predstavujú mikritické slienité sedimenty s pomerne hojnou mikrofaunou (*Involutina friedli*, J. Mello (1975), vzniknuté v období od najvyššieho sevatu do najvyššieho rétu. V nadloží zlambašských vrstiev Západných Karpát (výskyt pri Malom Mlynskom vrchu a Bohúňove v Slovenskom krase) vystupuje súvrstvie ílovito-slienitých hornín s vložkami pieskocov, ktoré je ekvivalentné kopieneckým vrstvám hetangu. Spoločenstvá zlambašských vrstiev z nášho územia sú však len veľmi neúplne preskúmané pre sporadické a veľmi nedokonalé odkryvy.

Súhrn ; perspektívy ďalšieho výskumu

Tektonický nepokoj starokimérskej fázy spôsobil intenzívny rozpad širokého pruhu šelfových morí, postupné rozpínanie dna tetýdy, oscilácie hladiny transgredujúcich epikontinentálnych morí, roztrieštenosť sedimentárnych priestorov, ako i horúce a suché podnebie na veľkej časti pevnín. Izolácia sedimentárnych priestorov, blokovanie morských prúdov, fluktuácia batymetrie a salinity i vyrovnanie podnebia na väčšine povrchu Zeme spôsobili zmenšovanie kozmopolitčnosti foriem organizmov a zdôrazňovanie endemizmu a faciálnej závislosti faun a flór.

Preto pri dešifrovaní stratigrafie vznikli dosiaľ nepreklenuté problémy pre nedostatok indexových skamenelín. Spracovávanie profilov v Západných Karpatoch (ale i v iných oblastiach) naráža navyše na nedostatok dostatočne podrobných a presných vyhodnotení, nepresnú lokalizáciu, zamieňanie a zmiešanie litostratigrafických a biostratigrafických kritérií, používanie termínov v odchylnom význame bez ich redefinície i na nepresné formulácie a používanie geologického žargónu v odborných publikáciách. Nakoľko amonit *Ch. marshi* sa dosiaľ našiel iba v štyroch oblastiach sveta (Východné Alpy, Špicbergy, Britská Kolumbia, Nevada a severná Kalifornia), profily najvyšším triasom v Západných Karpatoch boli vyhodnocované pomocou rôznych parastratigrafických stupníc. Pri ich zostavovaní použili rozličné skupiny organizmov: foraminifery, ramenonožce, lastúrniky, sporomorfy a ďalšie.

Prakticky všetky formy organizmov najvyššieho triasu boli viac-menej úzko faciálne viazané. Platí to pre foraminifery, v rozšírení ktorých možno dobre pozorovať zreteľné paleobiogeografické závislosti (J. Michalík — O. Jendrejáková 1978 a iní). V oblasti tatrika sa našli hlavne sesílné formy. Oblasť tatrika je typická hojným výskytom glomospír a glomospirel. Druh *Triasina hantkeni* sa nikdy nevyskytuje v okrajových zónach tatrika (vysocká jednotka a jej ekvivalenty), maximum jeho výskytu je až v hroniku. To platí i pre zloženie peľových spoločenstiev s *Classopollis* a ďalšími typmi palinomorf: frenelopsidné konifery, ktoré ich produkovali, boli zrejme súčasťou xerofytnej príbrežnej vegetácie, ba niektoré mohli byť halofytnými elementmi (A. Hlušík 1979). Boli teda viazané na rozšírenie facií aridných príbrežných nížin typu sabkha pozdĺž tetýdneho pobrežia. Problémom palinostratigrafickej korelácie je i dosiaľ neriešená otázka hranice palynologicky definovaného rétu s norikom. Napriek tomu je palinostratigrafická korelácia úspešnou metódou, ktorú treba ďalej zdokonaľovať a aplikovať na ďalšie profily uloženinami najvyššieho triasu Západných Karpát.

Veľkú pozornosť treba venovať niektorým dosiaľ zanedbávaným skupinám organizmov (koraly, rádiolárie, machovky, ostrakódy, ostnokožce, vertebrata a ďalšie), ktoré by v súvislosti s ďalšími zložkami fosílnnej fauny a flóry mohli vyplniť naše medzery v znalostiach. Faciálna závislosť organizmov na prostredí, ktorá bola v najvyššom triase taká očividná, neznemožňuje ich použitie v biostratigrafickom výskume. Vývoj žiadneho organizmu nebol priamo determinovaný časom. Vývoj organizmov je ovplyvňovaný komplexom príčin, z ktorých mnohé po úplnom zhodnotení môžu vypovedať často i viac, než možno očakávať od jedinej ideálnej indexovej skameneliny. Mnohé z faktorov prostredia (globálne krátkodobé vychyl-

ky teploty podnebia atď.) sa môžu výrazne odraziť práve v zložení a vývoji spoločností „faciálnych fosílií“ a byť nimi fixované ako biostratigrafický znak. Komplexné biostratigrafické vyhodnotenie je najspôhlivejšou metódou, zabezpečujúcou minimum skreslení a medzier v údajoch. Len úplná znalosť celého spektra zložiek fauny a flóry, poznanie ich zložitých vzájomných súvislostí, vzťahov a reakcií na drobné i väčšie zmeny životného prostredia v čase môže dešifrovať zákonitosti vrstevného sledu sedimentárnych formácií a ich globálny stratigrafický význam.

Do tlače odporučil J. Bystrický.

Literatúra

- ALBERTI, F. A. v. 1834: Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart-Tübingen, Gotha, 1—62.
- ANDRUSOV, D. 1934: O nálezu ammonoida v karpatském rhaetu. Věst. Stát. geol. Úst. 10, Praha, 9—13.
- BAUD, A. 1977: L'échelle stratigraphique du Trias: état des travaux et suggestions. Bull. B. R. G. M. 2, 4, 3, Lausanne, 297—299.
- BOLZ, H. 1974: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden 2. Senck. lith. 55, 1/5, Frankfurt a. M., 325—361.
- BORZA, K. 1973: Locality 9, Veľká Lúka — the Dachstein limestone. In: Bystrický J. et al.: Triassic of the West Carpathian Mts. Guide to exc. „D“ X-th Congr. CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 76—78.
- BUCH, L. v. 1831: Einige Bemerkungen über die Alpen in Bayern. Abh. Preuss. Ak. Wiss. 1828, Berlin, 73—84.
- BUCKMAN, S. S. 1898: On the grouping of some divisions of so called „Jurassic“ time. Quart. Journ. geol. Soc. L. 54, London, 442—462.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the West Carpathian Mts. Guide to exc. „D“ Xth Congr. CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—152.
- BYSTRICKÝ, J. 1975: The Kössen Beds in the West Carpathians and the problems of their stratigraphical division. Geol. Zbor. Geol. carpath. 26,2, Bratislava, 177—197.
- ČEPEK, P. 1970: To the facies characterization of the neritic and bathyal sedimentation of the Alpine-Carpathian geosyncline. Rozpr. Čs. Akad. Věd, 80,5 Praha, 1—78.
- DAGYS, A. S. 1963: Problema retskogo jarusa. Geol. i geof. 8, Novosibirsk, 13—25.
- DUNCAN, R., 1867: On the Madreporaria of the Infra-leas of South Wales. Quart. Journ. geol. Soc. L. 23, London, 1—12.
- FABRICIUS, F. 1974: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. In: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Öst. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 2, Wien-NewYork, 87—92.
- FOETERLE, F. 1859: Tatra (Galizischer). H. Geol. Reichsanst. 10, Wien, 120—123.
- FROMARGET, G. 1940: Problema retskogo jarusa. Trans. Int. Geol. Congr. 17,5, Moskva, 417—423.
- GAŹDZICKI, A. 1970: Triasina microfacies in the sub-tatric Rhaetic of the Tatra Mts. Bull. Ac. Sci. Pol., Geol. Geogr. 18, 2, Warszawa, 105—112.
- GAŹDZICKI, A. 1974: Rhaetina microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta geol. Polon. 24,1 Warszawa, 17—96.
- GAŹDZICKI, A. 1978: Conodonts of the genus Misikella Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetic of the Tatra Mts. (West Carpathians). Acta Palaeont. Polon. 23,3, Warszawa, 341—350.
- GAŹDZICKY, A. 1978 a: Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. Przegl. geol. 300,4, Warszawa, 257—259.
- GAŹDZICKI, A. — IWANOW, A. 1976: The diachronism of the Rhaetic and „Gresten“ beds in the Tatra Mts. (West Carpathians). Bull. Ac. Pol. Sci., s. Sci. Terr. 24,2, Warszawa, 117—122.

- GAŹDZICKI, A. — MICHALÍK, J. — PLANDEROVÁ, E. — SÝKORA, M. 1979: An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra Mts., West Carpathians, Czechoslovakia). *Záp. Karpaty, Geol.* 5, Bratislava, 119—148.
- GAŹDZICKI, A. — ZAWIDZKA, K. 1973: Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta geol. Polon.* 23, 3, Warszawa, 483—490.
- GOETEL, W. 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subatrischen Zone in der Tatra. *Bull. Ac. Sci. Crac. A* 1916, Kraków, 1—222.
- GOLDFUSS, A. 1826—1833: *Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibung der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Landen unter Mitwirkung des Herrn Grafen Georg zu Münster.* I—III, Düsseldorf, 1—131.
- GUUMBEL, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpen-Gebirge und seines Vorlandes (obere Abtheilung des Keupers in den Alpen). Gotha, J. Perthes Verl., 1—970.
- HAUER, R. — RICHTHOFEN, F. 1859: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im nördlichen Ungarn im Sommer 1858. *Jb. Geol. Reichsanst.* 10., Wien, 399/465.
- HAUER, F. 1963: Ueber die Gliederung der Trias-Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. *H. Geol. Reichsanst.* 4, Wien, 715—784.
- HAUER, F. 1865: *Christoceras*, eine neue Cephalopodensippe aus den Kössener Schichten. *Sitzungsber. Ak. Wiss., Math. — Nat. Kl.* 52, Wien, 1—654.
- HLUŠTÍK, A. 1979: Frenelopsidy — málo známe fosilní jehličnany. *Živa* 27, 1, Praha, 16—17.
- KITTL, E. 1903: Salzkammergut. In: *Führer für die Excursionen in Österreich. IV. Int. Geol. Congr.*, 9 Wien, 118.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ — V. KOCHANOVÁ, M. 1972: Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava (Nor, Westkarpaten), vydav. SAV. Bratislava, 1—214.
- KOTAŇSKI Zb. 1959: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta geol. Polon.*, 9, 2, Warszawa, 113—145.
- KOUTEK, J. 1927: Příspěvek k poznání hybského rhaetu v horním Považí (Geologických studií v Nizkých Tatrách část 3). *Rozpr. II. tř. Čes. Ak.*, 36, 6, Praha, 1—7.
- KOZUR, H. 1973: Beiträge zur Stratigraphie der Trias II. *Geol. Paläont. Mitt. Ibk.*, 3, 2, Innsbruck, 1—14.
- KOZUR, H. — MOCK, R. 1973: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Ibk.*, 3, 2, Innsbruck, 1—14.
- KOZUR, H. — MOCK, R. 1974: *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. *Čas. min. geol.*, 19, 3, Praha, 245—250.
- KRYSTYN, L. 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranean Obertrias. Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. *Symposium Wien. Öst. Ak. Wiss., Schriftenr. Erdw. Komm.*, 1, Wien, 137—144.
- KÚŠIK, R. 1957: K otázke zloženia a pôvodu oolitických železných rúd Oravic. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 8, 2, Bratislava, 335—342.
- KÚŠIK, R. 1967: Sedimentárne oolitické železné rudy rétu a spodného liasu krížňanského príkrovu. *Náuka o Zemi, Geol.*, 3, Bratislava, 1—77.
- LEYMERIE, A. 1839: Mémoire sur la partie inférieure du système secondaire du département du Rhône. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 3, Paris, 313—378.
- LOBITZER, H. 1974: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk—Aflenzer Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark). *Mitt. Geol. Ges. W.*, 66—67, Wien 75—91.
- MAHEL, M. 1958: Príspevok k chápaniu tektonického zmyslu maloštruktúr a megaštruktúr krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Správy* 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—12.
- MAHEL, M. 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Správy* 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—8.
- MELLO, J. et al., 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a príľahlej časti Čiernej hory. *Zjazd. sprievodca XX. zj. SGS. Miner. Slovaca*, 7, 4, Košice 29—63.
- MELLO, J. — POLÁK, M. 1978: Facial and paleogeographic outline of the West Carpathian Middle Triassic, Illyrian-Langobardian. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát.* Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 301—314.
- MICHALÍK, J. 1973: Nové poznatky o charaktere rétu lokality Hybe. *Geol. Práce, Správy*, 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—212.

- MICHALÍK, J. 1974: Zur Paläogeographie der Rhätischen Stufe des westlichen Teiles des Križna Decke in den Westkarpaten. *Geol. Zbor., Geol. carpath.*, 25,2, Bratislava, 257—285.
- MICHALÍK, J. 1975: Genus *Rhaetina* Waagen, 1882 (Brachiopoda) in the Uppermost Triassic of the Carpathians. *Geol. Zbor., Geol. carpath.*, 26,1, Bratislava, 47—76.
- MICHALÍK, J. 1976: The representatives of Strophomenida (Brachiopoda) in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27,1, Bratislava, 79—96.
- MICHALÍK, J. 1977a: Systematics and ecology of *Zeilleria* Bayle and other brachiopods in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. carpath.*, 28,2, Bratislava, 323—346.
- MICHALÍK, J. 1977b: Paläogeographische Untersuchungen der Fatra-Schichten (Kössen Fmt) des nördlichen Teiles des Fatrikums in den Westkarpaten. *Geol. Zbor. carpath.* 28,1, Bratislava, 71—94.
- MICHALÍK, J. 1978: To the paleogeographic, paleotectonic and paleoclimatic development of the West Carpathian area in the Uppermost Triassic. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 189—211.
- MICHALÍK, J. — JENDREJÁKOVÁ, O. 1978: Organism communities and biofacies of the Fatra Fmt. (Uppermost Triassic, Fatric) in the West Carpathian. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 2,1, Bratislava, 113—137.
- MICHALÍK, J. GAŽDZICKI, A. 1980: To the lithological and stratigraphical development of the Uppermost Triassic limestones in the northern part of the Choč nappe, West Carpathians. *Acta Geol. Polon.*, 24,1, Warszawa, 48—90.
- MICHALÍK, J. — JENDREJÁKOVÁ, O. — BORZA K. 1979: Some new Foraminifera species of the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 30,1, Bratislava, 45—60.
- MICHALÍK, J. — PLANDEROVÁ, E. — SÝKORA, M. 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carp.*, 27,2, Bratislava, 299—318.
- MIŠÍK, M. — MOCK, R. — SÝKORA, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 28,1, Bratislava, 27—69.
- MOJSISOVICS, E. v. 1868: Über die Gliederung der Oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 19, Wien, 91—150.
- MOJSISOVICS, E. 1892: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. *Sitzungsb. Akad. Wiss. W.*, 101, Wien, 769—780.
- MOJSISOVICS, E. 1896: Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. *Sitzungsb. Ak. Wiss. W.*, 105, Wien, 5—40.
- MORBEY, S. J. 1975: The palynostratigraphy of the Rhaetian stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. *Palaeontor. B* 152, 1—3, Stuttgart, 1—75.
- OPPEL, A. — SUESS, E. 1856: Über die muthmasslichen Aequivalente der Kössener Schichten in Schwaben. *Sitzungsb. Ak. Wiss., Math.-Nat. Kl.*, 21,2, Wien, 335—549.
- PEARSON, S. A. B. 1970: Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. *Quart. Journ. geol. Soc. L.*, 501/2, 126, 1/2, London, 125—150.
- PEARSON, D. A. B. 1977: Rhaetian brachiopods of Europe. *Neue Denkschr. Naturh. Mus. W.*, 1, Wien, 1—70.
- POMPECKJ, J. F. 1895: Die Ammoniten des Rhaet. *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, 2, Stuttgart, 1—46.
- RACIBORSKI, M. 1980: Flora retycka w Tatrach. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Ak. Umiej.*, 21,2, Kraków, 243—260.
- RADWAŃSKI, A. 1968: Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierchowego Tatr. *Stud. geol. Polon.*, 25, Warszawa, 1—146.
- RENEVIER, E. 1861: Note sur l'Infralias et l'étage Rhaetien des Alpes Vaudoises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1861, Paris, 1—333.
- SALAJ, J. 1969: Essai de zonation dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. *Geol. Práce, Správy, Geol. list. D. Štúra* 48, Bratislava, 123—128.
- SCHLOENBACH, M. 1867: Gliederung der rhätischen Schichten bei Kössen. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 1867, Wien, 1—211.
- SIBLÍK, M. 1967: Ramenonožci noru z lokality Drnava (Slovenský kras). *Geol. Práce, Správy*, 43, *Geol. list. D. Štúra*, Bratislava, 81—97.
- SLAVIN, V. I. 1961: Problèmes généraux de la subdivision du Trias supérieur et inférieur dans la région du geosynclinal alpin. *Ann. Inst. geol. Hung.*, 49, Budapest, 417—424.

- SMITH, D. G. 1977: Late Triassic palynology and the definition of the lower boundary of the Rhaetian standard Age/Stage. *Geol. Magazine*, 114, 2, Hertford, 153—156.
- STACHE, G., 1868: Über das Gebiet des Schwarzen und Weissen Waag. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 5, Wien, 99—102.
- STUR, D. 1859: Über die Kössener Schichten im nord-westlichen Ungarn. *Sitzungsab. Ak. Wiss., Math.-Nat. Kl.* 38, Wien, 1006—1024.
- STUR, D. 1968: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag—und Gran-Thale, *Jb. Geol. Reichsanst.*, 18, 3, Wien, 337—426.
- STÜRZENBAUM, J. 1879: Kössener Schichten bei Dernö im Tornaer Comitatie. *Földt. Közl.*, 4, Budapest, 283—289.
- SUESS, E. 1854: Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. *Denkschr. Ak. Wiss., Math.-Nat. Kl.*, 7, Wien, 29—65.
- SUESS, E. — MOJSISOVICS, E. 1868: Studien über Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen II: Gebirgsgruppe des Osternhornes. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 18, Wien, 1—167.
- TOLLMANN, A. 1978: Bemerkungen zur Frage der Berechtigung der rhätischen Stufe. In: *Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*. *Schriften. Erdw. Komm. Öst. Ak. Wiss.*, 4, Wien, 175—177.
- TOZER, E. T. 1978: North America — Arctic Tethys correlations: a review. *Abstr. Working Meeting IGCP Project 4*, Budapest, 3—5. X., 1978, Budapest.
- UHLIG, V. 1897: Geologie des Tatragebirges I. *Denkschr. Ak. Wiss., Math.-Nat. Kl.*, 64, Wien, 643—684.
- ULRICH, M. 1972: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Ibk.*, 21, Innsbruck, 661—710.
- WIEDMANN, J. 1972: Ammonites-Nuklei aus Schlammproben der Nordalpinen Obertrias, ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud.*, 21, Innsbruck, 561—622.
- WIEDMANN, J. et al. 1979: Über Umfang und Stellung des Rhaet. *Newsl. Stratigr.*, 8, 2., Berlin-Stuttgart, 133—152.
- ZAPFE, H. 1967: Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. *Ann. Nat. Mus. W.*, 71, Wien, 413—480.

Jozef Michalík

Why the „problem of Rhaeto-Norian“ in the West Carpathians

Summary

The problems with the stratigraphic division of Uppermost Triassic caused the lack of reliable and elsewhere applicable index fossils. Rhaetic stage has been defined (C. W. Gümbel, 1861) as a lithostratigraphic unit, fixed by facially dependent bivalve *Rhaeticula contorta*. It has been later replaced by ammonite *Choristoceras marshi*. However, the stratigraphical range of the latter species is substantially different from the range of *Rh. contorta*. Numerous polemics on the competence and delimitation of Rhaetic stage arose, several parallel interpretations of the content of this stage have been created, but the confusions in the world literature on Uppermost Triassic have not been removed. The most frequent interpretations of the Rhaetic belong to the following four groups:

1. Rhaetic (Infraliassique) as a part of Jurassic has been considered by classical English-French school. This interpretation is abandoned at present.
2. Rhaetic sensu „Zone with *Rh. contorta*“ has been defined by the classical Austrian and German school. It contains, according to recent interpretation two ammonite zones (*Rh. suessi* and *Ch. marschi*).
3. Rhaetic sensu „*Ch. marshi* zone“. This interpretation gradually loses its followers owing to the fact that *Choristoceras* is relatively rare in the world and everywhere strong facially dependent.
4. Rhaetic as a substage (or zone?) of the Norian has been advocated by several paleontologists,

stratigraphers and sedimentologists on the ground of close relations of both Rhaetic and Norian ammonites and other faunas, and insufficient biostratigraphical characterization of the Rhaetic stage. Several specific features characterized the paleogeographic and biostratigraphic situation in the West Carpathian area. Hot and dry climate, periods of storm activity, tectonic instability and sea level pulsation were common for all the environments in this area and affected its faunal and floral composition. West Carpathian sequences were produced by several different environments, containing a wide scale of biotopes: from Tatric continental lacustrine Tomanová Formation, Fatric marine unstable Fatra Formation, Dachsteinlike development (Norovica Formation) in the Hronic and part of Silicic and relatively stable reef, fore-reef and basinal pelagic developments in Silicic. A brief survey of their stratigraphy (or the recent stratigraphical knowledge) is given.

Translated by author.

Viera Gašpariková

Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov

2 fotografické tabuľky (XLVII — XLVIII)

Pri mikropaleontologickom vyhodnocovaní vrtu SBM-1 Soblahov som súvrstvie pestrých slieňov a slieňovcov z hĺbky 1317 — 1346 m považovala za sterilné (M. Maheľ — A. Kullmanová et al. 1975).

Na základe výsledkov, ktoré získala A. Kullmanová (1978) pri prehodnotení vrtných jadier tohoto vrtu, vrátila som sa k uvedenej problematike. Menovaná autorka zistila totiž vo výbrusoch z hĺbky 1317 m, 1328 m a 1338 m početnú globotrunkánovú mikrofaunu. Prezrela som výplavy z týchto hĺbok a zistila som v nich, hlavne v hĺbke 1328 m a 1338 m, pomerne hojné elipsoidné útvary tvorené pestrými slieňmi. Išlo o obalené schánky foraminifer, ktorých tvar i stavba boli zastreté okolným sedimentom. Po jednodňovom namáčaní týchto foriem vo veľmi zriedenej kyseline octovej podarilo sa horninu zo schránok odstrániť. Takto sa získali hodne narušené schránky, u ktorých sú zreteľné dva kýly. Hoci je presná identifikácia druhov problematická, možno konštatovať, že ide o globotrunkány fylogenetického radu *Globotruncana angusticarinata* — *Globotruncana arca*, ktoré uvádza i A. Kullmanová (1978) a ktoré potvrdzujú koňacký až spodnokampánsky vek pestrých slieňov.

Literatúra

- KULLMANOVÁ, A. 1978: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—160.
- MAHEL, M. — KULLMANOVÁ, A. et. al. 1975: Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľkám XLVII—XLVIII

Tab. XLVII

1. *Globotruncana* ex gr. *arca* Gushman, × 220
2. *Globotruncana* ex gr. *coronata* Bolli, × 220

Tab. XLVIII

1. *Globotruncana* sp., × 75
2. ? *Globotruncana* sp., × 110
3. *Globotruncana* ex gr. *arca* Gushman, × 60
4. ? *Globotruncana* sp., × 90
5. *Globotruncana* sp., × 60
6. *Globotruncana* ex gr. *linneiana linneiana* (Orbigny), × 110

Vladimír Bezák

Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca **(The course of the Muráň fault SW of Tisovec)**

Diskusia

Muránsky zlom je najvýraznejšie vyvinutý v úseku medzi Muránskou Hutou a Tisovcom. Oddeľuje tu muránske mezozoikum a jeho podklad budovaný granitoidnými horninami kráľovohoľského komplexu od južnejšej zóny s pestrou horninovou skladbou (kohútske pásmo) — významné je v nej zastúpenie svorových hornín, ale sú tu aj rôzne typy rúl a šupiny granitoidov a migmatitov. Zlom má severovýchodný smer a odohrali sa na ňom naposledy pohyby poklesového charakteru, pričom zaklesnutá je severnejšia kryha.

Západne od Tisovca končí výskyt muránskeho mezozoika ako hlavného indikátora priebehu muránskeho zlomu a jeho priebeh ďalej na juhozápad sa stáva nejasným. Pri juhozápadnom ukončení kohútskeho pásma vystupuje zlom na sz. okraji divínskeho mezozoika, na ktoré nadväzujú poruchy v doline Ipľa pri Ipeľskom Potoku uprostred granitoidov. Tieto zlomy sa považovali za ekvivalent muránskeho zlomu a na generálnych mapách 1 : 200 000 sa predpokladalo ich prepojenie. Podľa našich posledných výskumov sa však javí priebeh muránskeho zlomu v novom svetle.

Pri mapovaní v širšom okolí Kokavy a Klenovca sa podarilo vyčleniť výraznú zlomovú líniu severovýchodného smeru, ktorá oddeľuje komplex hybridných granitoidov a migmatitov od slabometamorfovaných hornín (svory, albitické ruly). Posledný pohyb na zlome bol vertikálny, pričom severnejšia kryha granitoidov je zaklesnutá. Geologické znaky tohto zlomu sú teda analogické ako u muránskeho zlomu. Najpodstatnejšie je to, že zlom tiež z j. strany ohraničuje zaklesnutý, pomerne monotónny komplex granitoidov a migmatitov pravdepodobne príkrovového charakteru a oddeľuje ho od pásma, v ktorom sú ešte zastúpené aj svory hrónskeho komplexu. Zlom sa markantne prejavuje aj morfológicky a geofyzikálne (veľmi výrazné hustotné rozhranie, informácia D. Obernauera).

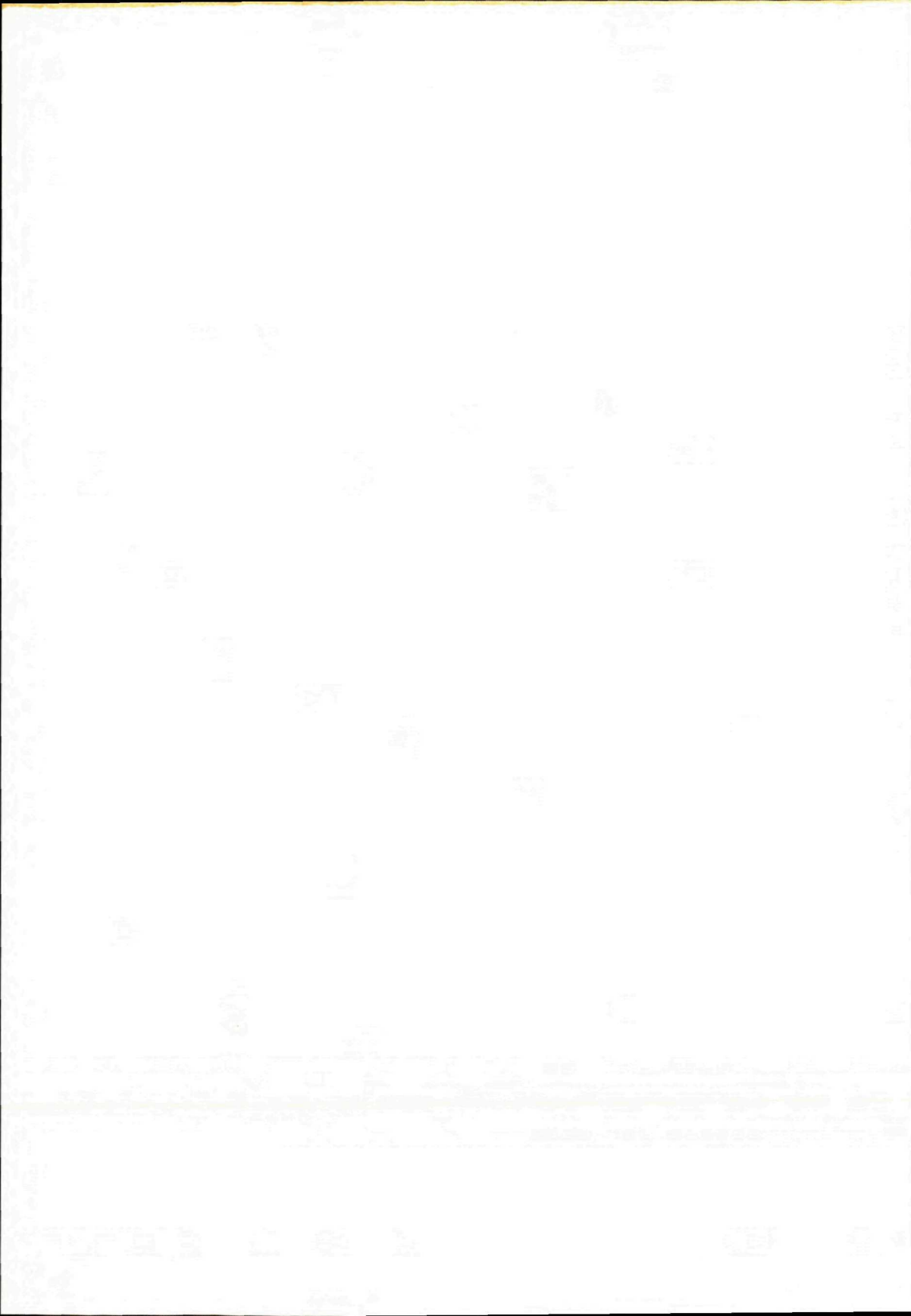
Z uvedených dôvodov považujeme tento zlom za pokračovanie muránskeho zlomu, na ktorý sa napája južne od Tisovca. Napojenie je sprostredkované niekoľkými výraznými pričnými poruchami severozápadného i severojúžného smeru. Zlom prebieha od severného okraja Rimavskej Píly, jz. smerom severozá-

padne od k. Ostrá do severného okolia Klenovca (oblasť priehrady) a odtiaľ cez sedlo Chorepa k severnému okraju Kokavy a ďalej na juhozápad k severnému okraju Krnej. Priebeh je v celej dĺžke narušovaný priečnymi poruchami.

Ďalší priebeh k juhozápadu bude možné stanoviť až po ďalších výskumoch. Predpokladáme však, že bude smerovať niekde k južnému okraju divínskeho mezozoika. Divínsky zlom na jeho s. okraji spolu s „ipefskými“ poruchami by predstavovali potom zlom paralelný s muránskym (severné ohraničenie zaklesnutej kryhy). Geofyzika skutočne indikuje približne v tých miestach výrazné poruchy, ktoré smerujú do muránskeho mezozoika (severne od muránskej línie), vo veporidnom kryštaliniku existuje viacero podobných význačných porúch (podľa ústného oznámenia D. Obernauera).

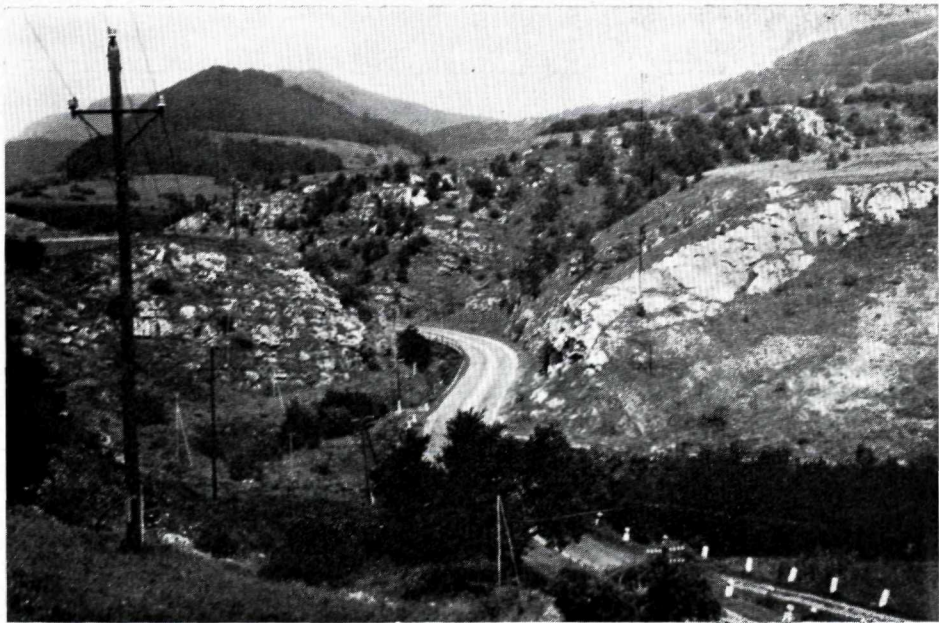
Najvýraznejšie prejavy aktivity muránskeho zlomu sú v najmladšom — popaleogénnom období (ide o pohyby poklesového charakteru). Je však nepochybné, že jeho založenie je staršie. Zvrásnenie presunutých kryštalinických komplexov zastrela znaky, podľa ktorých by sme mohli usudzovať o význame tohto zlomu v alpínskej epoche. Môžeme len stanoviť jeho poslednú polohu v severnom ramene megaantiklinálnej formy, kde mal pravdepodobne charakter prešmyku. Rekonštrukcia jeho starších funkcií bude spojená s výskumom ďalších možností tektonického hromadenia komplexov kryštalinika počas alpínskej orogenézy.

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—LIII





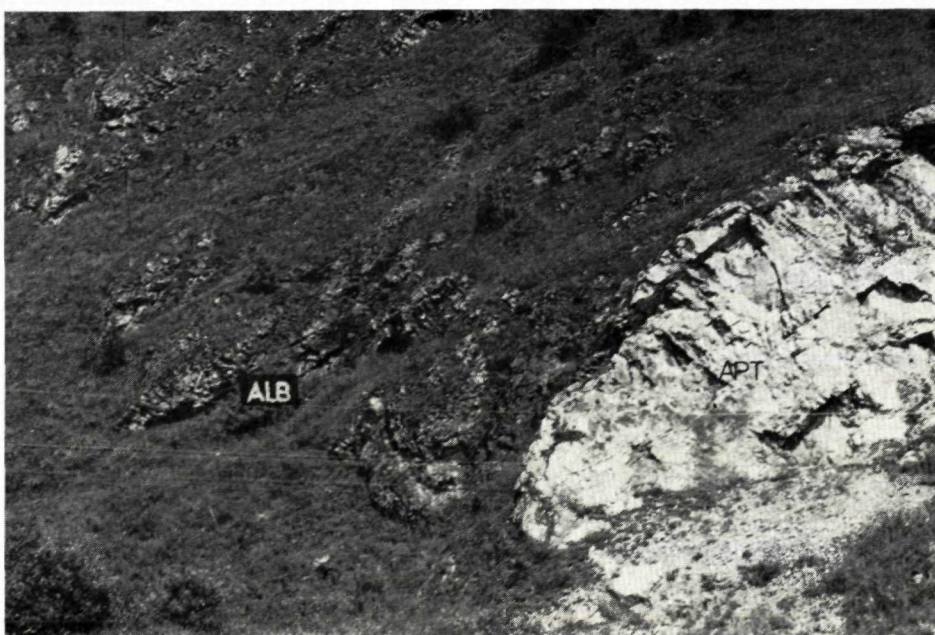
1



2



1



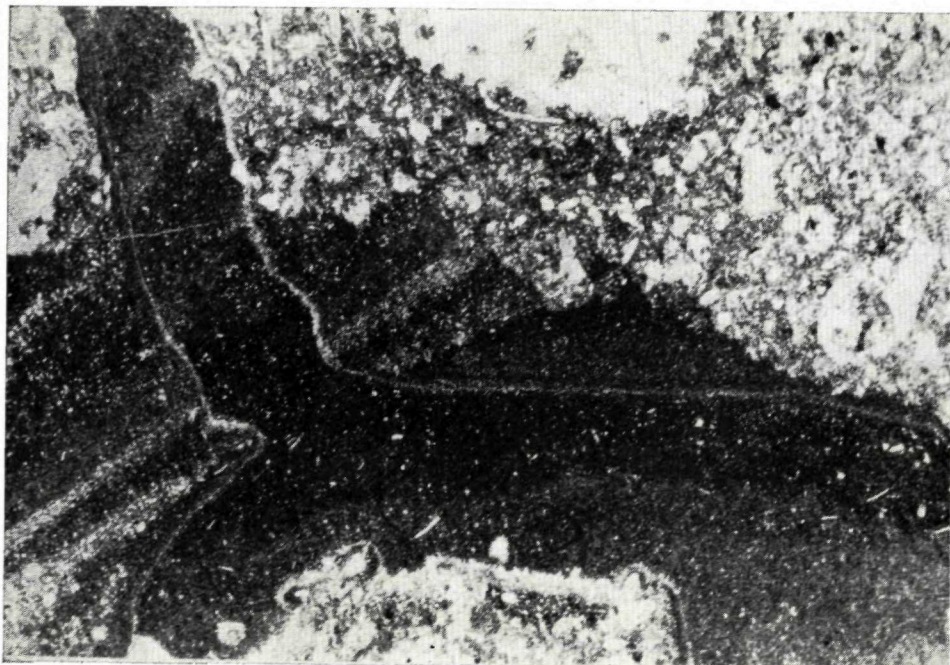
2



1



2



1



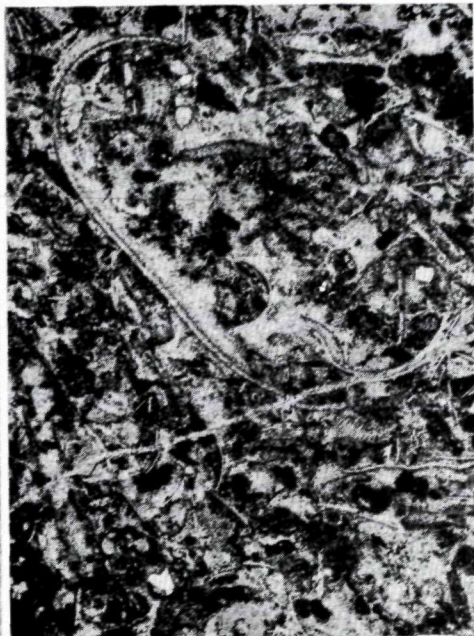
2



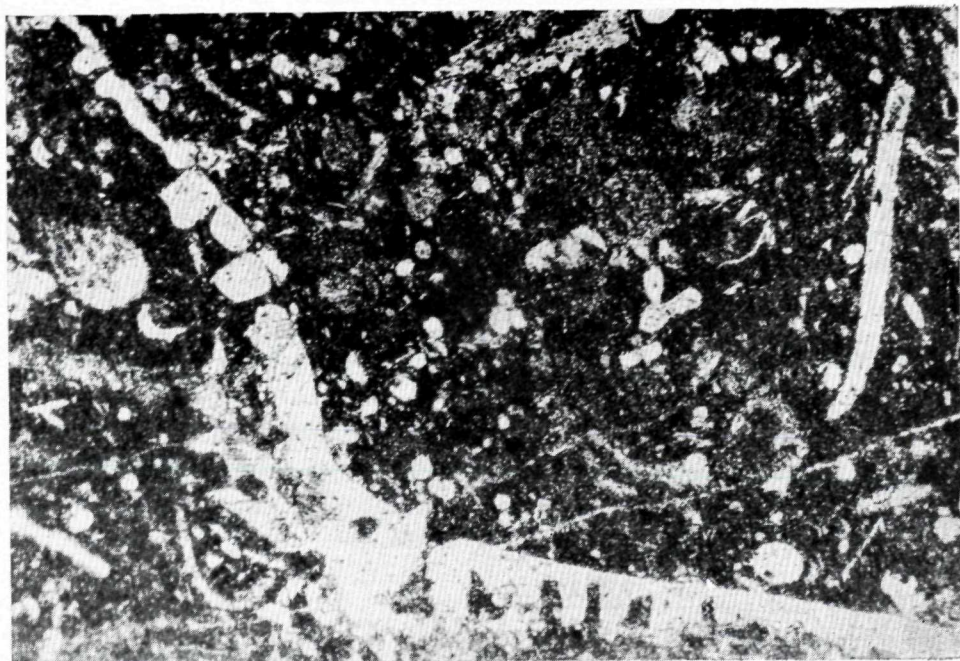
3



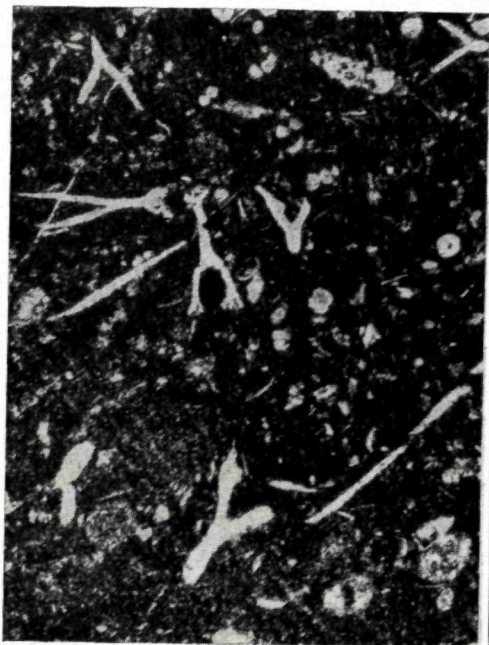
1



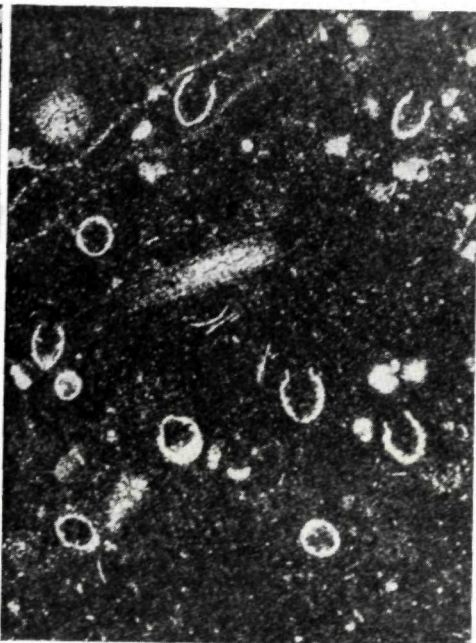
2



3



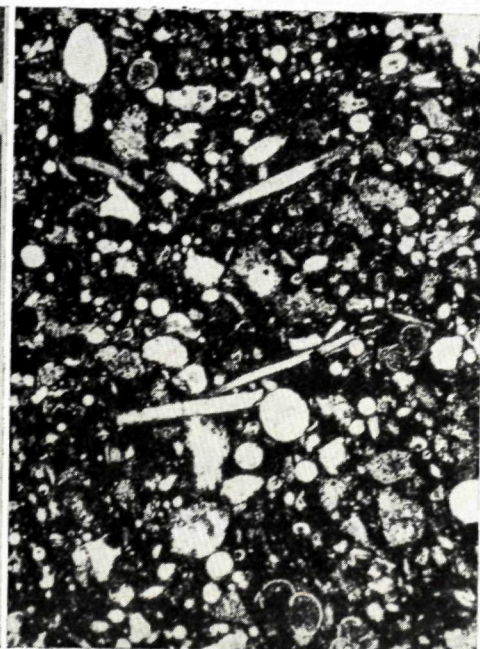
1



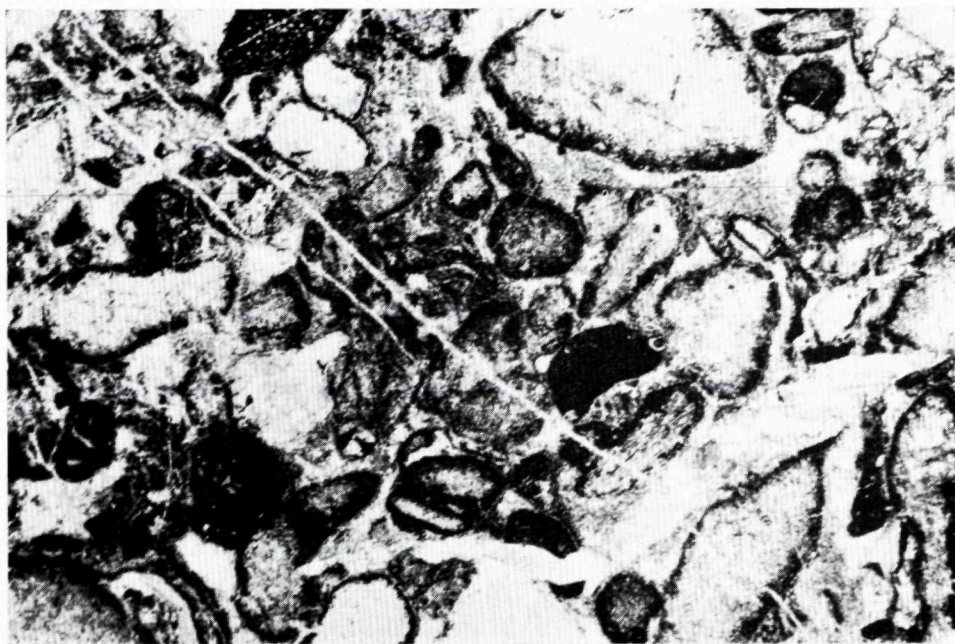
2



3



4



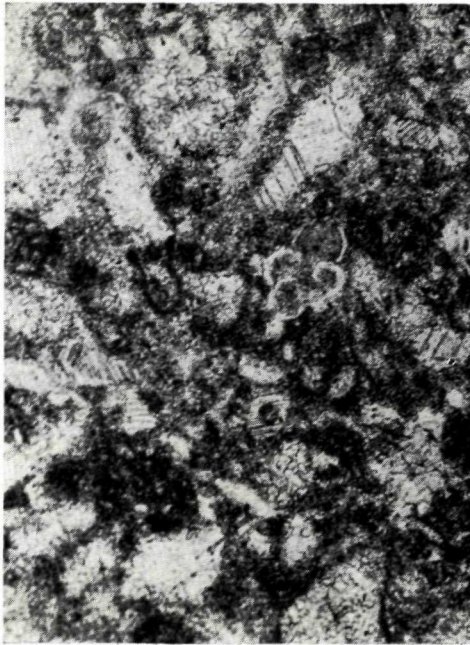
1



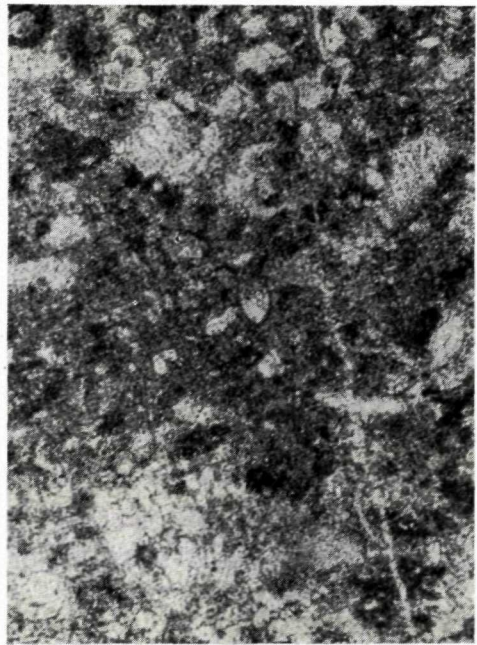
2



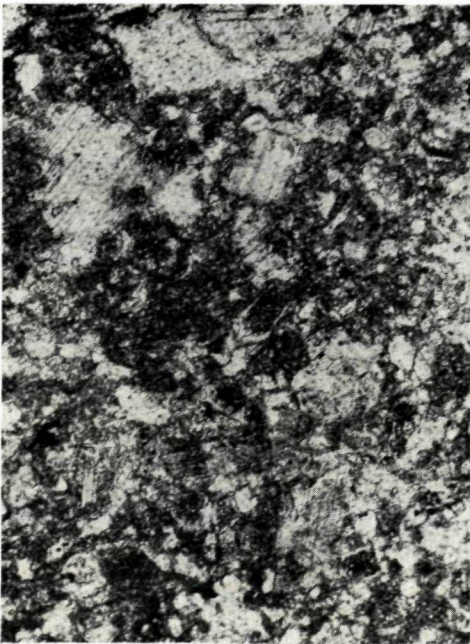
3



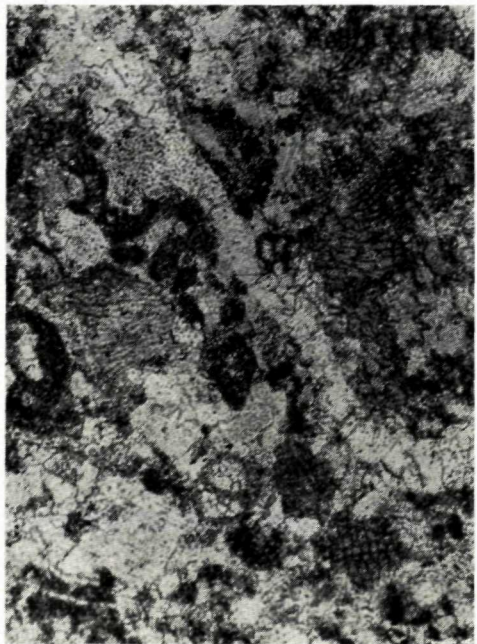
1



2



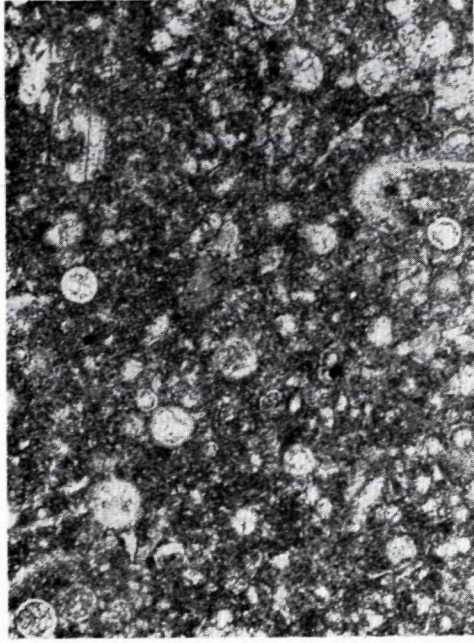
3



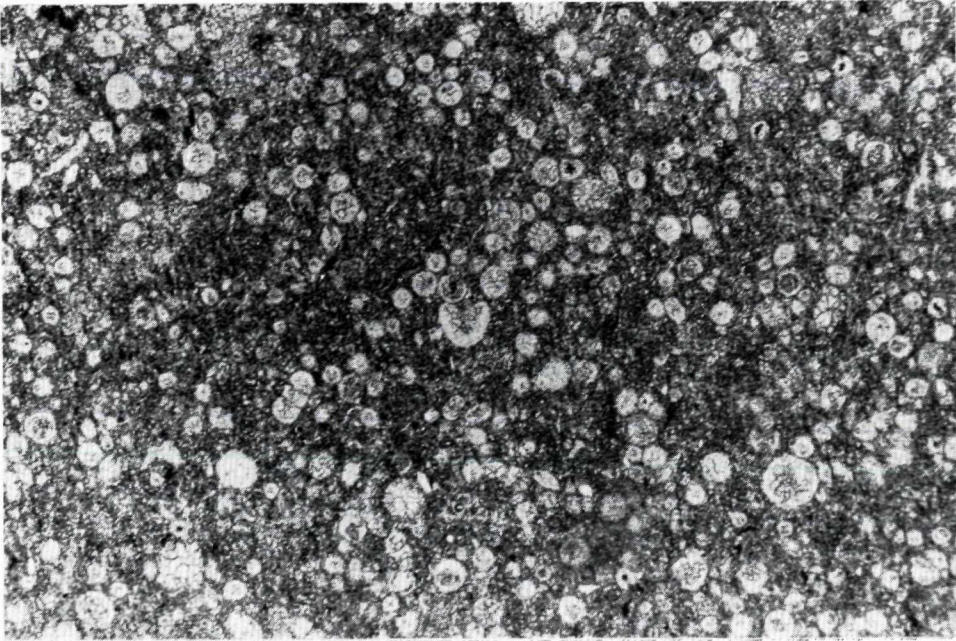
4



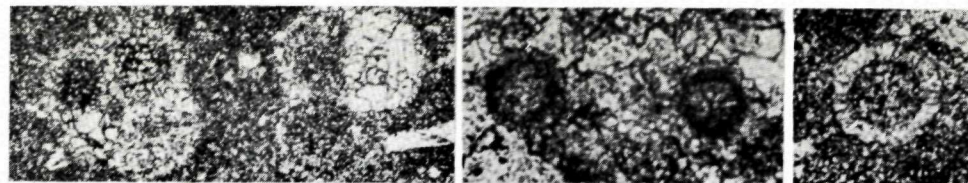
1



2



3



1

2

3



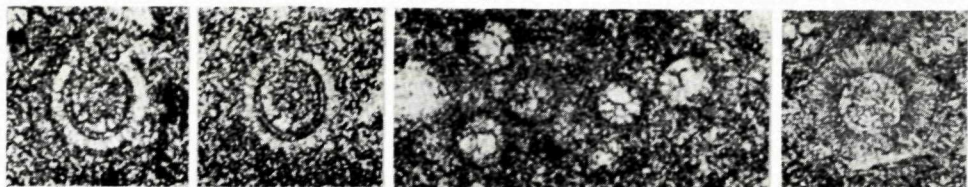
4

5

6

7

8

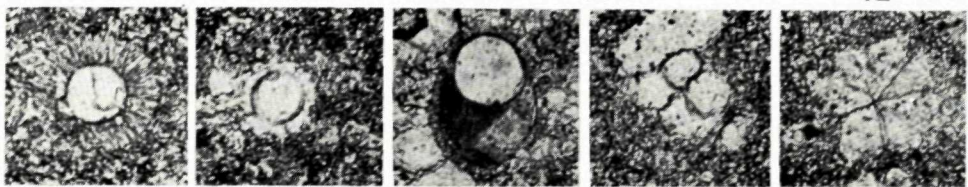


9

10

11

12



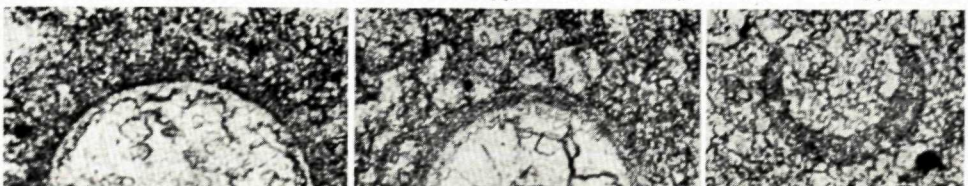
13

14

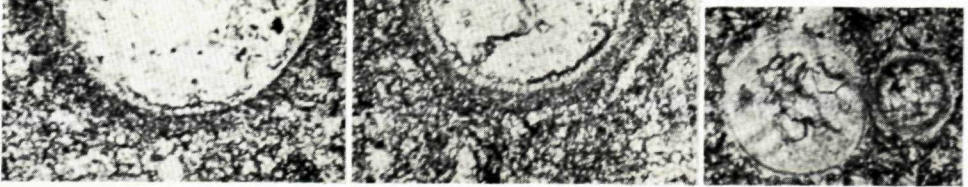
15

16

17



20



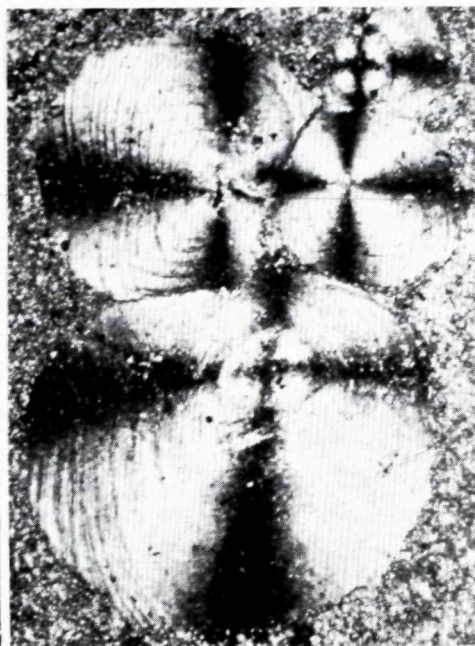
18

19

21



1



2



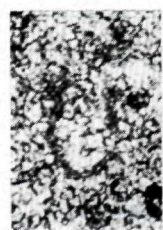
3



5



4



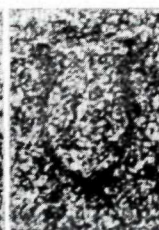
6



7



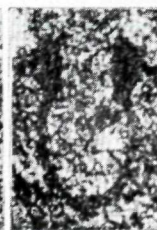
8



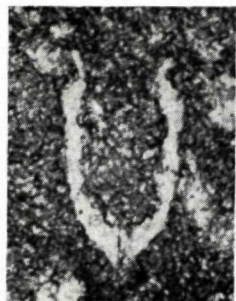
9



10



11



1



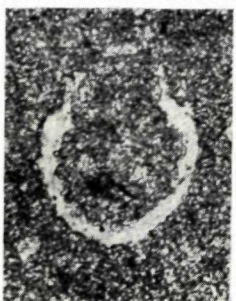
2



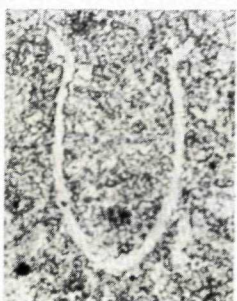
3



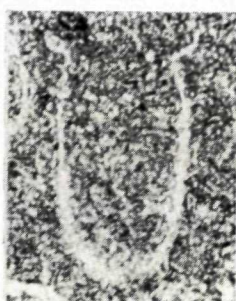
4



5



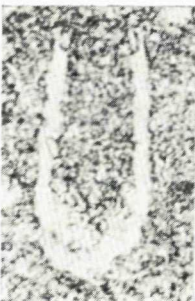
6



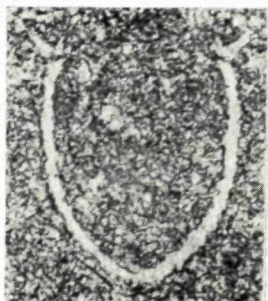
7



8



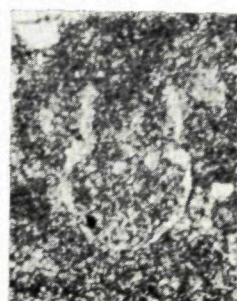
9



10



11



12



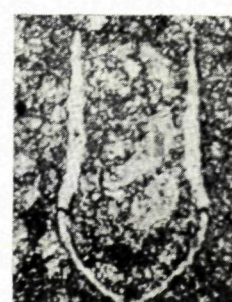
13



14



15



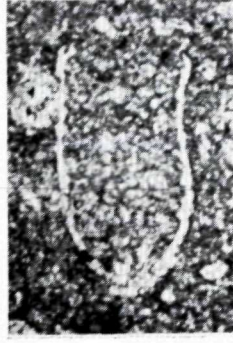
16



1



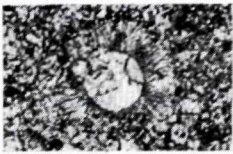
2



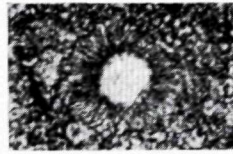
3



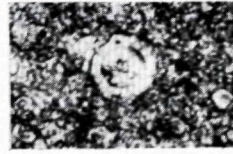
4



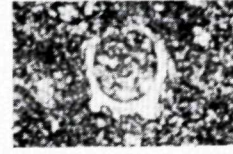
5



6



7



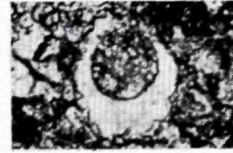
8



9



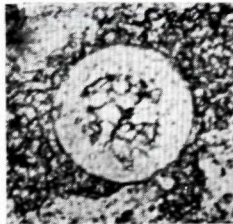
10



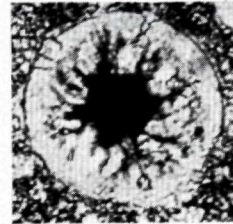
11



12



13



14



15



16



17



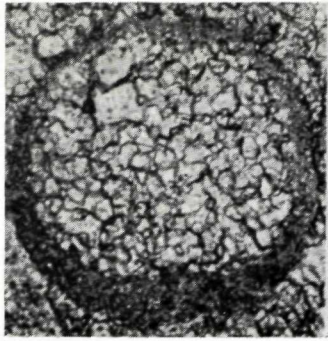
18



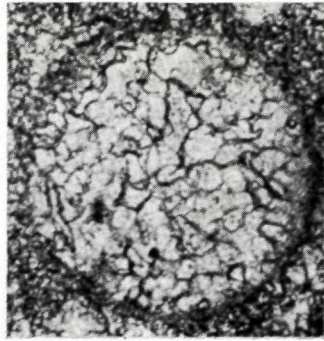
19



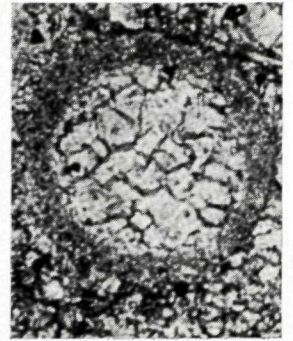
20



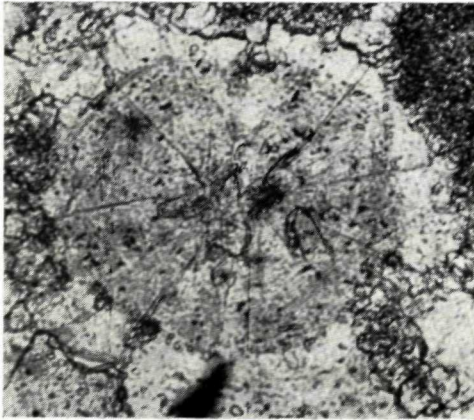
1



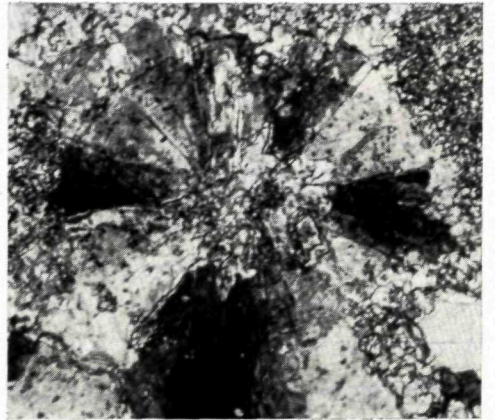
2



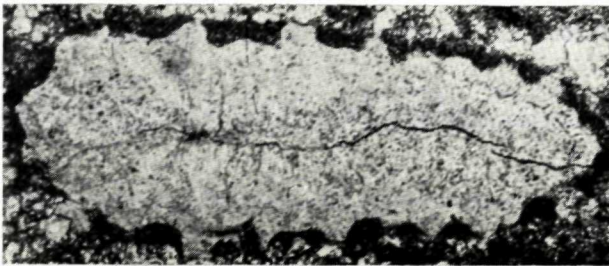
3



4



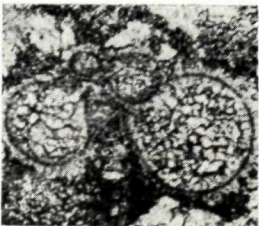
5



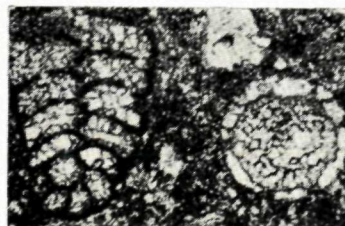
6



7



8



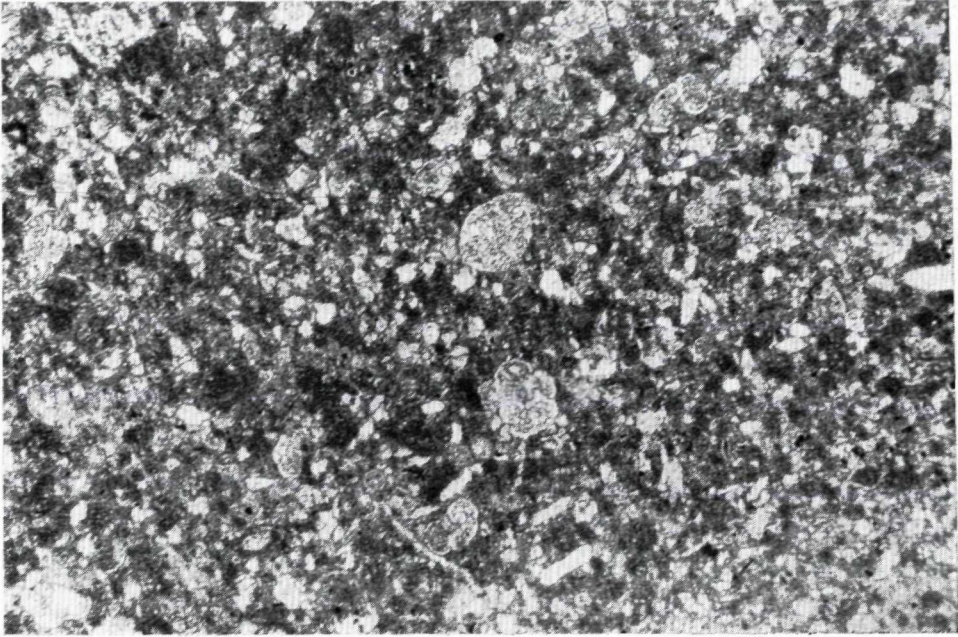
9



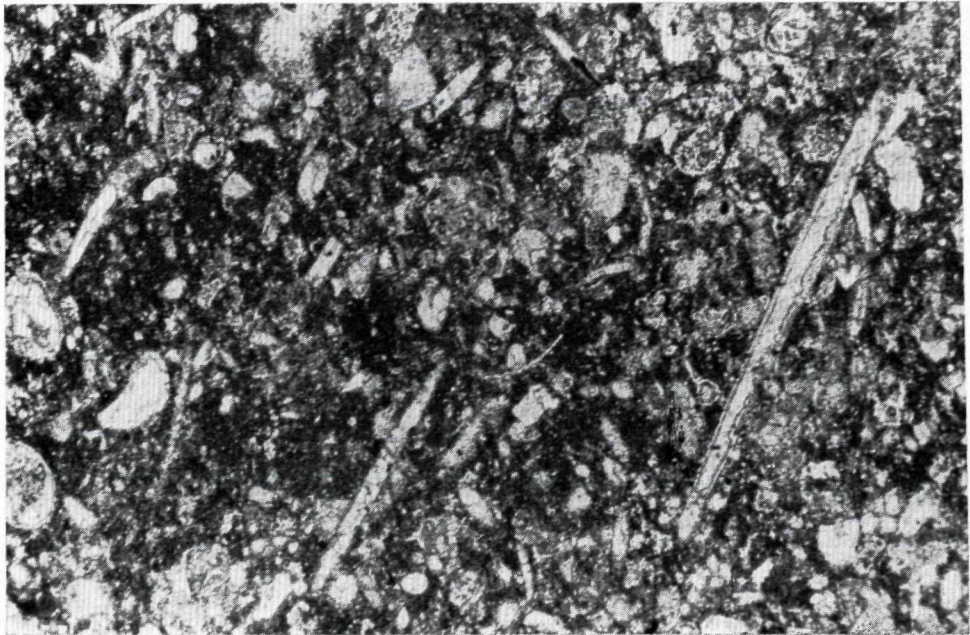
10



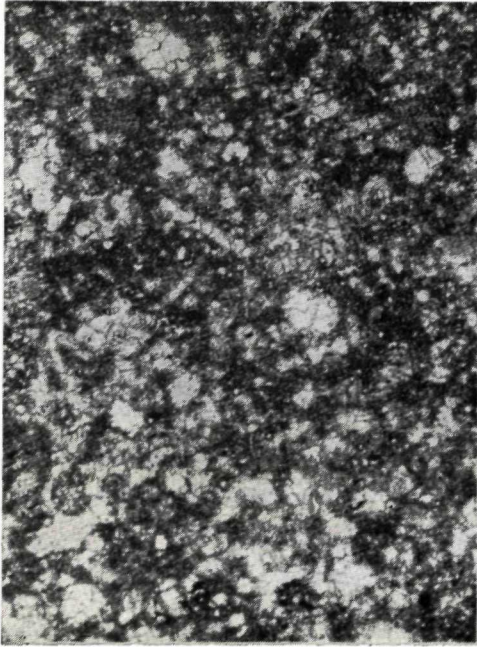
11



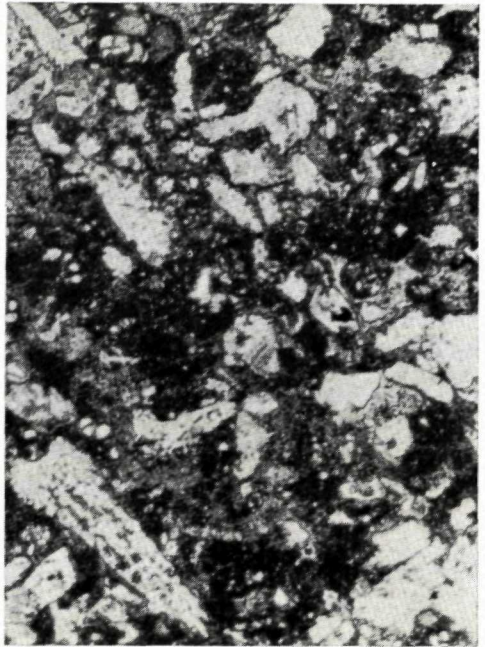
1



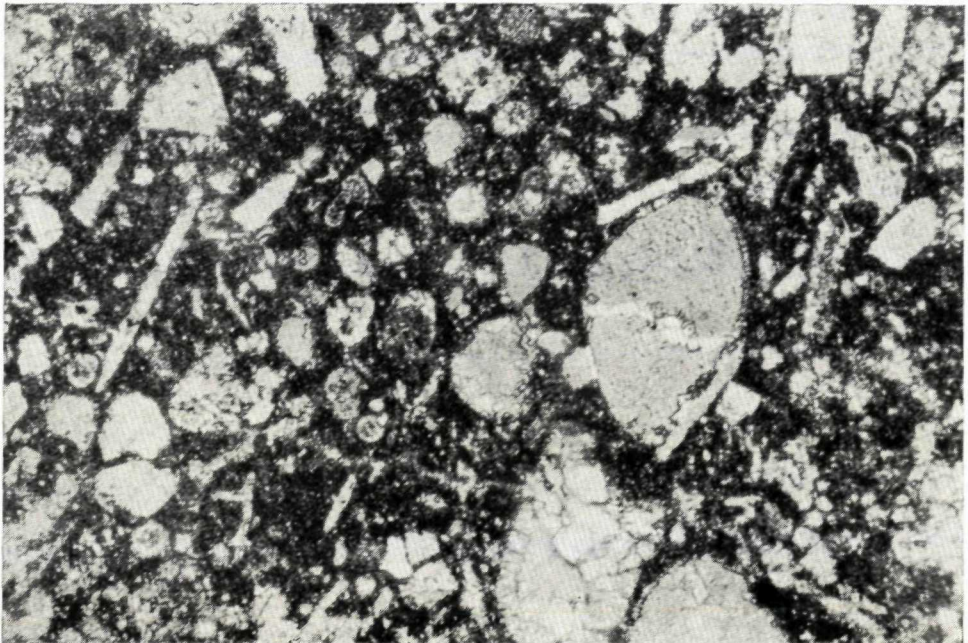
2



1



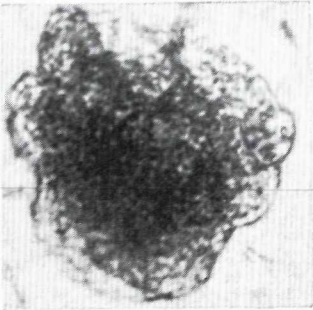
2



3







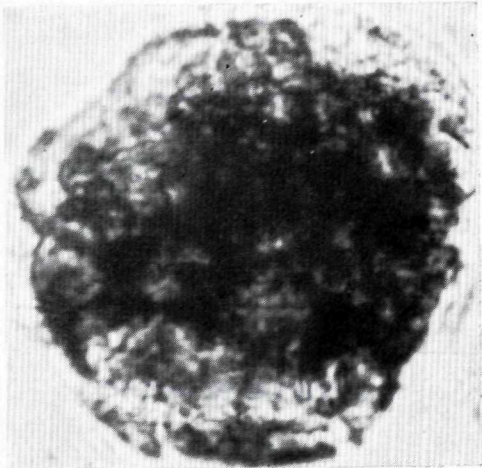
1



2

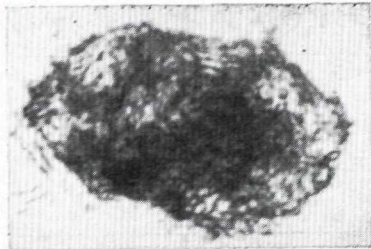


3

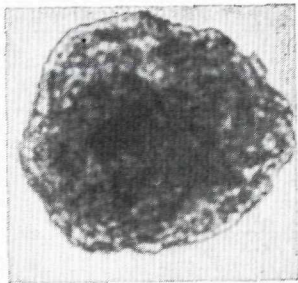


4

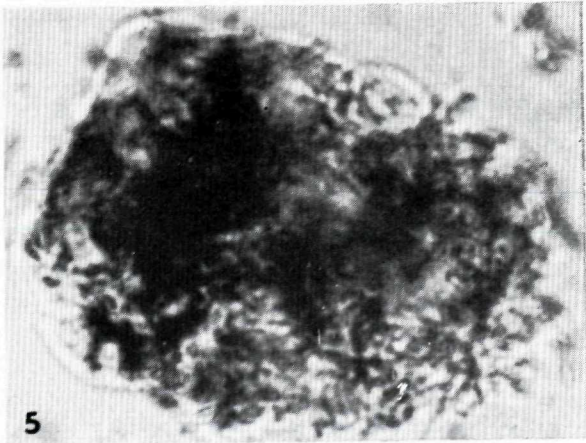
30 μ



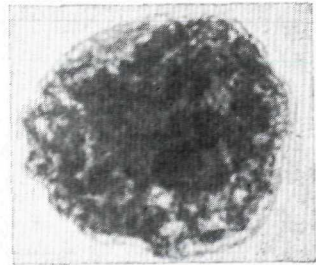
6



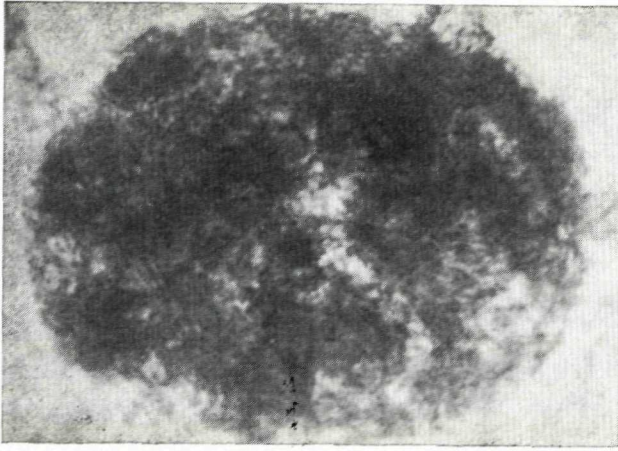
7



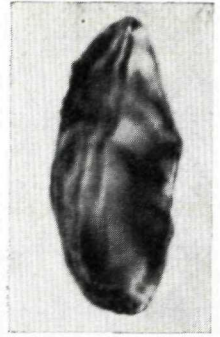
5



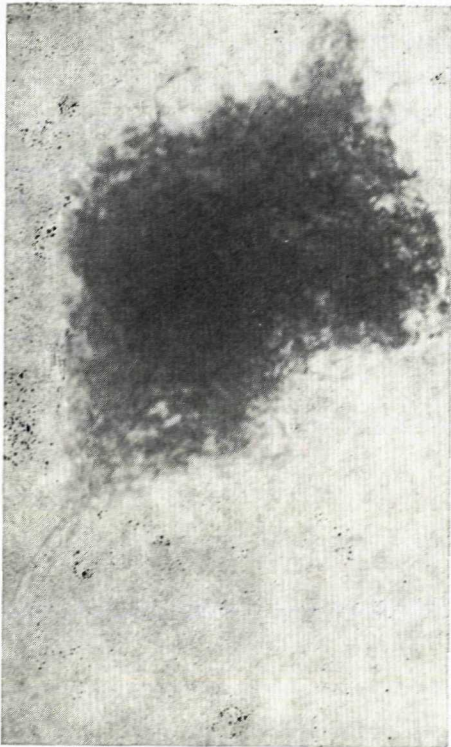
8



1



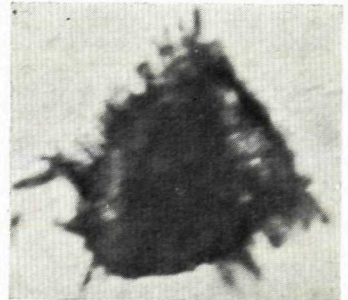
2



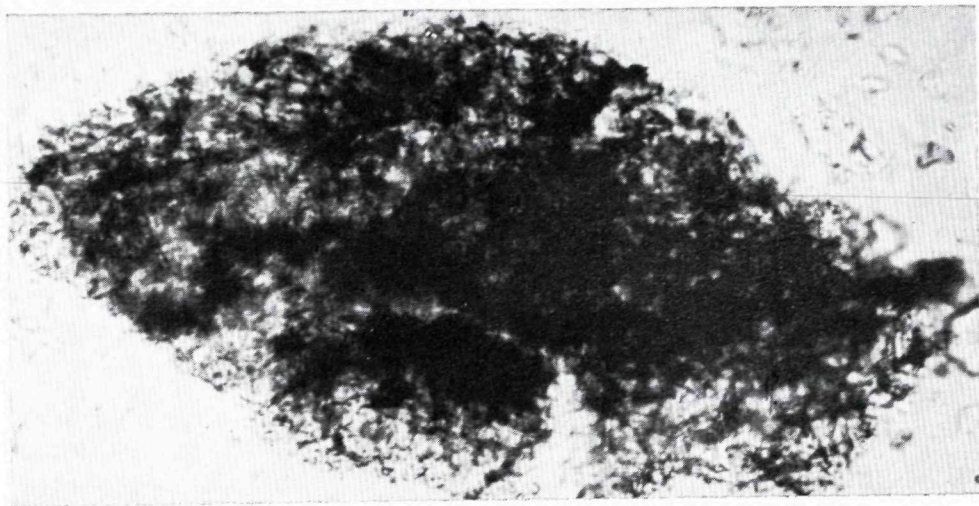
3



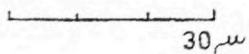
4



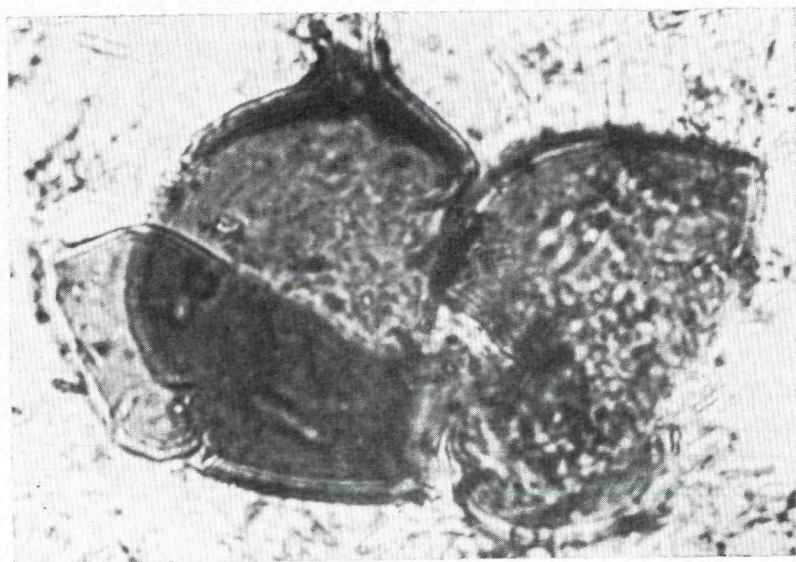
5

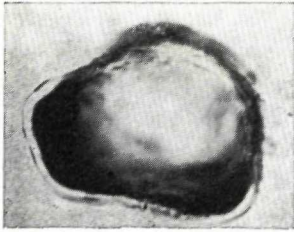


1

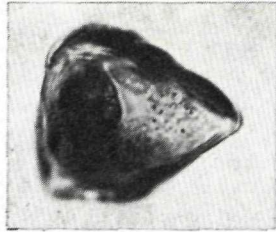


2

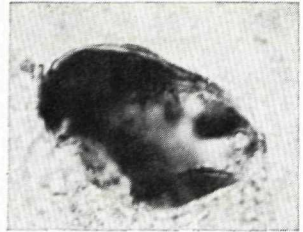




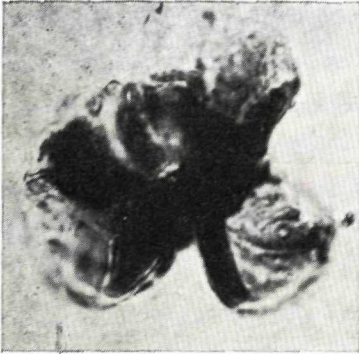
1



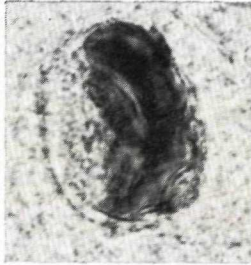
2



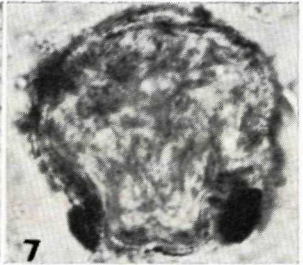
3



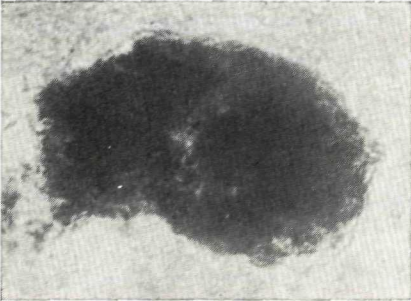
4



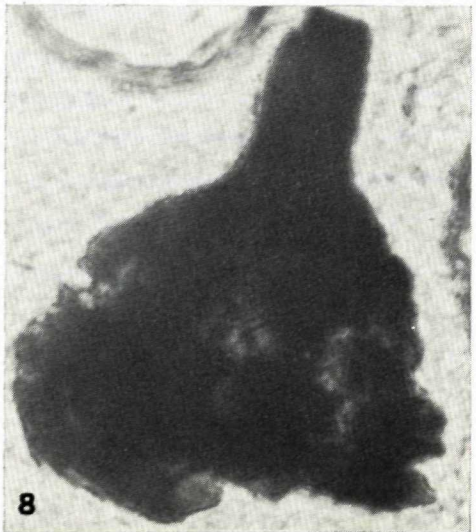
5



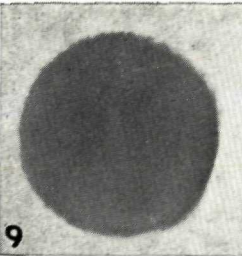
7



6



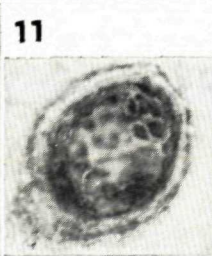
8



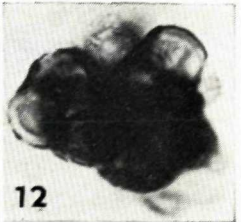
9



10



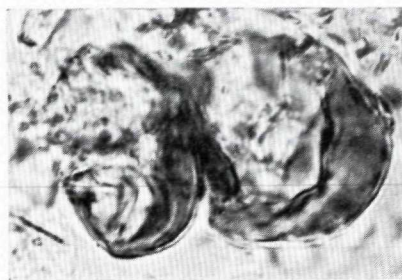
11



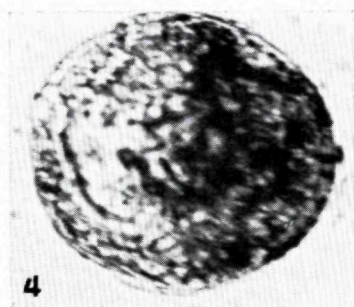
12



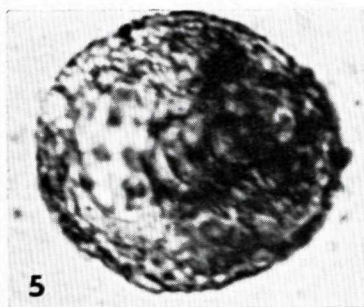
1



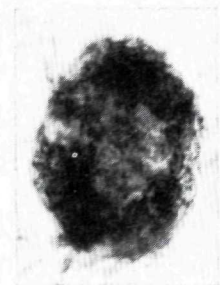
2



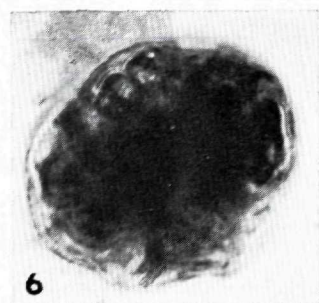
4



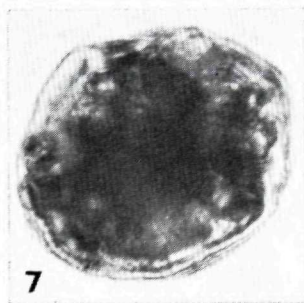
5



3



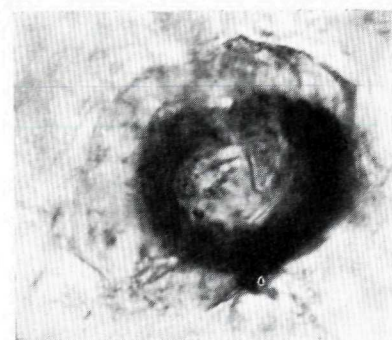
6



7



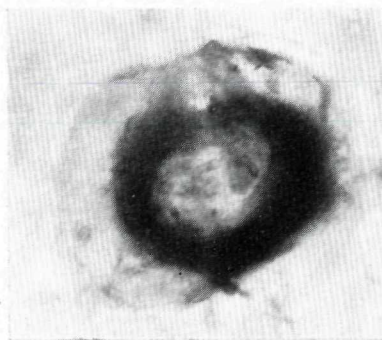
8

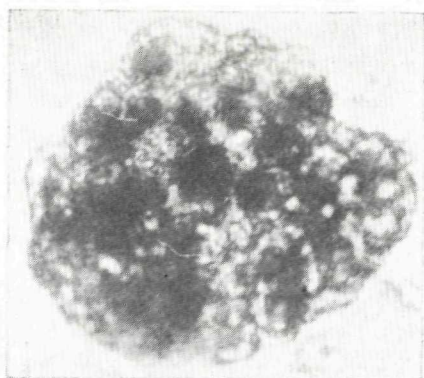


9

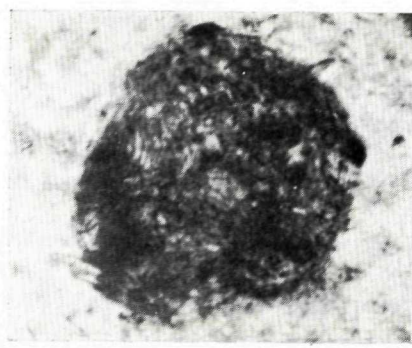


10

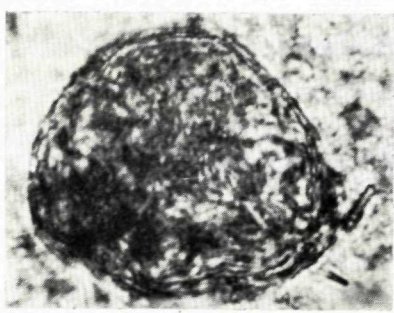




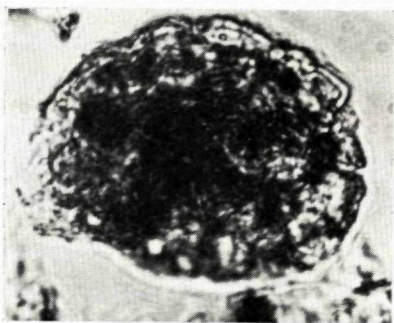
1



4

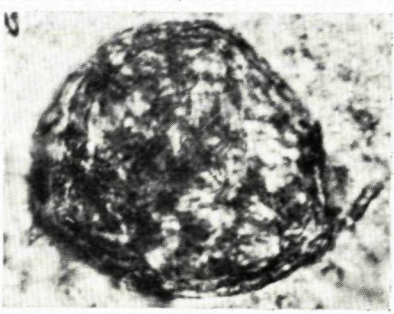


2

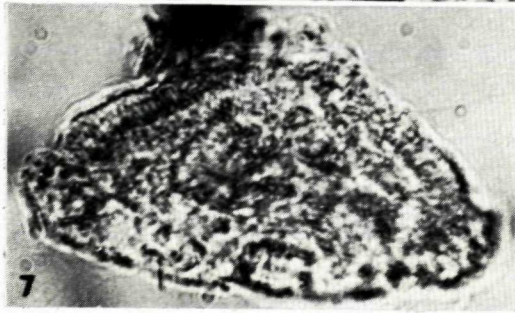


5

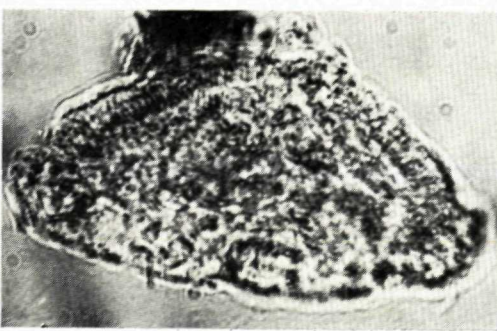
30
μm



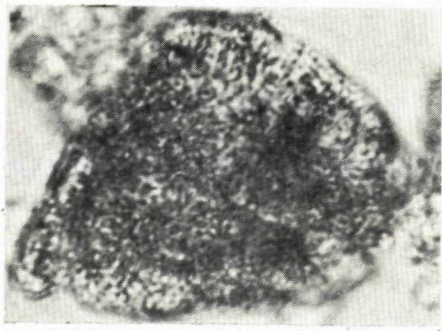
3



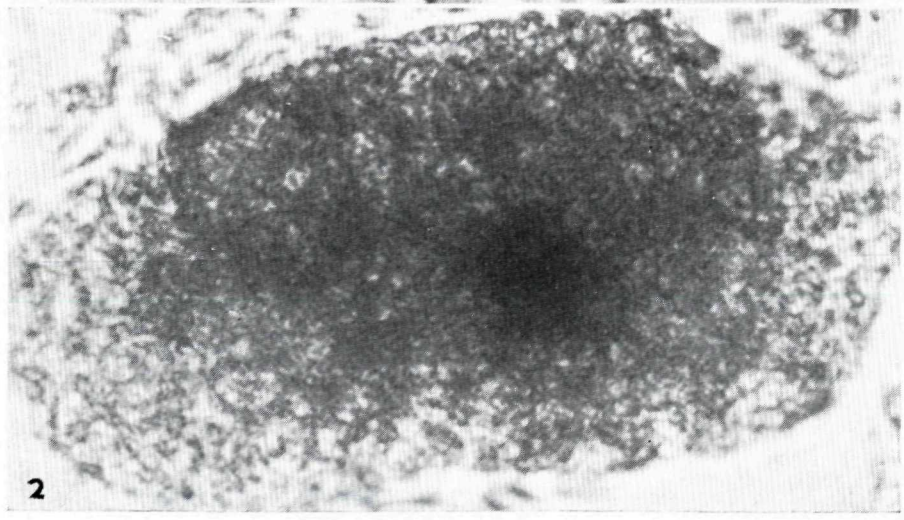
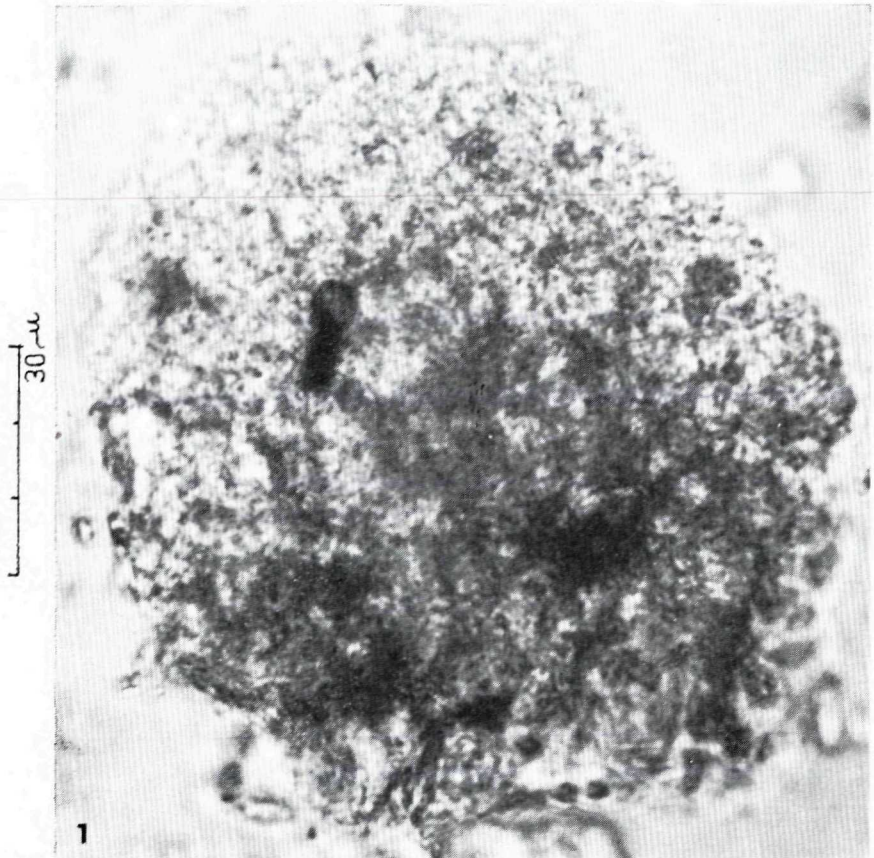
7

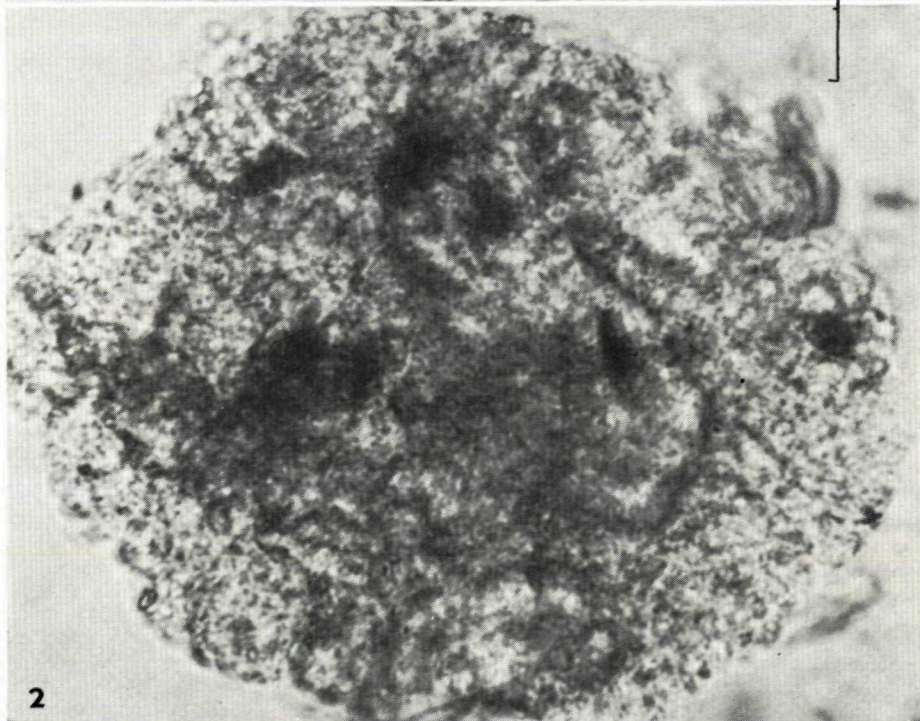
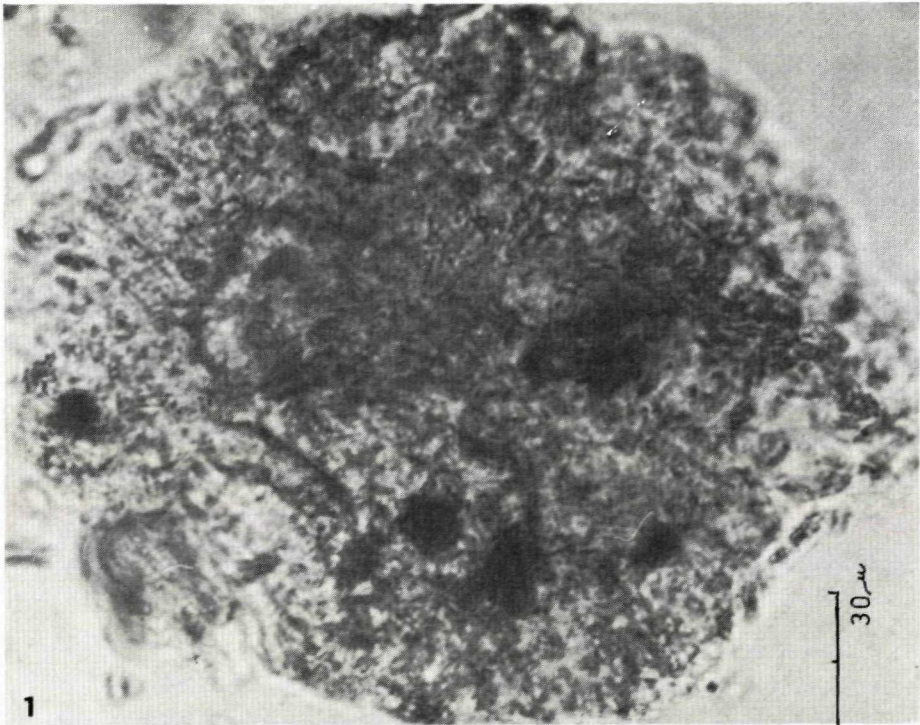


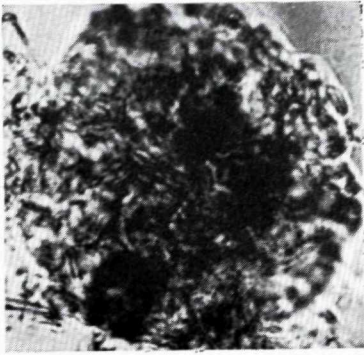
6



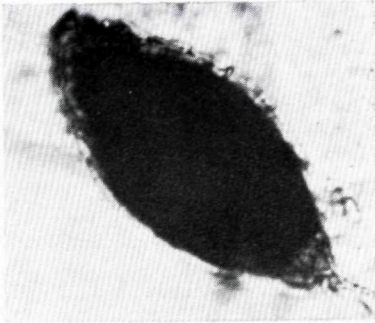
8



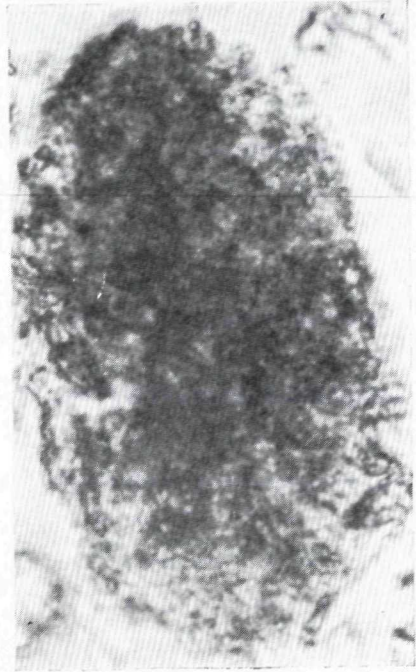




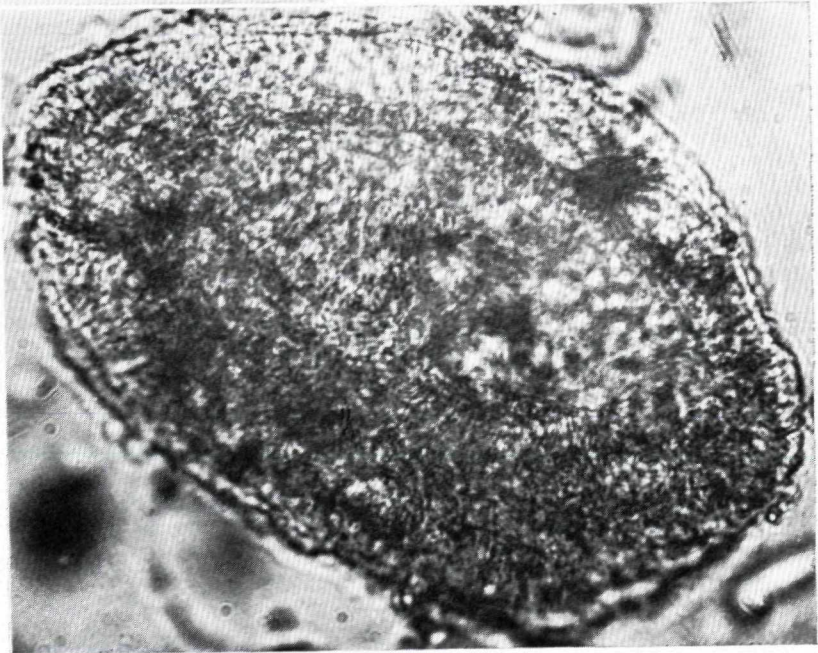
1



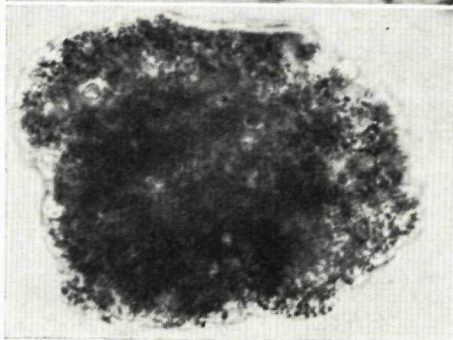
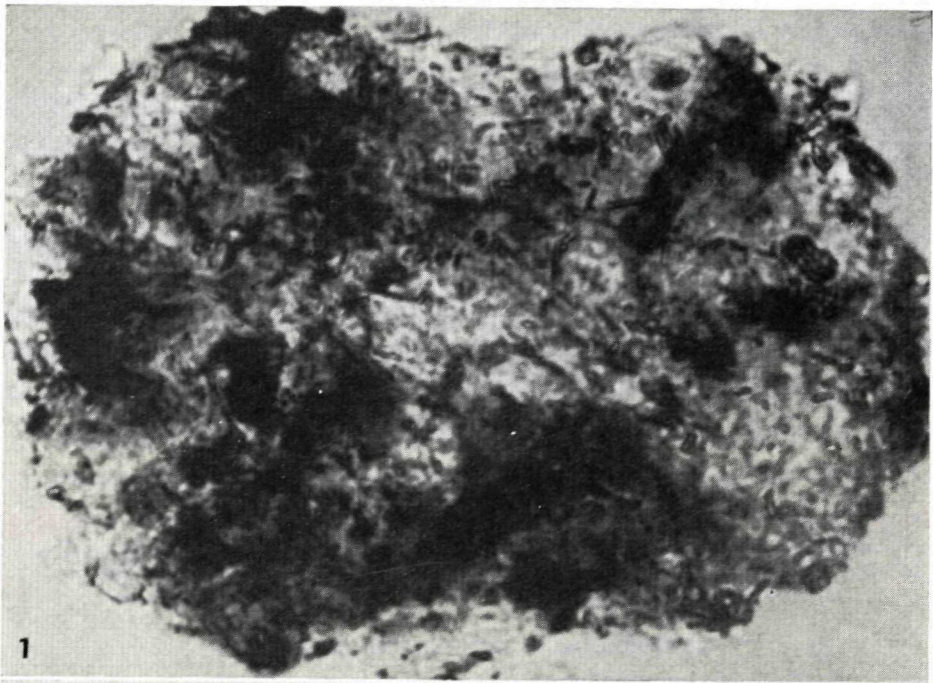
2



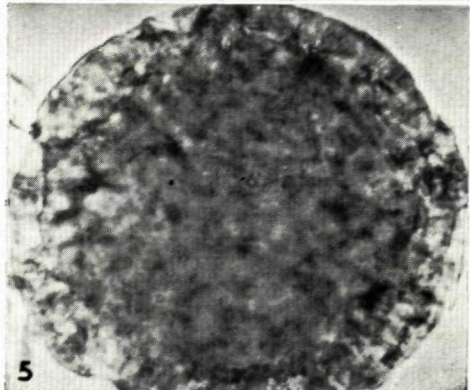
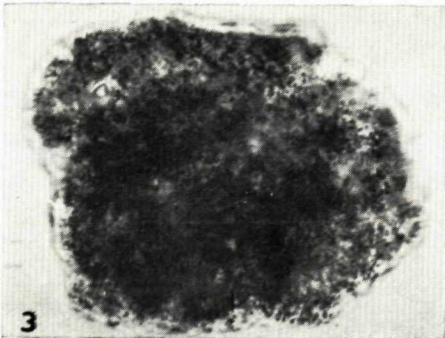
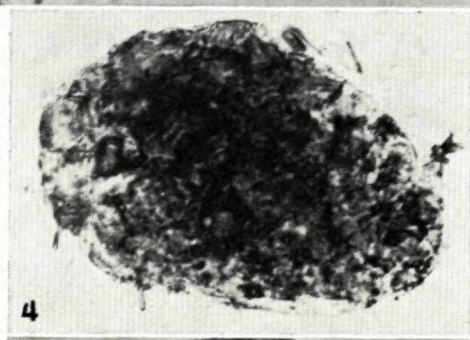
3

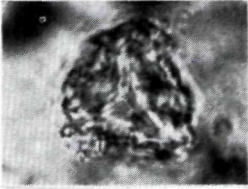


4

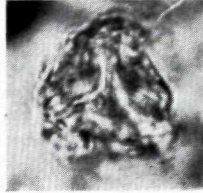


30 μ

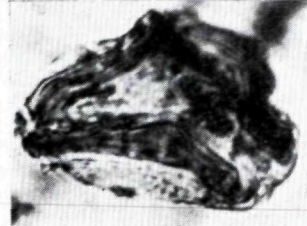




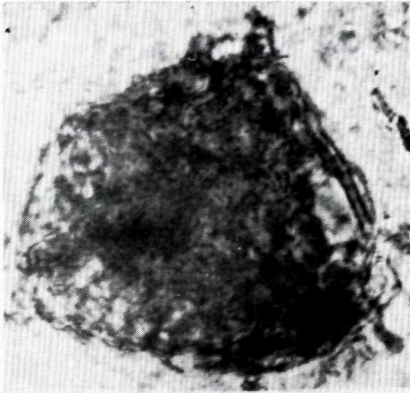
1



2

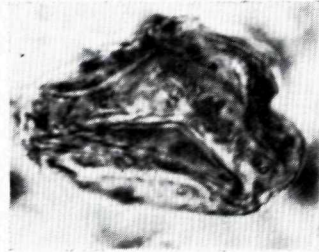


3

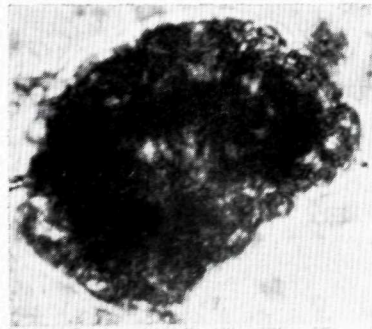


5

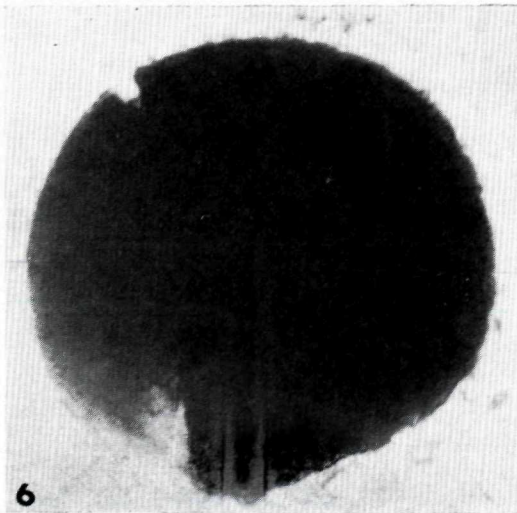
30 μ



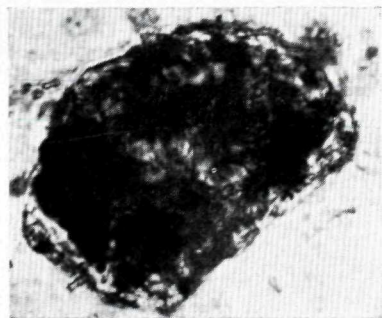
4



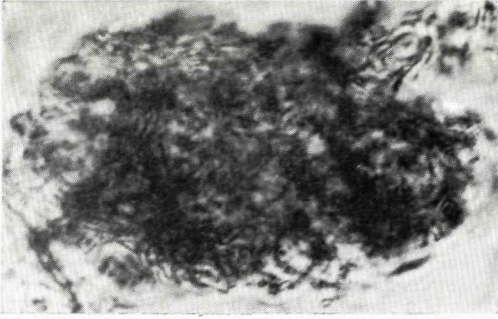
7



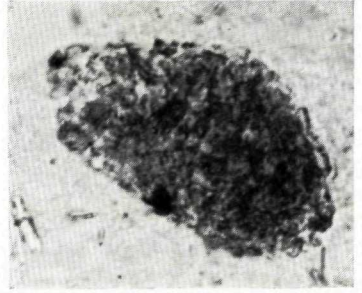
6



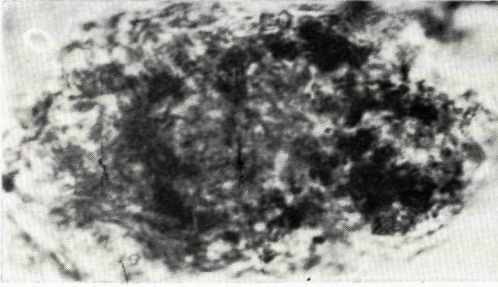
8



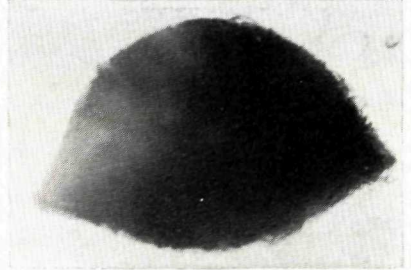
1



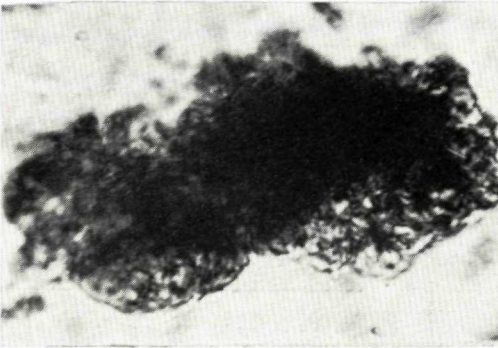
3



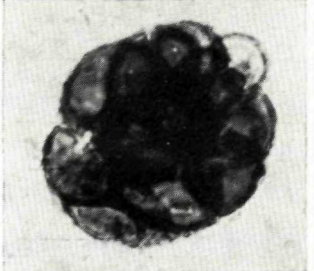
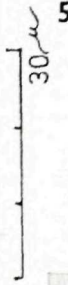
2



5



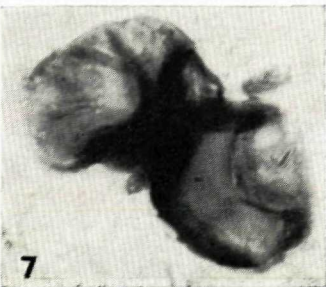
4



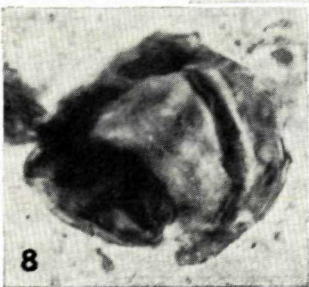
6



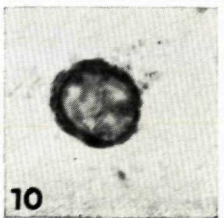
9



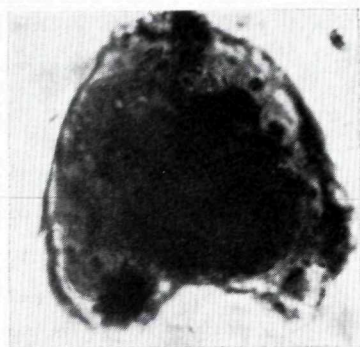
7



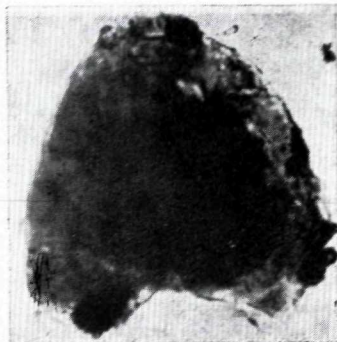
8



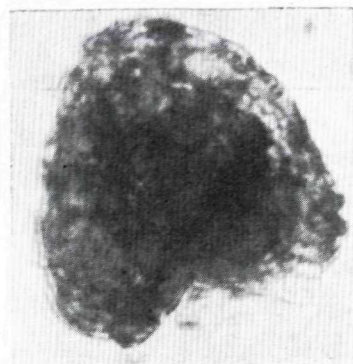
10



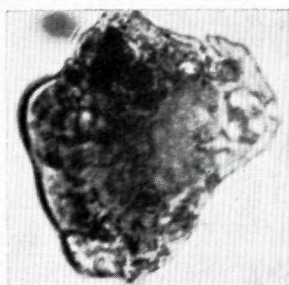
1



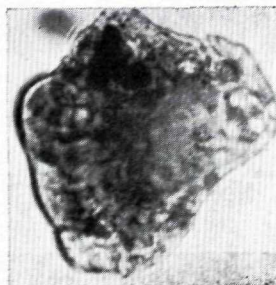
2



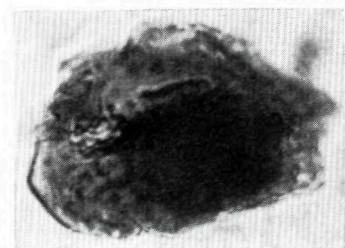
5



3



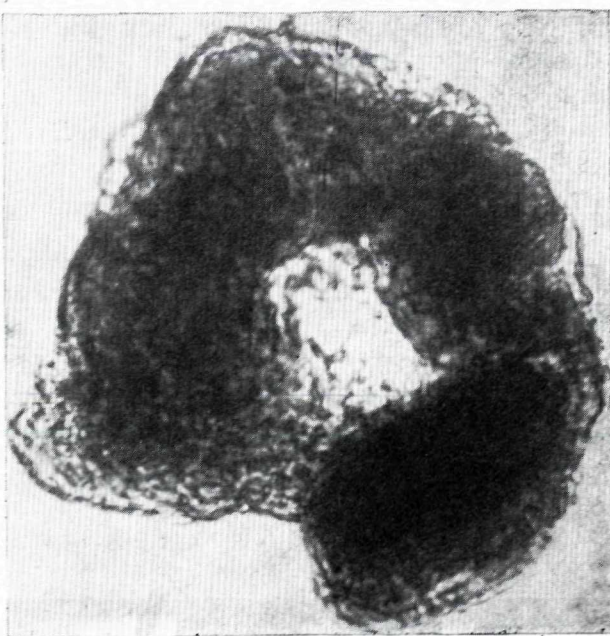
4



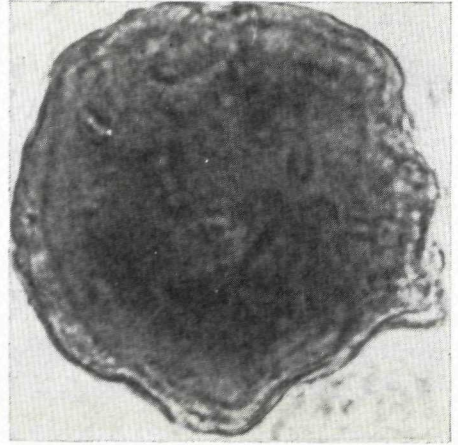
6



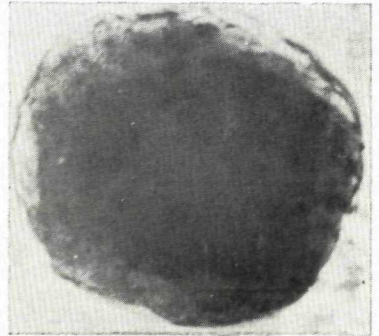
8



7



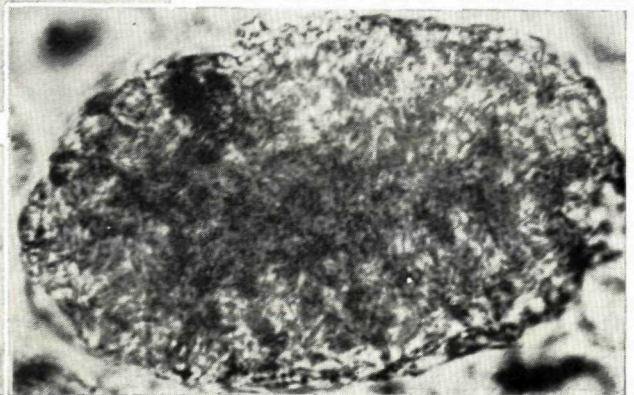
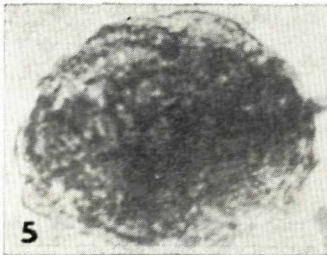
2

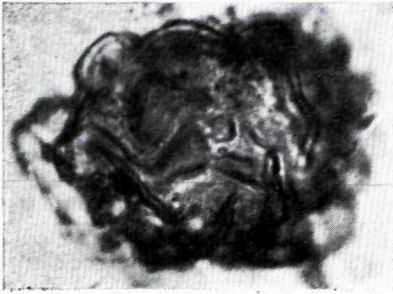


3

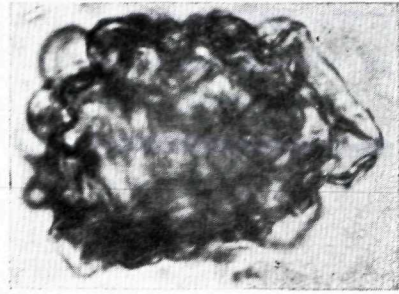
30 μ

4



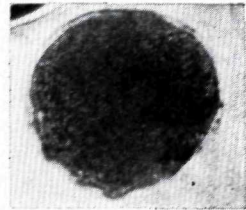
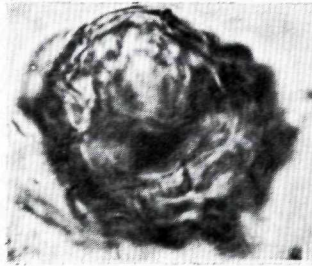
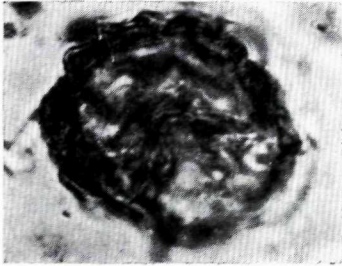


30 μ



1

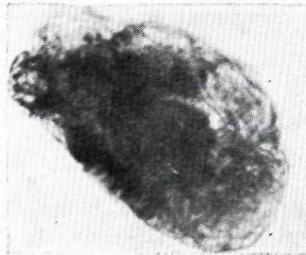
2



3

4

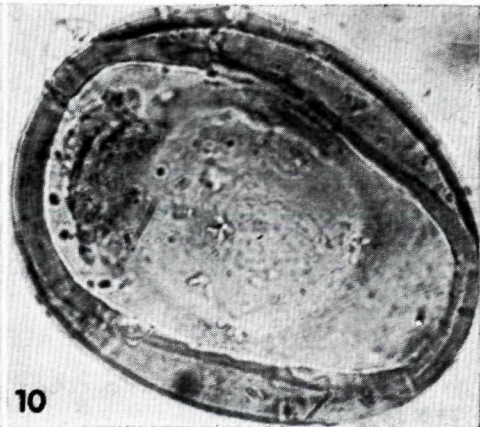
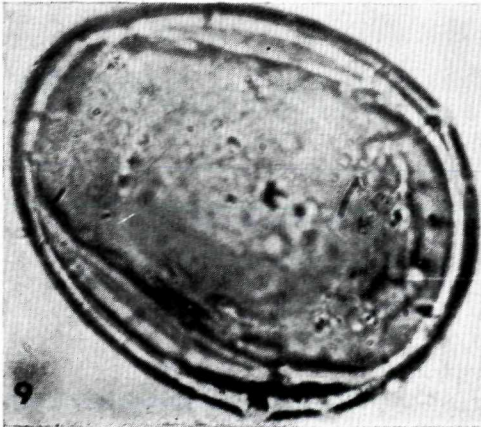
7



5

6

8



9

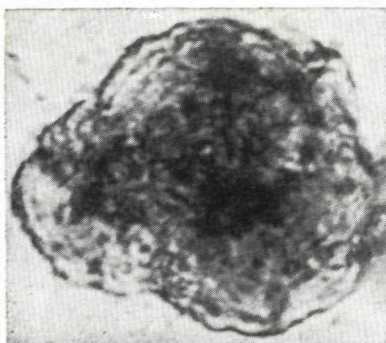
10



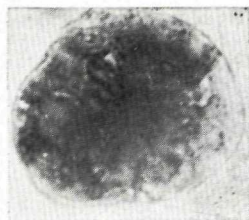
1



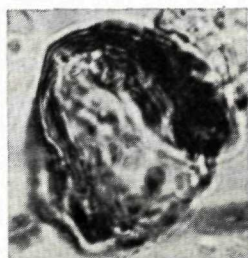
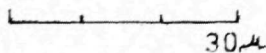
2



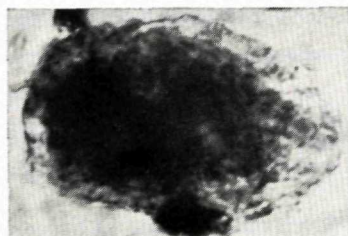
4



3



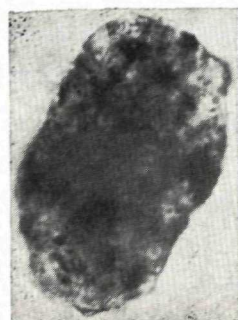
7



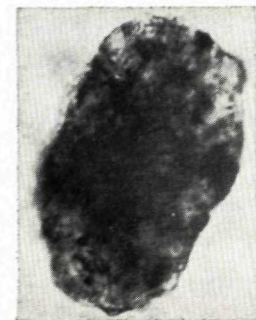
5



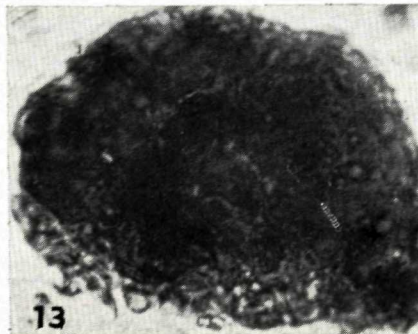
6



8



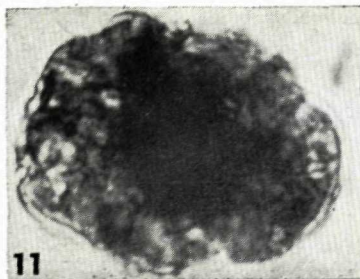
9



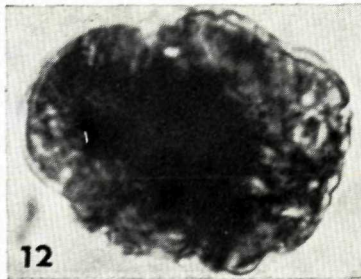
13



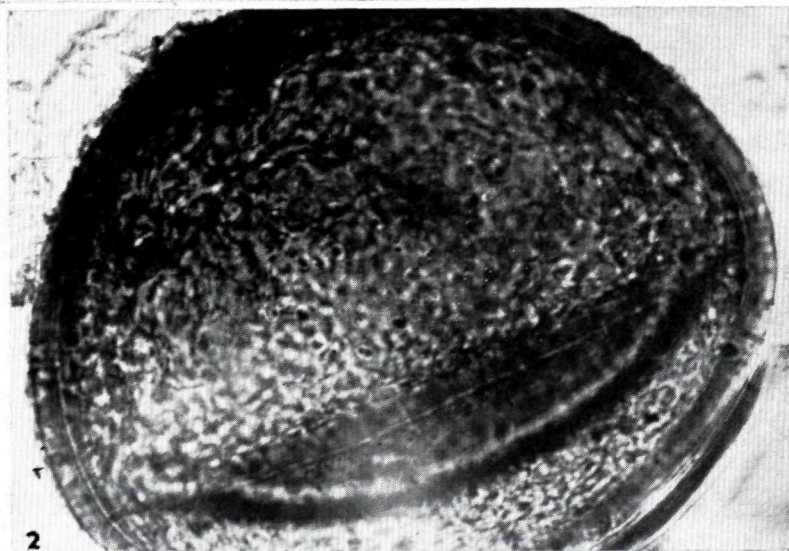
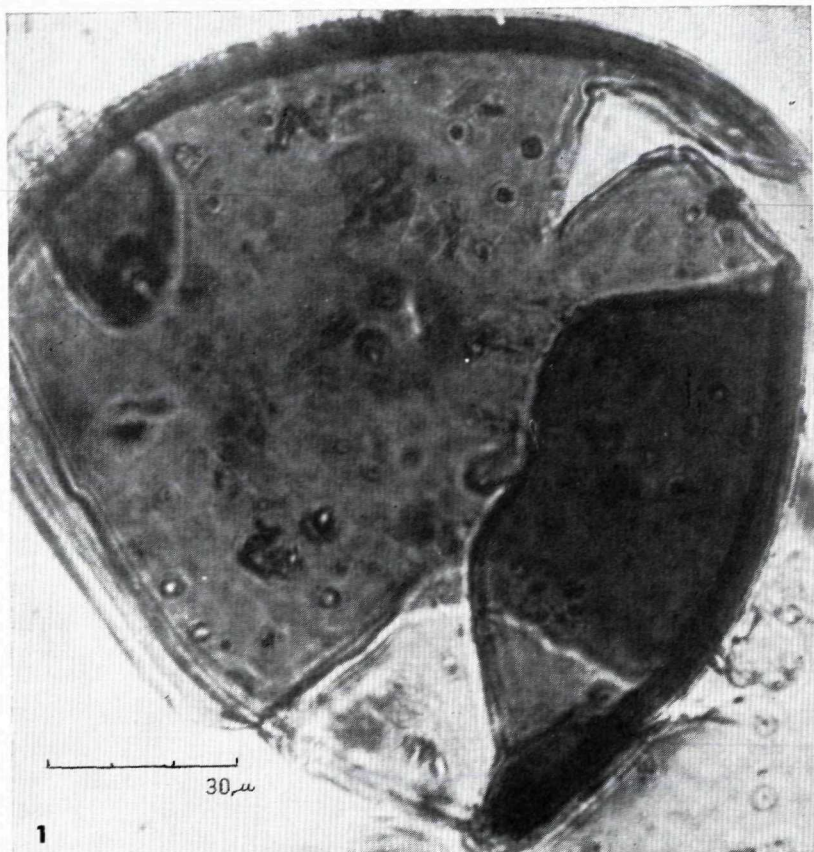
10

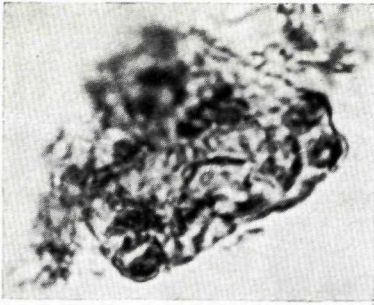


11

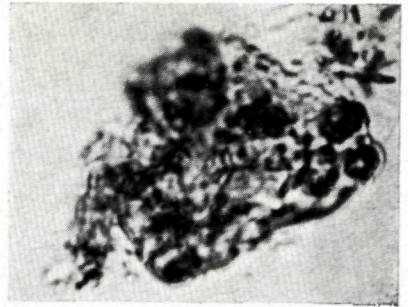


12

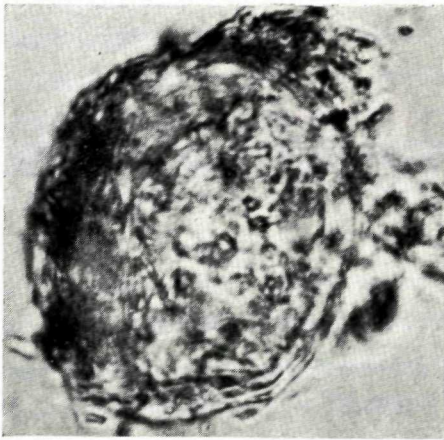
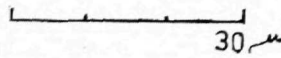




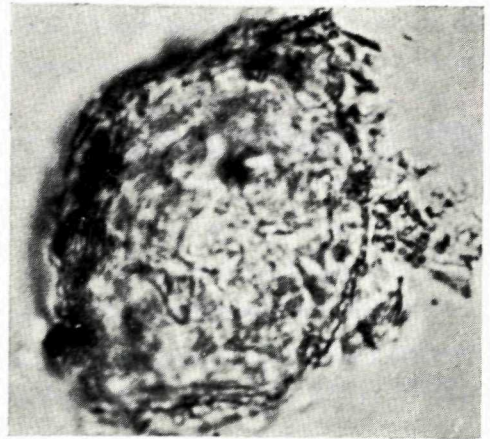
1



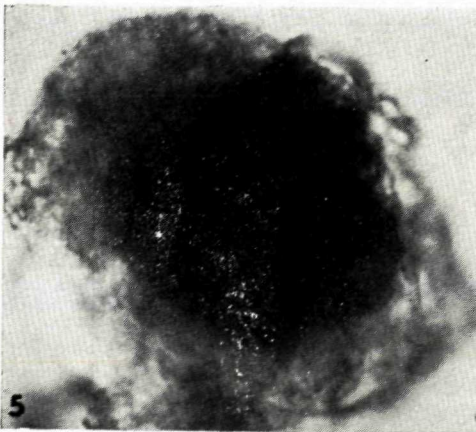
2



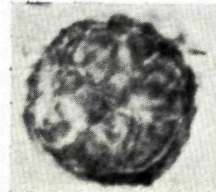
3



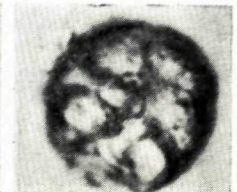
4



5



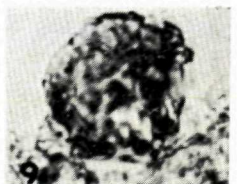
6



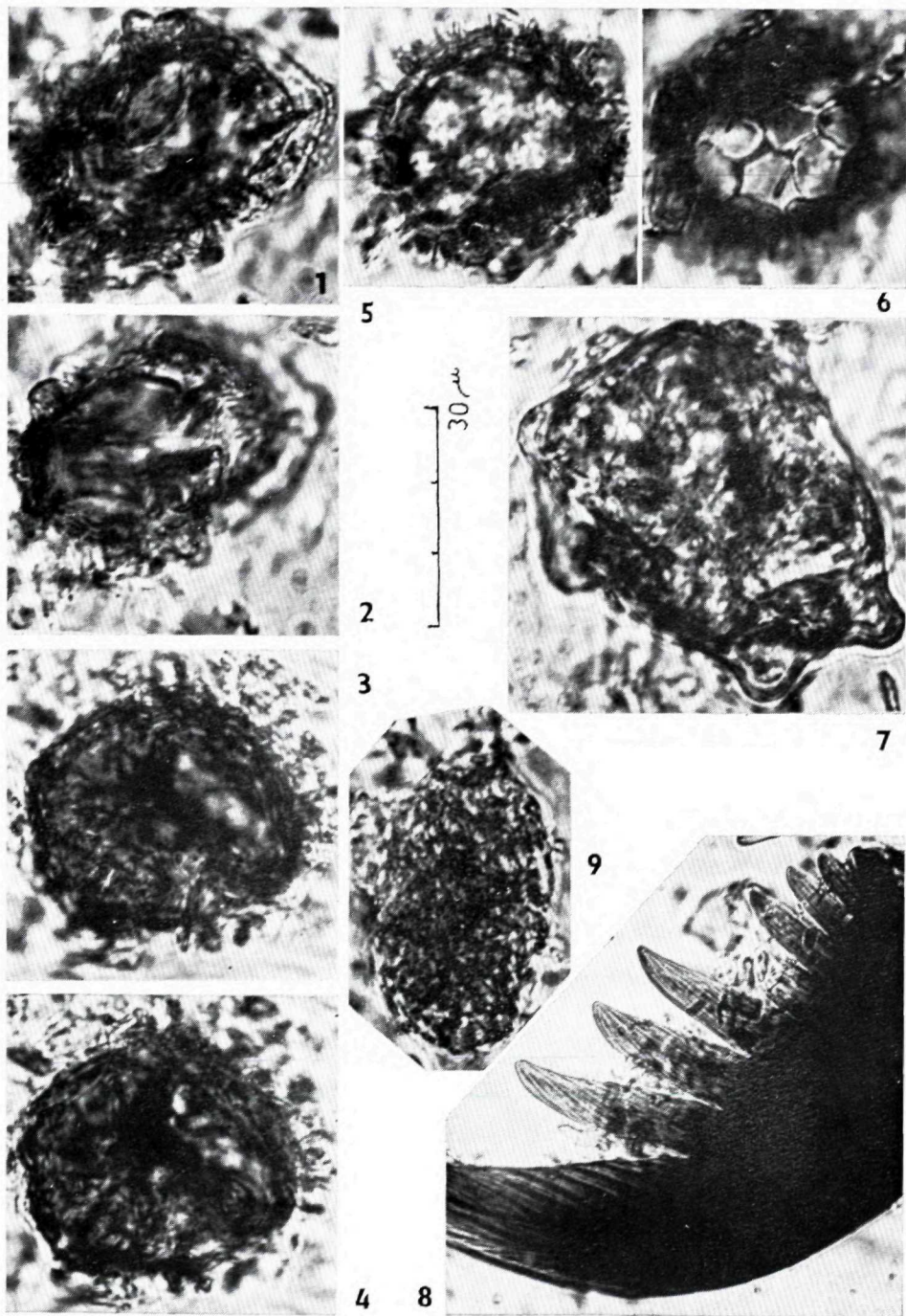
7

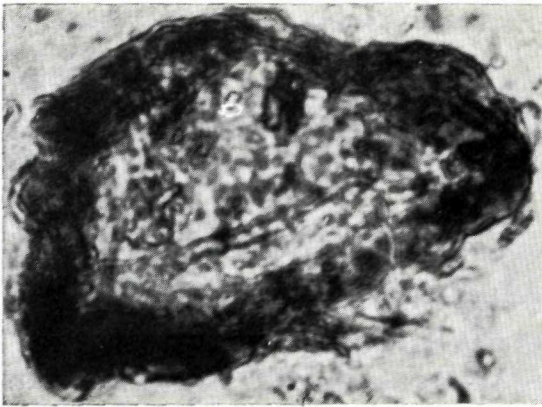


8

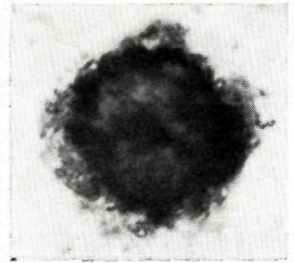


9

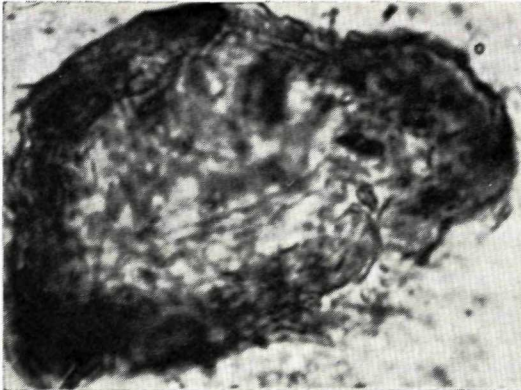




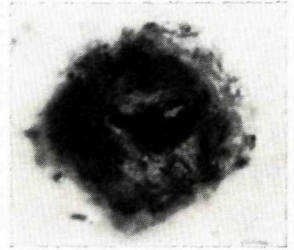
1



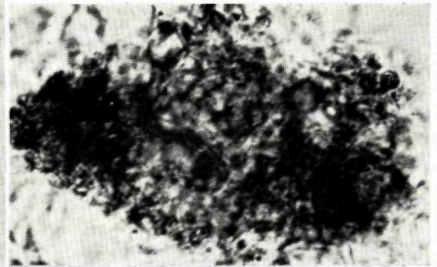
3



2

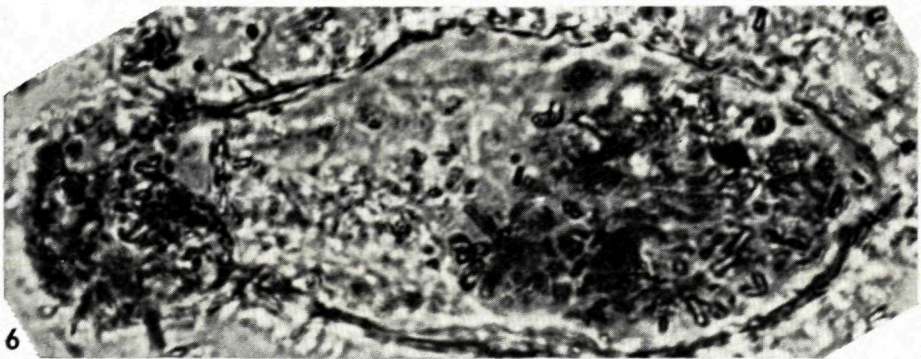


4

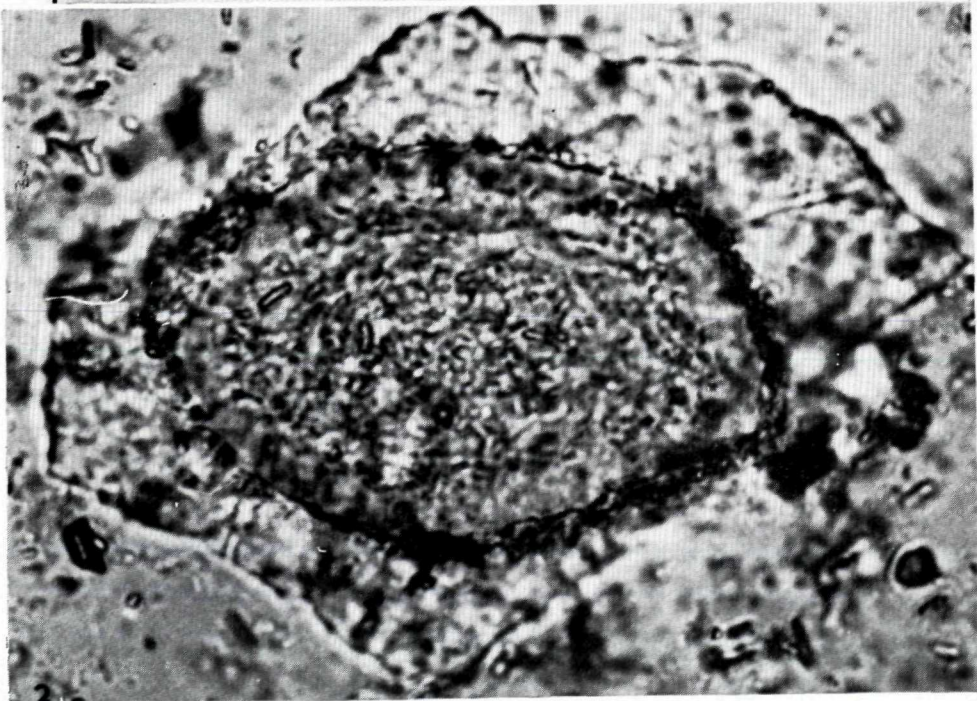
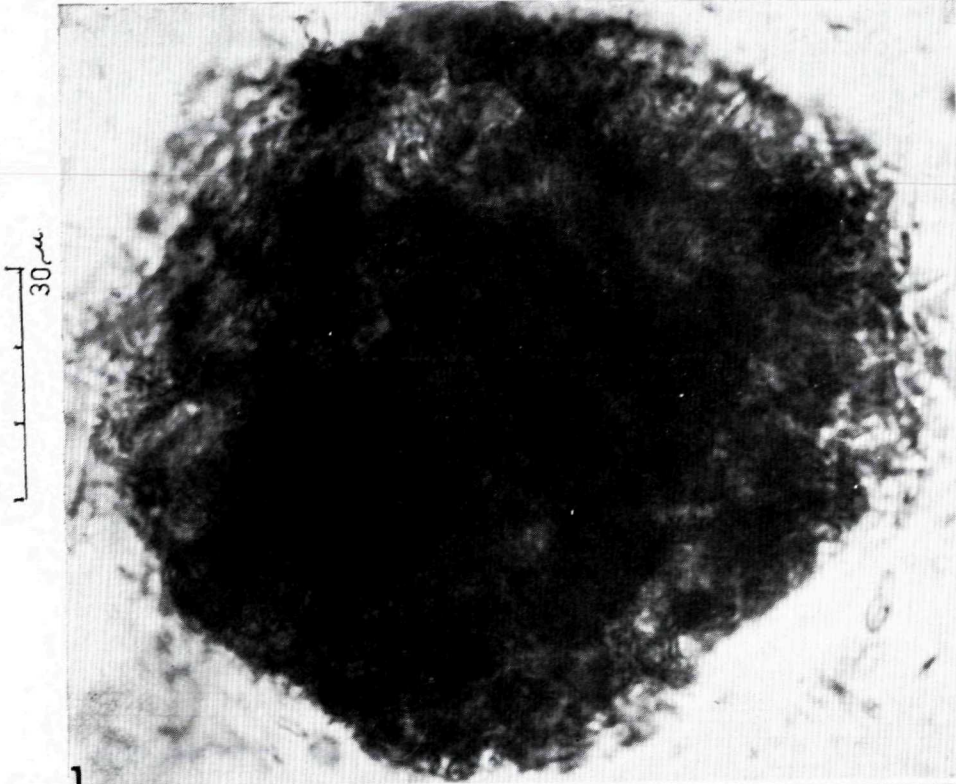


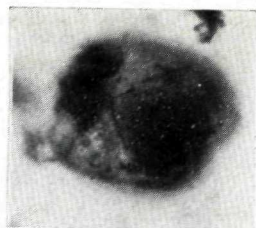
5

30 μ

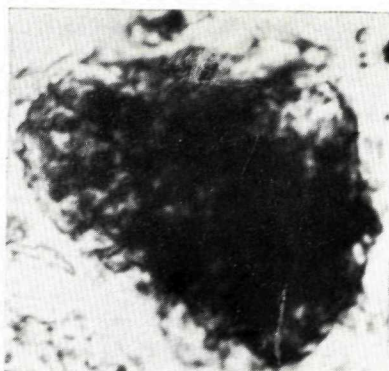


6

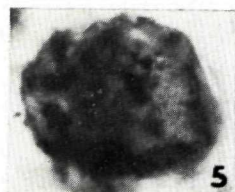




1



2



5



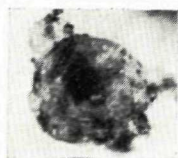
7



6



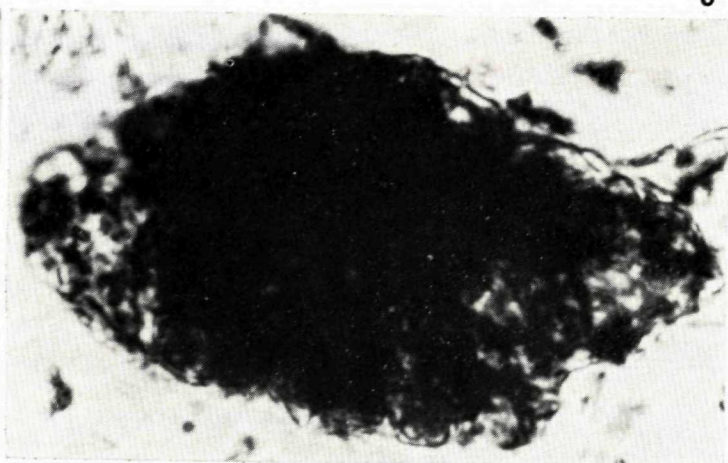
8



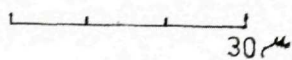
9



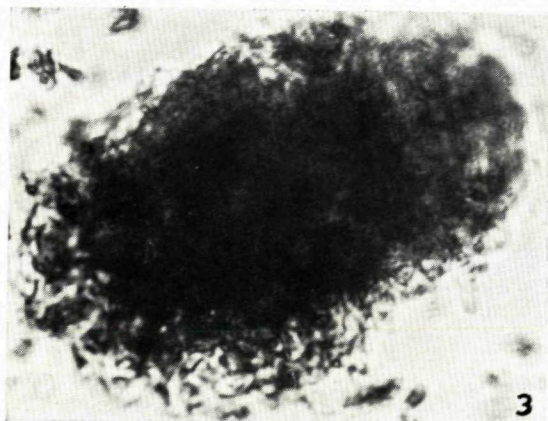
10



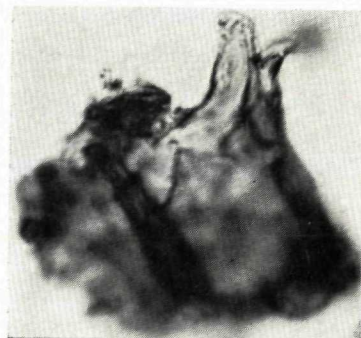
4



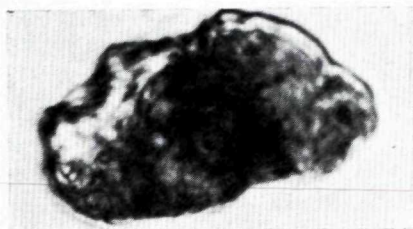
30 μ



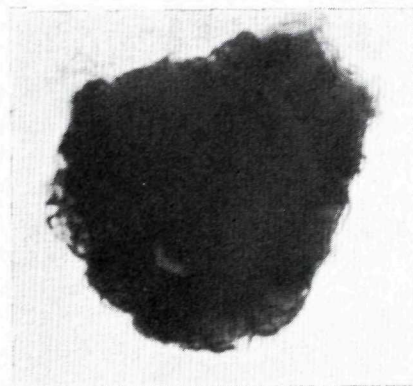
3



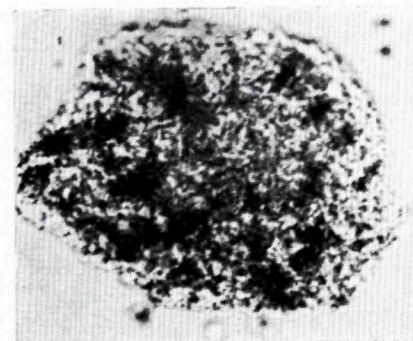
11



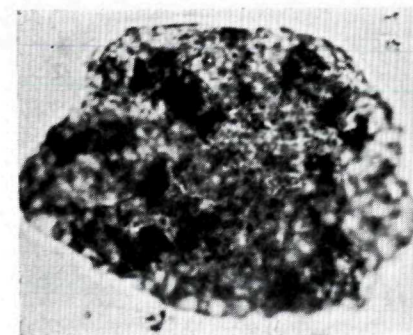
1



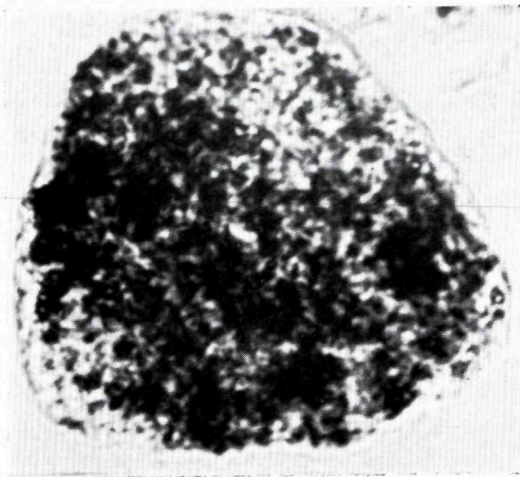
2



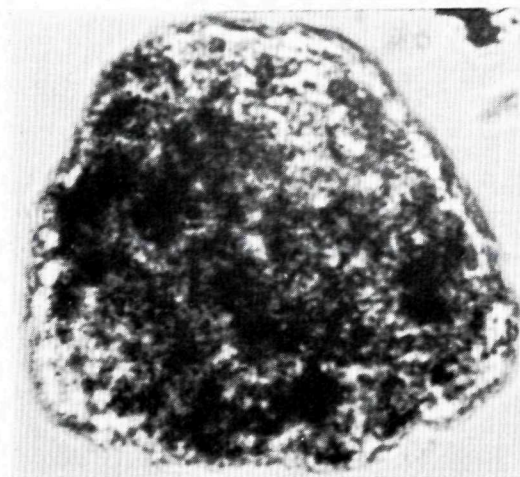
5



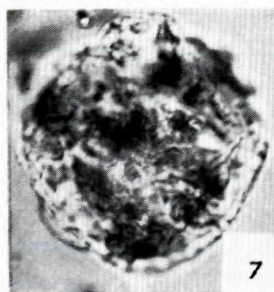
6



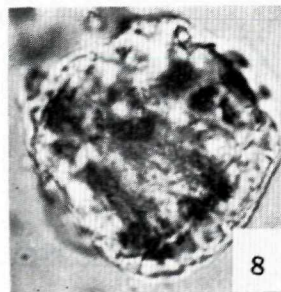
3



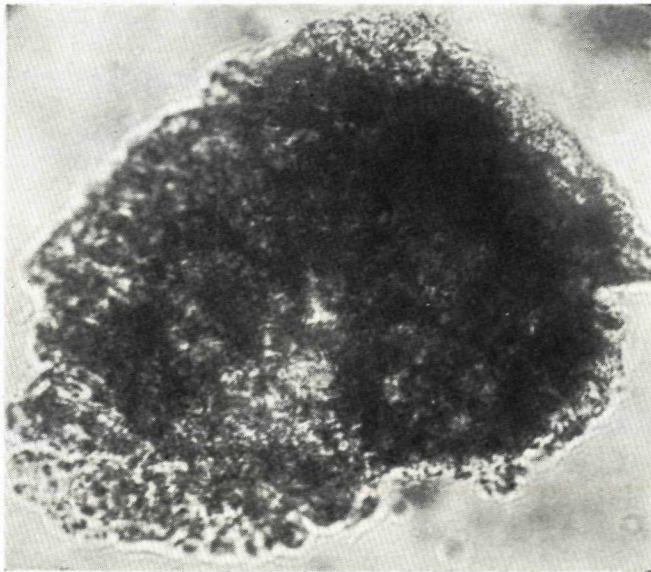
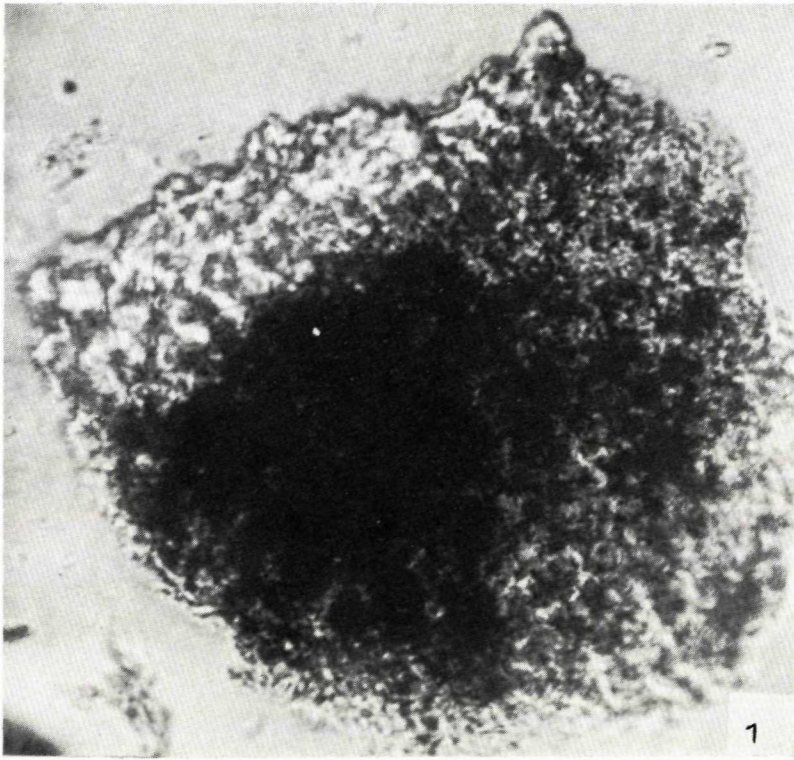
4

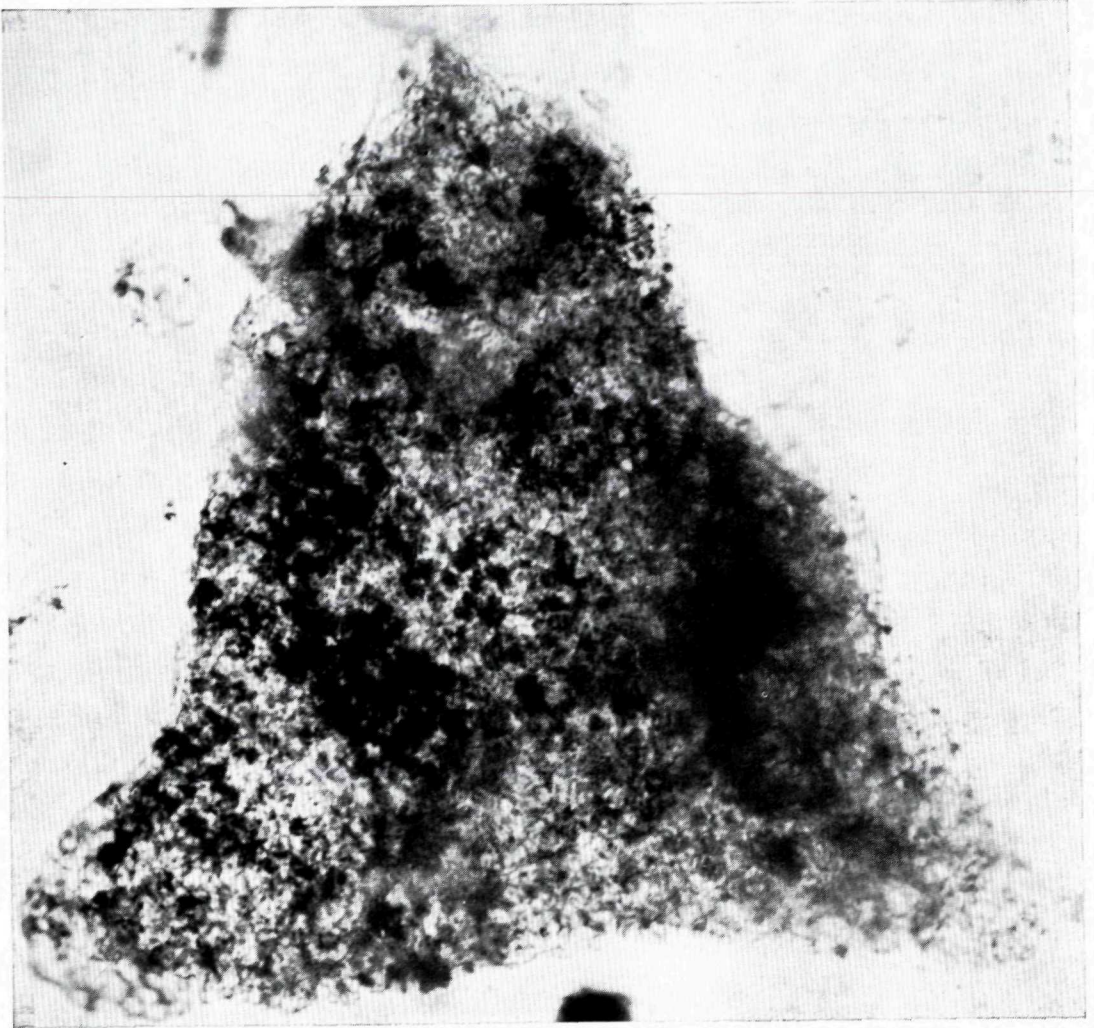


7



8





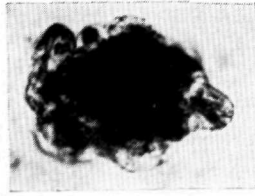
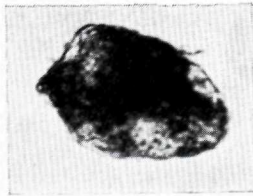
1

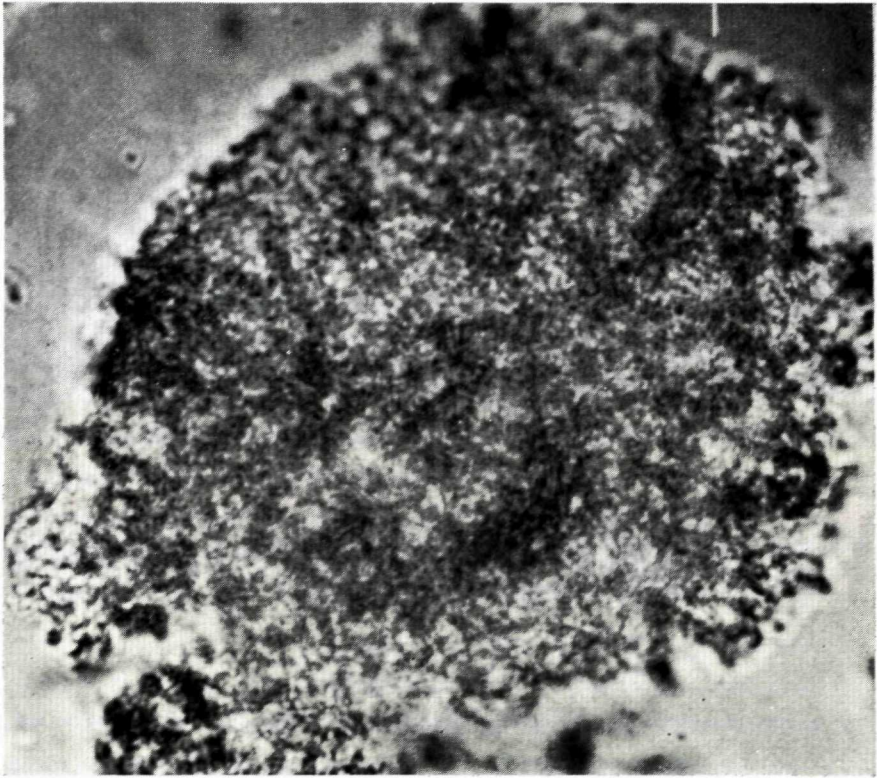
2

3

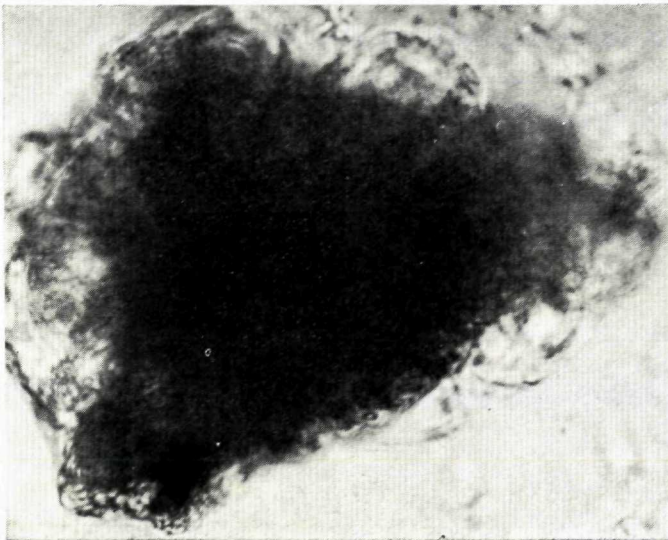
4

5

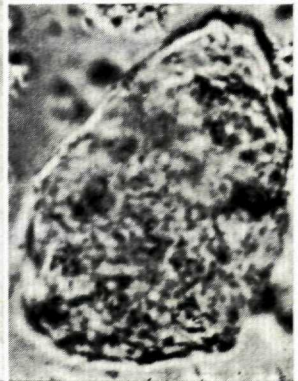




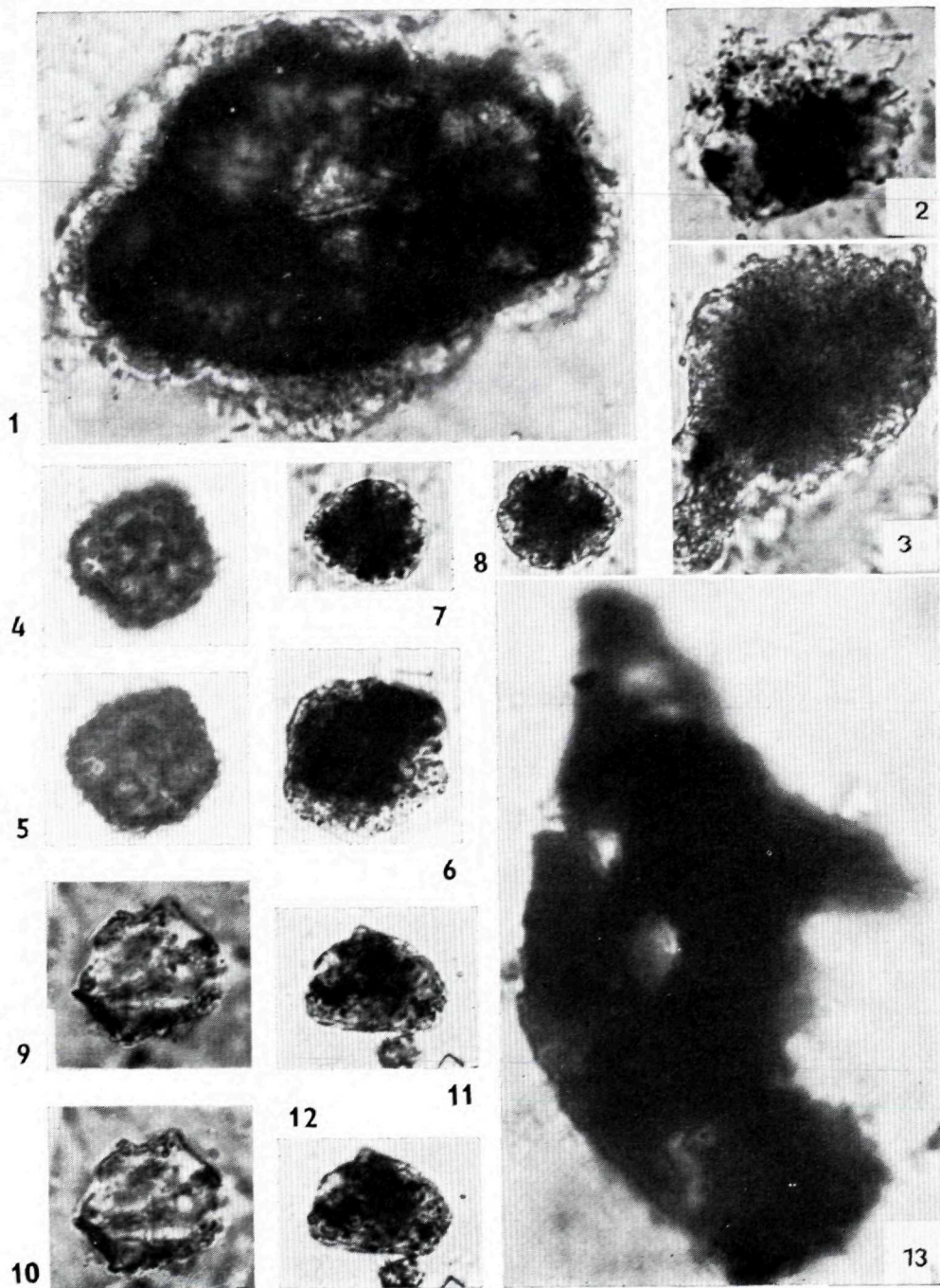
1

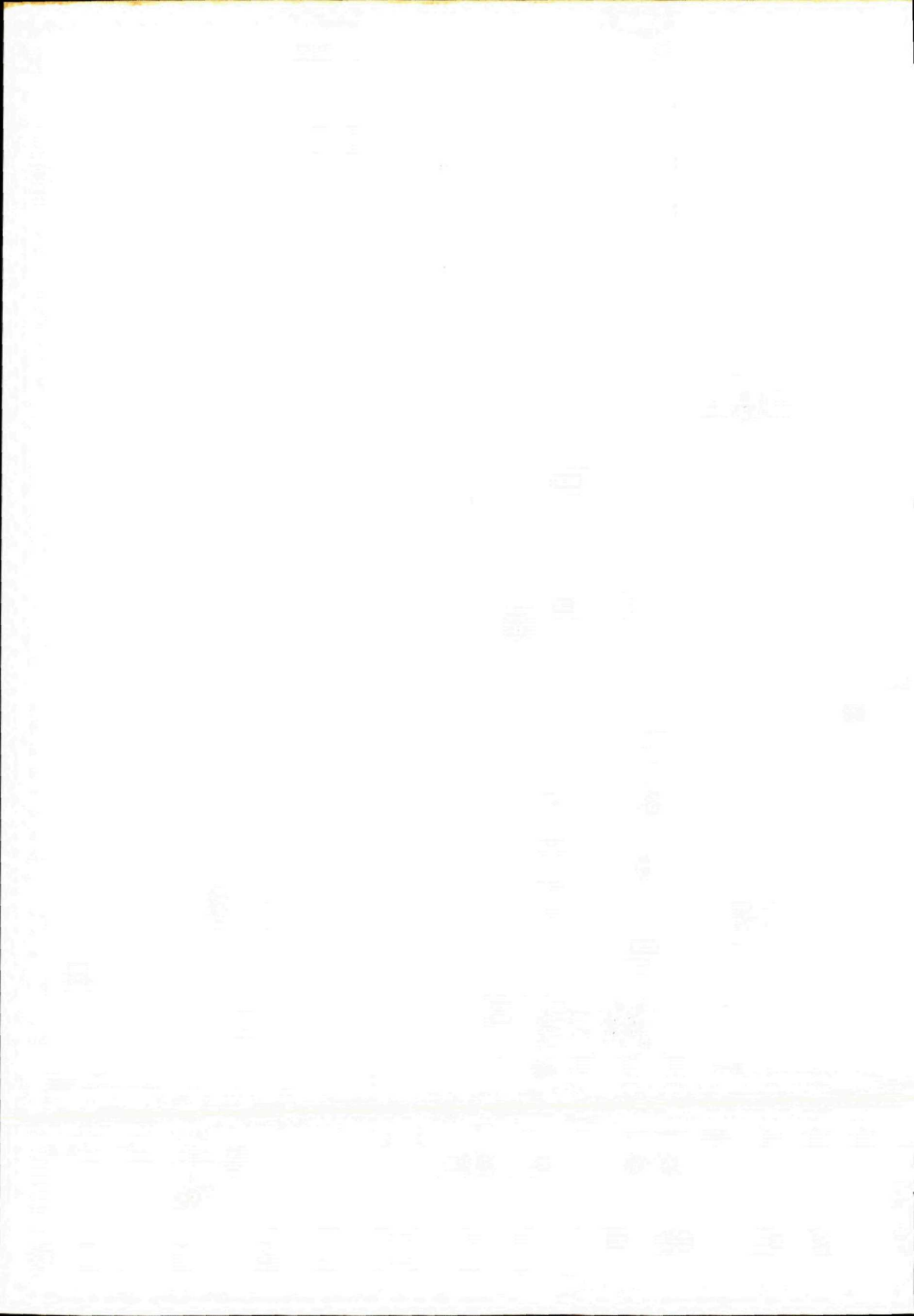


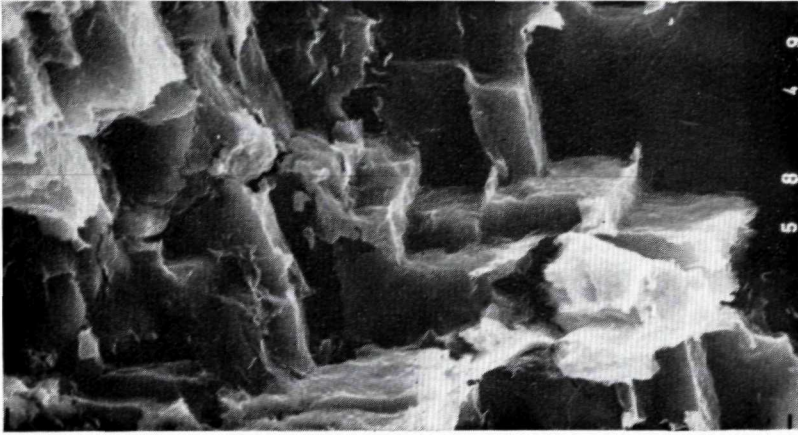
2



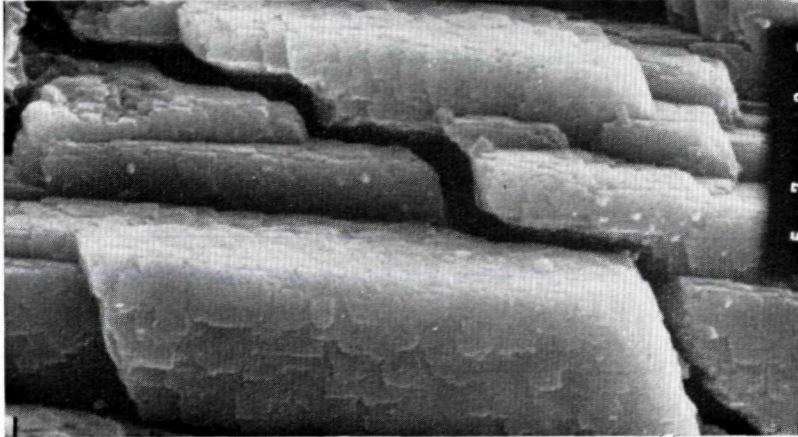
3



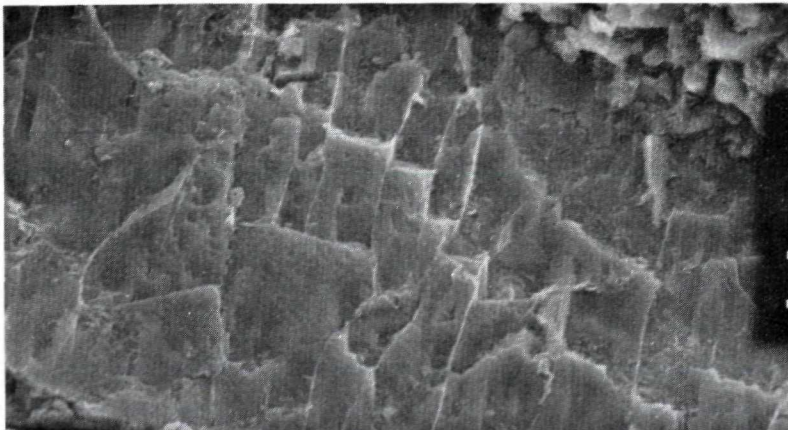




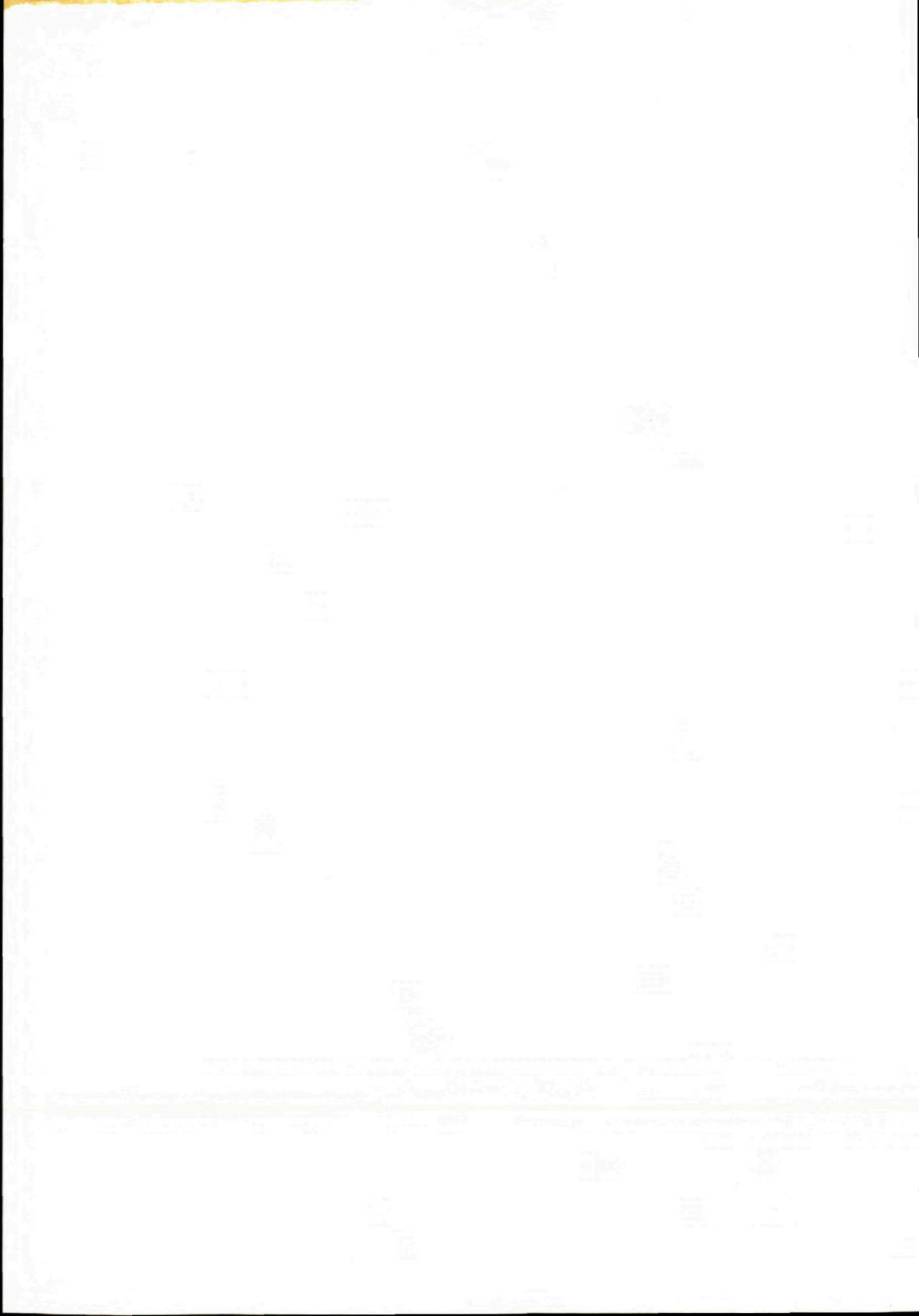
1

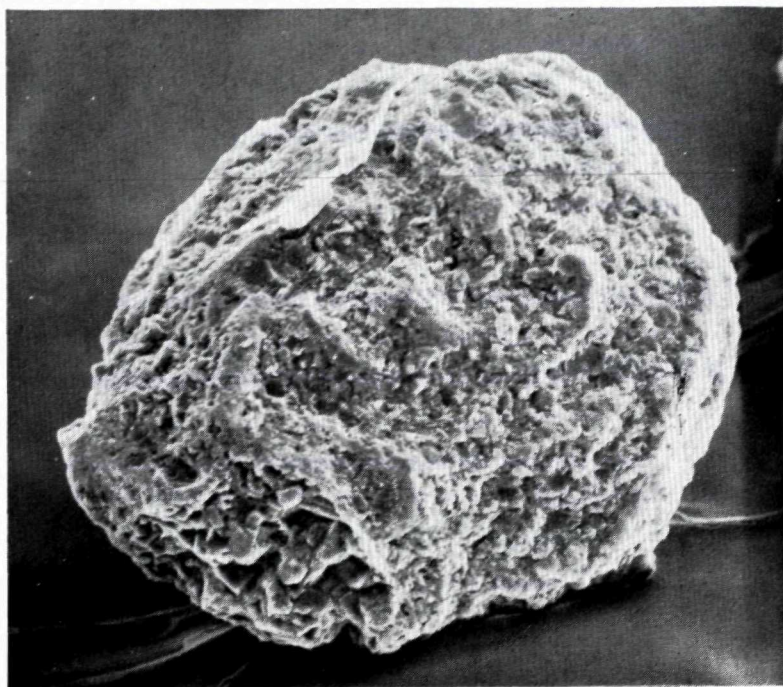


2

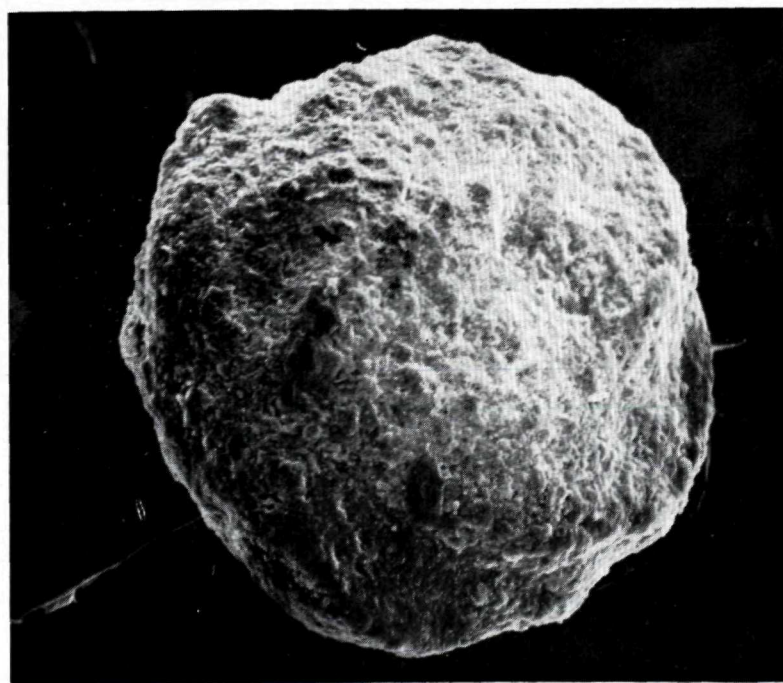


3

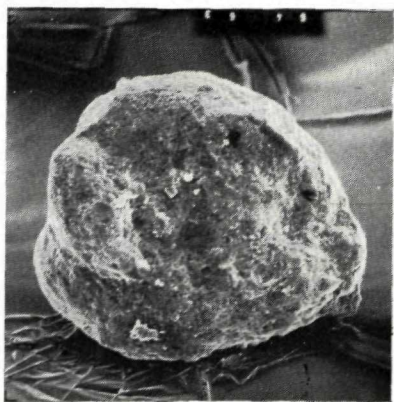




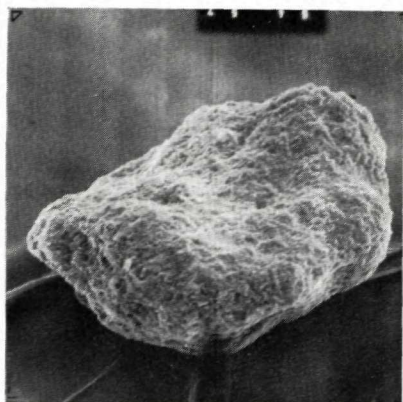
1



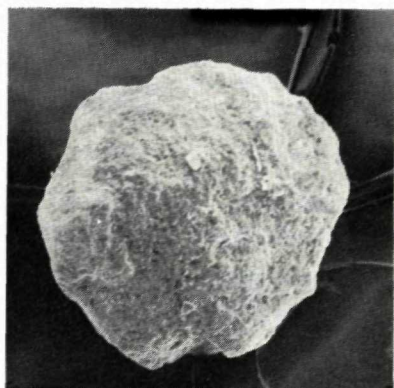
2



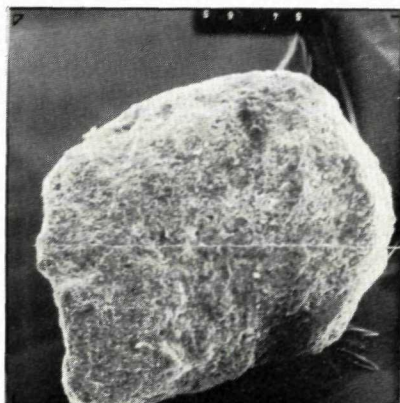
1



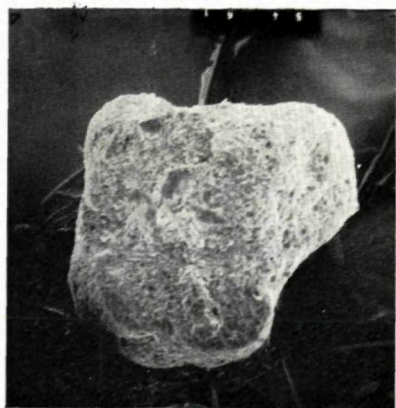
2



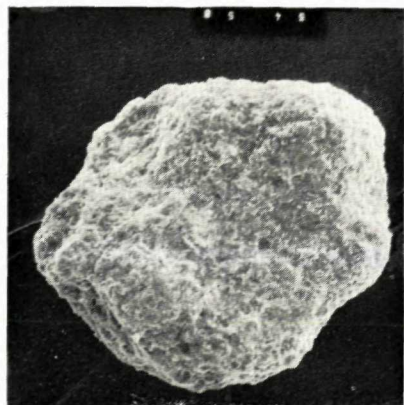
3



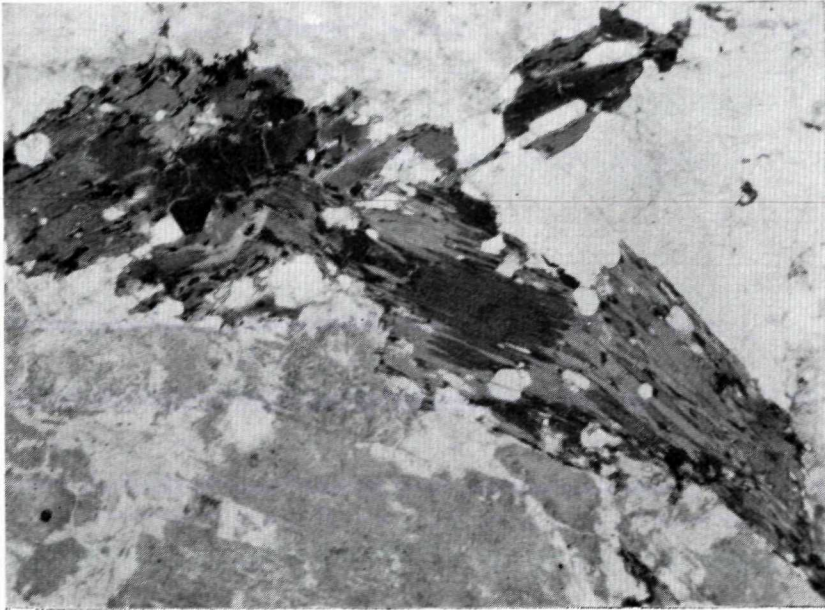
4



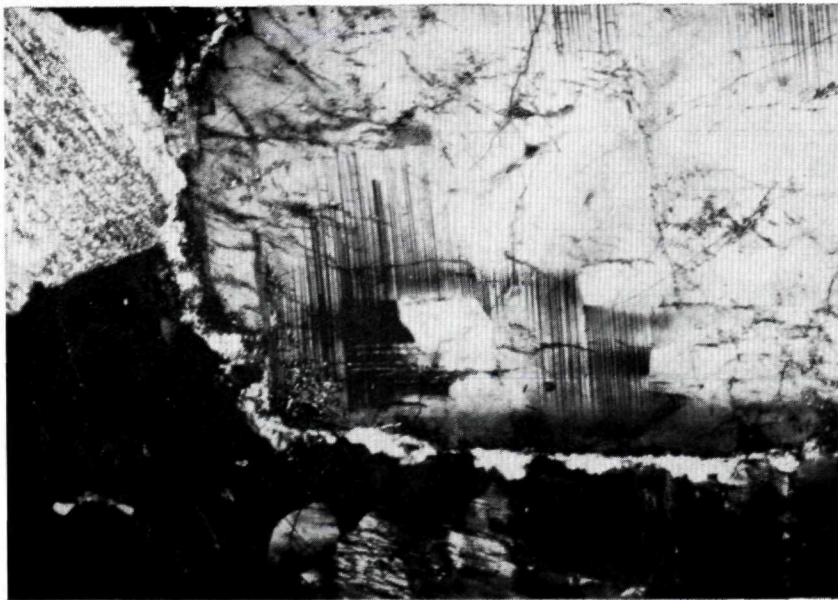
5



6



1



2



1



2



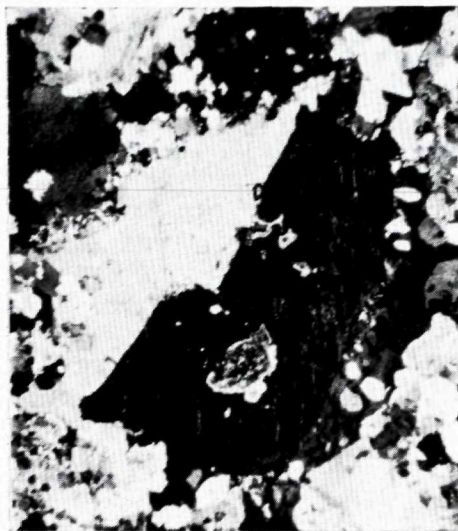
3



4



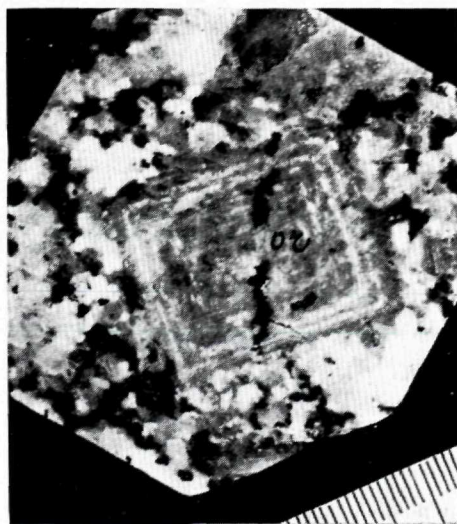
1



2

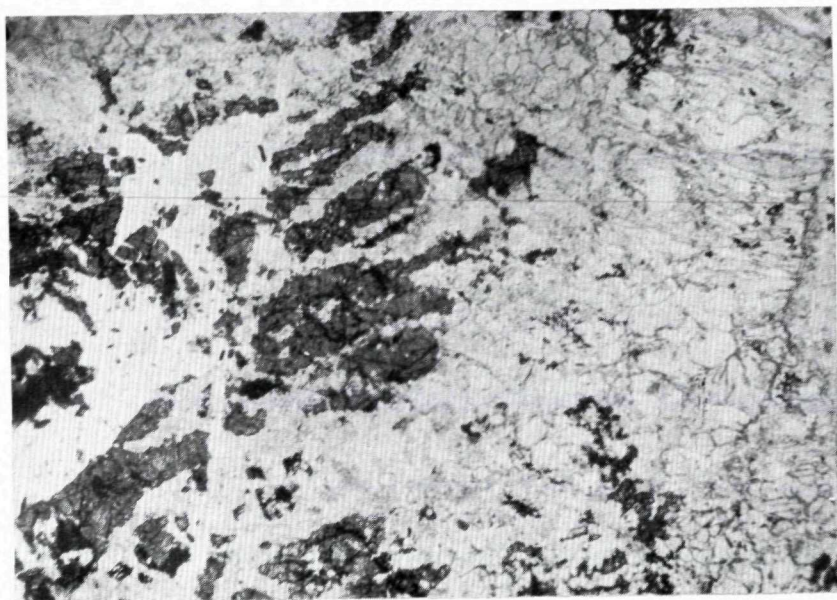


3

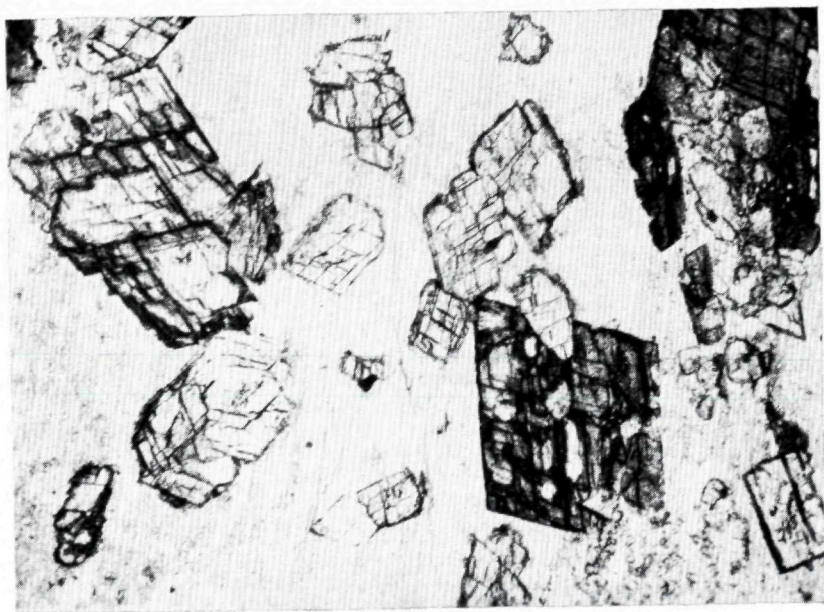


4



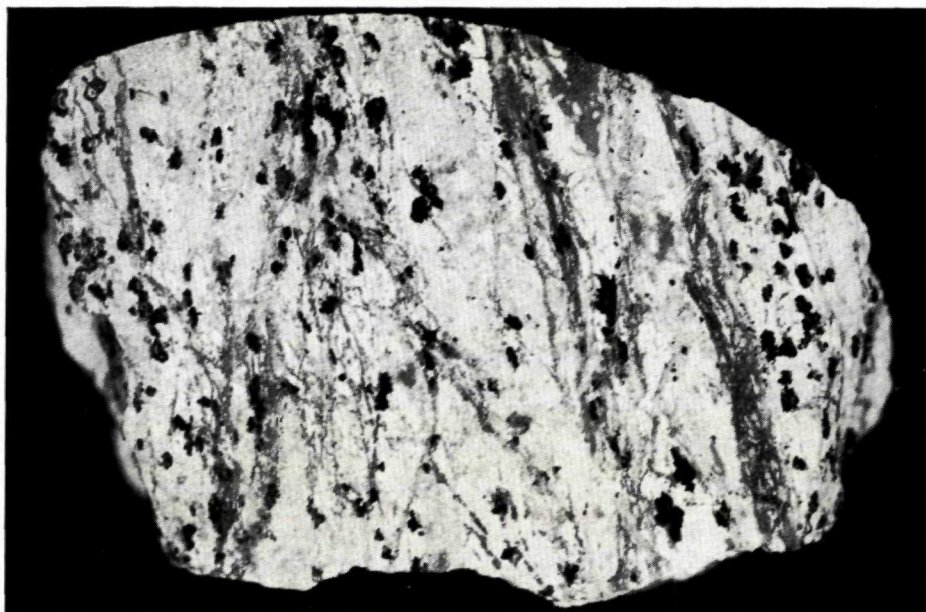


1

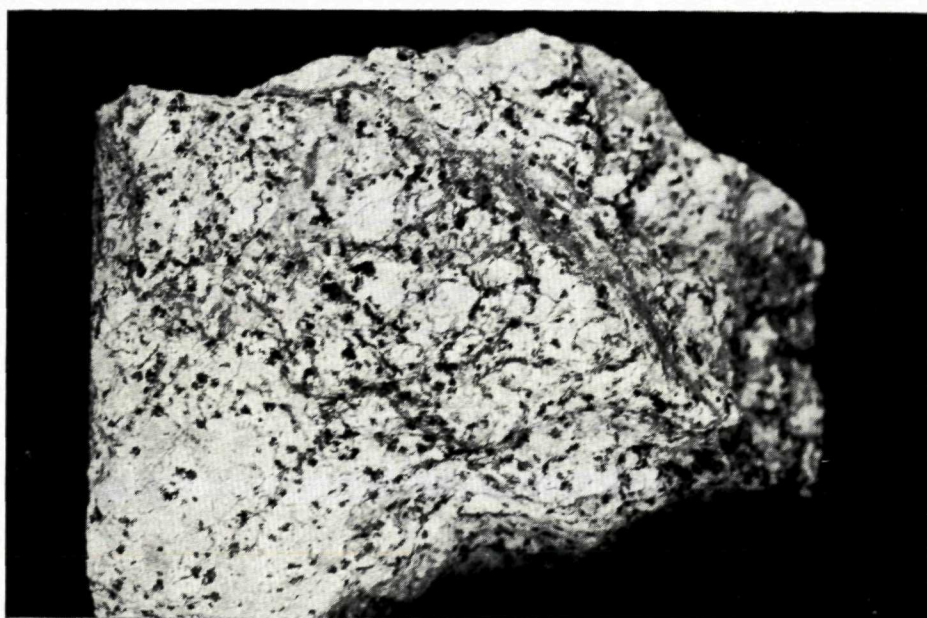


2

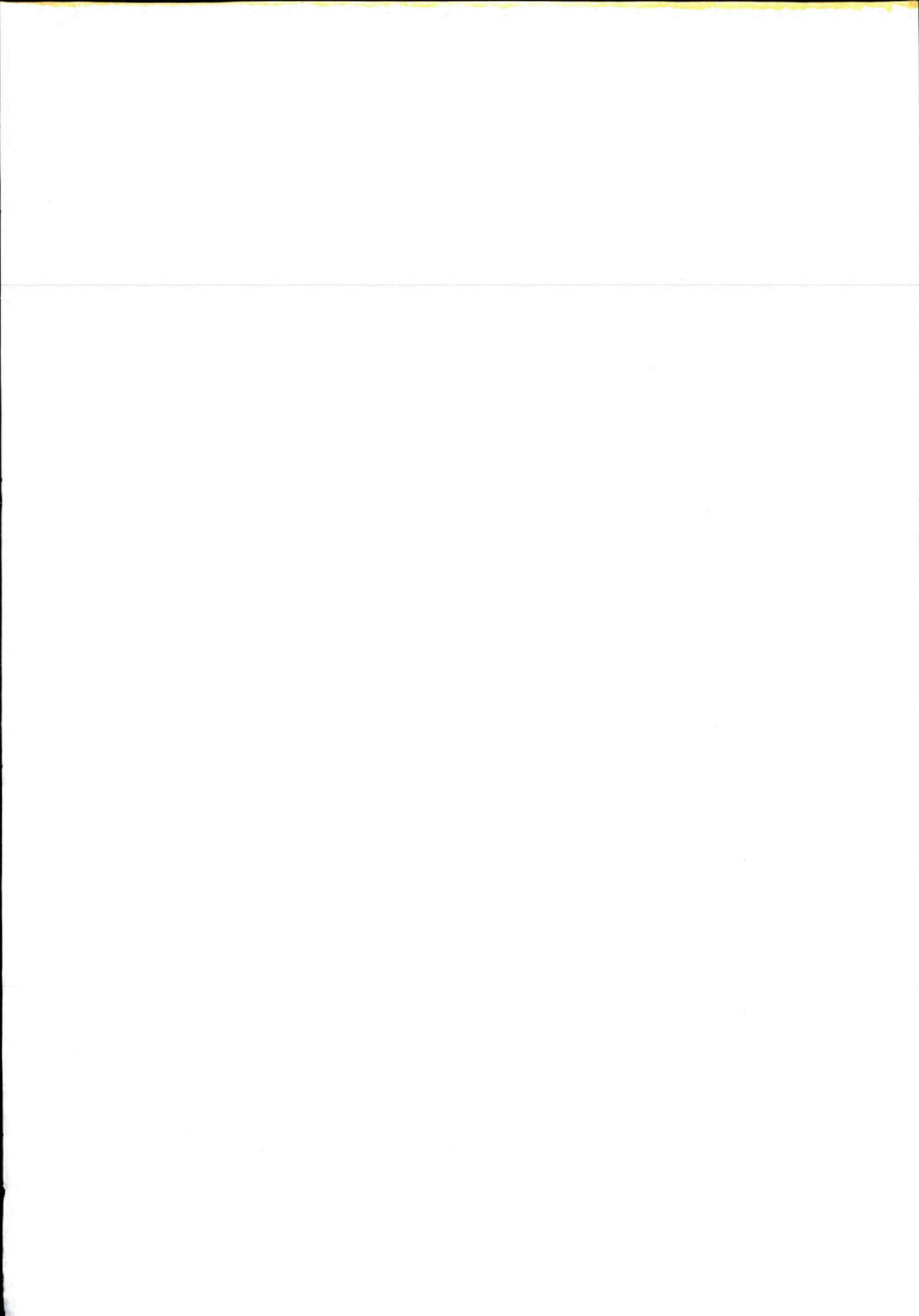
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODPOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



1



2



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 74

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1980.

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.
Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková.
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová.

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1980. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda. Náklad 700 kusov, povolenie SÚKK 1197/1979. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 19,88, VH 20,30. Cena brož. výtł. Kčs 33.—.