



2

ERRATA

Prosíme čitateľov, aby si láskavo opravili chyby vo fotografickej prílohe a v texte, ktoré vznikli v priebehu výrobného procesu:

1. Vo fotografickej prílohe k článku J. Durkovičová - J. Kantor medzi stranami 56 - 57 treba tabuľku VII správne čítať takto:
celú otočiť o 180° a obrázky 1 - 4 čítať v opačnom poradí /obr. 4 obr. 1 atď./
2. Vzorec na strane 187 má byť správne takto:
$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{eff}}} \cdot \ln \left(\frac{p \cdot n \cdot \sigma \cdot l}{\lambda_{\text{eff}} \cdot p} + 1 \right)$$
3. Na strane 206, 17. riadok zhora má byť správne ... polygorskít, lussatit, klintopilitit ...
4. Na strane 208, 8. riadok zhora má byť správne:
... Frakcia 20 μm ...
Na tej istej strane, 11. riadok zhora má byť správne:
... Frakcia 6 μm ...

Redakcia

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 65



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1976

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparík, 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., akademik Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., (predseda redakčnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovič, DrSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Geologický ústav D. Stúra	
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra:	1058.1/6
kat. číslo:	1058.1/6
Kes kúpa:	38.-
Kes výma:	
Kes dar:	

Obsah — Contents — Inhalt — Содержание

Slávik J.: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát — Zemplinikum — a possible new tectonic unit of the Central Carpathians	7
Karolus K.: Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Pliešovskej kotliny z vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke — Geological and structural tectonical conditions in the Pliešovská kotlina (depression) according to boreholes GK-8 near Ostrá Lúka	21
Melo J.: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch — Facial and Stratigraphic Division of the Wetterstein Limestones in the Czechoslovak part of Dolný vrch karst Plateau	37
Kochanová M. — Kullmanová A. — Snopková P.: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom — Vorkommen der Lunzer Schichten bei Hradište pod Vrátnom (Jablonicaer Gebirge, Westkarpaten, Slowakei)	53
Kullmanová A. — Kochanová M.: Výskyt liasu adnetskej fácie v Jablonickom pohorí — Vorkommen der Lias der Adnether Fazies im Jablonica Gebirge (Westkarpaten, Slowakei)	69
Planderová E. — Polák M.: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry	75
Andrusov D. — Čorná O.: Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen	81
Haško J.: Czertezický vývin bradlového pásma v Zázrivej-Plešivej	91
Ivanov M.: K litológii a geochemii karpatského keupru krížňanskej jednotky v Považskom Inovci	97
Gross P. — Vaňová M.: The Budín Paleogene in the borehole GK-8 — Budínsky vývoj paleogénu vo vrte GK-8	103
Žúrková I.: Nález veľkýovitého mechanoglyfu ve zlínských vrstvách křivského pásma	115
Forgáč J. — Karolus K.: Pozícia a vzťah mladých pyroxenických andezitov k biotiticko-amfibolicko-andezitovému komplexu — Position and relationship of young pyroxenic andesites to biotite-hornblende-andesite complex	119
Karolusová E. — Karolus K.: Bazaltová dajka z vrtu KOV-42 pri Kalvárii v Banskej Štiavnici	131
Forgáč J. — Kupčo G. — Klinčeková M.: Distribúcia zinku vo vulkanitoch Slovenska — Distribution of Zinc in Neovolcanites of Slovakia	149
Polák M.: Litológia, mikrofácia a dolomitizácia stredného triasu obalovej série Malej Fatry	163

26

Varčeková A.: Optický výskum amfibolov z amfibolických hornín okolia niektorých rudných ložísk v Malých Karpatoch	171
Malík P.: Tektonická analýza severovýchodnej časti príbramského uránového ložiska — Tectonic analysis of the northeastern part of the Uranium deposit in Příbram	177
Brlay A.: Centrálna časť novobansko-klakovského rudného rajónu a jeho metalogenetický význam	199
Hrašna M. — Vlčko J.: Ukážka spracovania inžinierskogeologických máp na číslicových počítačoch — An example of preparation engineering-geological maps on computers	207
Pelíšek J.: Pleistocenné eolické písky a pohřbené pôdy Mačanských vršok (JZ-Slovensko) — Pleistocene Eolic sands and buried soils of the Mačany Hills (South-West Slovakia)	221

Správy — recenzie

Santrůček P. — Roos E. — Plančár J.: Stručný přehľad geologických a ložiskových pomerov západnej časti Pakistanu	231
Halouzka R.: Správa o zasadaní pracovnej skupiny kvartérneho projektu IGCP v Rakúsku	241
Biely, A.: Recenzia knihy Tollman A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nordlichen Kalkalpen — Основные принципы альпийской тектоники. Систематический анализ на примере северных Известняковых Альп	245
Slávik, J.: Recenzia knihy Merlič B. V. — Spítkovskaja S. M.: Problemy tektoniky i magmatizma glubinných razlomov	247
Samuel, O. — Fusán, O.: Recenzia knihy Szepesházy K.: A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei	249
Hovorka, D.: Recenzia knihy Amstutz G. C.: Spilites and Spilitic Rocks	251

Ján Slávik

Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author deals with the geological structure of the basement of the Neogene in the East-Slovakian basin. Presented is lithological-facial characteristics of formations in the individual tectonic units (the Gemeric, Veporic, the Zemplín island unit, the Central-Carpathian Paleogene, the Klippen Belt, the Pozdišovce-Iňačovce unit). Detailed tectonic analysis and lithofacial correlation among the tectonic units known, show that a particular unit — the Zemplinic — may be distinguished in the basement of the Neogene in the East — Slovakian basin.

Úvod

Až do začiatku sedemdesiatych rokov sa predpokladalo, že podložie neogénu východného Slovenska tvoria známe tektonické jednotky Západných Karpát — gemeridy, veporidy, tatridy a bradlové pásmo.

Čiastkovými otázkami stavby podložia východoslovenského neogénu sa zaoberali J. Kantor 1965, J. Slávik—S. Polášek 1957, O. Fúsan 1958, M. Brodňan a i. 1959, F. Čech 1959, J. Slávik a i. 1960, T. Buday a i. 1965 a neskôr B. Leško—J. Slávik 1969.

Prvý pokus o interpretáciu celkovej geologickej stavby podložia východoslovenského neogénu urobil J. Janáček, A. Kozák, M. Mořkovský, D. Vass 1967. Podľa nich v podloží panvy pokračujú známe západokarpatské jednotky pozdĺžne na JV. Gemerikum zaberá južnú časť Košickej kotliny, veporikum Čiernej Hory v úzkom pásme prebieha Košickou kotlinou a oblasťou Východoslovenskej nížiny. Podľa tejto interpretácie je Zemplínsky ostrov súčasťou veporika Čiernej Hory. Severnejšie sa ťahne pásmo centrálnokarpatského flyšu s ostrovom paleozoika v oblasti Pozdišoviec. Súvrstvia centrálnokarpatského flyšu sú prerušené pozdĺžnou hrástou humenského mezozoika. V severovýchodnom cípe podložie panvy tvorí bradlové pásmo.

R. Rudinec (1969) kompletizoval zistené údaje o príslušnosti hornín neogénneho podložia vo vrtoch, ktoré prevrtali východoslovenský neogén. Na základe nazhromaždeného materiálu R. Rudinec a J. Slávik (1970) vychádzajúc z vrtných a geofyzikálnych prác modifikujú predchá-

† Ing. Ján Slávik, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

dzajúce názory na stavbu východoslovenského neogénu a uverejňujú prvú mapu jeho podložía. Ďalším krokom vpred je syntetické dielo O. F u s á n a a kol. (1971) o predneogénnom podloží južných častí centrálnych Západných Karpát. V interpretácii podložía O. F u s á n a a i. sa vychádza z prehľadu stavby R. R u d i n c a a J. S l á v i k a (1970). Z priloženej mapy sa zreteľne vyplýva, že známe tektonické jednotky centrálnych Západných Karpát nemožno dobre extrapolovať na podložie východoslovenského neogénu na celej jeho ploche.

Geologicko-petrografická charakteristika podložía východoslovenského neogénu

Napriek tomu, že hustota pozorovaní ešte neumožňuje vytvoriť dostatočne presný a stabilný obraz o stavbe podložía východoslovenského neogénu, rozsiahly materiál o podloží oblasti, zhromaždený v citovaných prácach, doplnený o údaje získané v poslednom období u nás i v priľahlých oblastiach ZSSR a MLR, umožňuje pokus o reinterpretáciu stavby podložía.

Juhozápadná časť podložía neogénu Košickej kotliny v súlade s predchádzajúcimi názormi je vybudovaná z tektonických jednotiek Západných Karpát, a to z paleozoickej časti gemerika (podrobnejšie pozri O. F u s á n a et al. 1971). Gemerikum je tektonicky redukované na hornádskom zlomovom systéme. Jeho útvary sa nachádzajú v podloží južnej časti Košickej kotliny, odkiaľ pokračujú na maďarské územie smerom na JV k Sátoralja-Újhely.

V priľahlej časti Maďarska boli vrtní v podloží neogénu zachytené paleozoické a mezozoické horniny v okolí Sárospataku, Sátoralja-Újhely a Füzérkajata. Súvrstvie epimetamorfovaných fylitov s porfyroidmi bolo navŕtané v línii Füzérkajata-Felsőregmec (vrt Felsőregmec 225,9 m — G. P a n t ó 1965) a možno ich považovať za pokračovanie najskôr gelnickej resp. rakovskej série gemerika. Proterozoické (?) mezometamorfitny rajónov Felsőregmec—Vilvitány, ekvivalentné kryštalickejmu ostrovu Byšta na našom území, ktoré sa s epimetamorfitmi tektonicky stýkajú, považuje G. P a n t ó (1965, 1966) za šupiny známych západokarpatských jaderných pohorí, vysunutých v priebehu hercýnskeho neogénu do vyššej štruktúrnej polohy. Náš názor na ich tektonickú príslušnosť je však odlišný.

O západnom okraji gemeridných jednotiek v priľahlom území MLR sú k dispozícii útržkovité poznatky. Vo vrtoch pri Felsőgagai a Alsövadási v z. časti Tokajského pohoria boli zachytené tmavosivé anchimetamorfované fľovité bridlice so šupinkami antracitu a grafitu a s tenkými vrstvičkami pieskocov. Podľa analógie s uloženinami oblasti Szendrő možno napriek takmer úplnej neprítomnosti metamorfizmu predpokladať ich silúrsky vek. Sú to teda horniny, ktorých tektonický ekvivalent v priľahlých tektonických jednotkách Západných Karpát nepoznáme.

Južne od epimetamorfného pásma typu gelnickej, príp. rakovskej série gemeríd je na území MLR vyvinuté znovu mezozoikum, ktoré má širší stratigrafický rozsah ako mezozoikum zemplínskeho ostrova, o čom svedčia karbonatické členy s jurskými faunami *Calpionella*, *Cadosina*, *Globo-*

chaete, *Stomiosphaera* (kimeridž, titón. oxford (?)) — vrt Sátoralja-Újhe-ly 8 v hĺbke 740,3—779,6). Vo vrte Sárospatak 5 v hĺbke 225—287 m boli prevŕtané dolomitické vápence kampilu — anisu. Úlomky karbonátov v ryolitových xenotufoch v okolí Sárospataku ukazujú, že mezozoický substrát tvoria aniské dolomitické vápence a ladinské vápence s diplopórami, pripomínajúce karbonatickú fáciu pohoria Bükk (Pentelenyi l. c.).

Uvedené fakty svedčia o tom, že v podloží Tokajského pohoria a masívu Veľkého Miliča sa tektonicky stýkajú jednotky panónskeho centrálného (?) masívu a gemerikum Západných Karpát.

Podložie strednej časti Košickej kotliny je vytvorené v súlade so staršími predstavami z veporika Čiernej Hory (O. F u s á n a i. 1971). Vo vrtoch D-1, D-2 a D-3 pri Ďurkove (R. R u d i n e c 1969) východne od Košíc boli zastihnuté triasové dolomity veľkej mocnosti, predstavujúce zrejme pokračovanie mezozoického obalu Čiernej Hory. Vo vrte Kecerovské Pekľany boli v hĺbke 2700 m prevŕtané triasové dolomity a dolomitické vápence a v ich podloží boli navŕtané fialové bridlice permu Čiernej Hory.

Podložie severnej časti východoslovenského neogénu tvorí prevažne humenské mezozoikum, ktoré sčasti vystupuje pod neogénom priamo, sčasti je prekryté centrálnokarpatským paleogénom. Jeho stavbou sa detailnejšie zaoberá M. M a h e l 1967.

Centrálnokarpatský paleogén na západe zasahuje až k Drienovu, smerom na východ sa zužuje. Vyplňuje pozdĺžnu depresiu vnútorných Karpát južne od bradlového pásma (J. M a t ě j k a—B. L e š k o 1953). Vo vyššom strednom eocéne bola táto depresia zväčša zaplavená morom. Zakončenie sedimentácie spadá do najvyššieho eocénu až spodného oligocénu.

V oblasti prikytej vulkanitmi Vihorlatu a Popričného podložím neogénu je v malom úseku pieninské bradlové pásmo (Modra n. Cirochou — J. S l á v i k 1969). V severnej časti choňkovej depresie (J. S l á v i k 1971) sa plošný rozsah bradlového pásma rozširuje, medzi ním a neogénom však leží tenké súvrstvie beňatinského flyšu (B. L e š k o 1964).

Centrálna a juhovýchodná časť podložia východoslovenského neogénu je vybudovaná z útvarov vystupujúcich na povrch v Zemplínskych pahorkoch. V hĺbke boli zachytené v hlbokých vrtoch naftového prieskumu. Zemplínske pahorky sú výstupkom predneogénneho podložia a v tomto zmysle sa v geologickej literatúre užíva ich názov — zemplínsky ostrov.

Predvariské (proterozoické?) jadro zemplínskeho ostrova vystupujúce u nás v okolí Byšty, je mezozonálne až katazonálne metamorfované. Tvoria ho chloriticko-muskovitické a sericitické svory, sericiticko-kremité fylonity, grafiticko-muskovitické svory a silimaniticko-granaticko-biotitické pararuly (J. M a g y a r 1969). Vek protokryštalizácie týchto svorov prevŕtaných v Maďarsku neďaleko hraníc ČSSR vo vrte Felsőregmec (G. P a n t ó 1966, 1969), stanovený metódou RB-Sr, je assyntský a ich metamorfizmus je variský. Takéto horniny v priľahlých karpatských tektonických jednotkách nepoznáme.

Väčšia časť zemplínskeho ostrova je vybudovaná z mladšieho paleozoika, ktoré sa vyznačuje rýchlou zmenou mocnosti jednotlivých súvrství, striedaním facií, a veľmi nízkym až nezreteľným stupňom metamorfizmu. Karbón je zastúpený prevažne sludnatými pieskovecami, ktoré sa striedajú

s polohami piesčitých bridlíc s vložkami grafitických ílovcov a antracitic-
kých uhoílných slojov. V spodnej časti karbónu sa vyskytujú hrubozrnné
pieskovce až arkózy. Strednú časť súvrstvia tvoria cyklothémy — jem-
nozrnné pieskovce, ktoré sa striedajú s polohami sivých a tmavých bridlíc,
grafitických bridlíc so slojmi antracitového uhlia. Ojedinele boli v tejto
časti súvrstvia zistené aj diabasy (kameňolom nad dedinou Veľká Trňa).
Vrchná časť súvrstvia je vytvorená zo sivých a zelenkastých, jemnozr-
ných sludnatých pieskovcov s vložkami arkózovitých pieskovcov. V nad-
loží prechádzajú do sivých a fialkovastých bridličnatých pieskovcov
a bridlíc s polohami kremitých porfýrov a ich tufov. Najvyššiu časť kar-
bónskeho súvrstvia tvoria svetlosivé arkózovité pieskovce a arkózy s po-
lohami ílovitých bridlíc. Analogické karbónske súvrstvie bolo zistené
v pohraničnej oblasti MER pri Felsöregmec, Sátoralja-Újhelyi a Fúzerka-
jata. Perm zastupuje pestré súvrstvie sludnatých bridlíc, na báze ktorého
vystupujú polymiktné zlepenice s valúnmi pararúl, svorov a žilného kre-
meňa. Vrchnú časť súvrstvia reprezentujú tmavočervené fialkovasté ílovce.
Aj v permskom súvrství boli zistené charakteristické polohy kremitých
porfýrov a ich tufov s dokonale zachovanými pyroklastickými štruktú-
rami.

Permské sericiticko-muskovitické arkózy a konglomeráty boli navŕtané
v oblasti Ptrukše (vrty Ptrukša 2, Ptrukša 7). Totožné súvrstvie bolo
navŕtané vo vrte Streda n. Bodrogom.

Zvlášť si treba všimnúť zistenia, že vo vrte Felsöregmec nemetamorfo-
vané vrchné paleozoikum zemplínskeho typu leží v hĺbke 226 m na epi-
metamorfovanom súvrství gemerika (!). Mohlo by to svedčiť o juhover-
gentnom posune zemplínskej čiastkovej jednotky na gemerikum.
Najúplnejší vývoj zemplínskeho vrchného paleozoika bol prevŕtaný vrtom
Sátoralja-Újhely. V hĺbke 983—1075 m sa nachádza zemplínsky karbón
s metaantracitovými slojkami. V intervale 858,0—983,1 m leží spodno-
permské a strednopermské súvrstvie konglomerátov a sivozelených pies-
kovcov s vložkami kremenných porfýrov a ich tufov. Interval 780—859 m
tvorí červenofialové pieskovcovo-aleuroliticko-bridličnaté súvrstvie vrch-
ného permu s preplástkami bázických porfyrických tufov.

Uvedené skutočnosti nám umožňujú konštatovať, že súvrstvia zem-
plínskeho ostrova sú jednotkou odlišnou od gemerika a hranicu medzi
gemerikom a zemplínskym ostrovom možno spoľahlivo viesť v pohraničnej
oblasti MER a ČSSR.

Mezozoikum, ktoré sa na stavbe zemplínskeho ostrova podieľa len
útržkovite v jeho jv. časti sa začína triasovými kremencami, nad ktorými
sú vyvinuté červené bridlice s vložkami fialkovastých pieskovcov spornej
vekovej príslušnosti. Vo vyššej časti súvrstvia vystupujú sivé vápence,
často pruhované, miestami slienité. Vo vrchných polohách karbonátového
súvrstvia sa striedajú sivé vápence s dolomitmi. Mezozoikum leží na star-
ších súvrstviach diskordantne.

Pretože zemplínsky ostrov má vo vnútorných Západných Karpatoch
okrajovú pozíciu, názory na jeho postavenie a tektonickú príslušnosť sa
značne líšia.

V. U h l i g (1903) ho na základe porovnania kvarcitických pieskovcov
a kryštalinika južne od Kazimíra považuje za pokračovanie masívu Bra-

niska a podľa mladopaleozoických útvarov ho dáva do súvislosti so Spišsko-gemerským rudohorím. K jeho názoru sa prikláňajú aj H. Böckh (1905) a J. Ferenczi (1943), B. Bouček a A. Příbyl (1959) ho priradujú k vnútornému pásnu vnútorných Západných Karpát bez variského plutonizmu. Mezozoikum zemplínskeho ostrova považujú za denudačný zvyšok príkrovu sunutého od JZ na SV, ktoré geneticky a tektonicky patrí najskôr ku gemeridám. B. Leško a J. Slávik (1967) ho považujú za východokarpatskú jednotku, nakoľko vzťah medzi kryštalinikom a vrchnopaleozoickým obalom i litologická postupnosť a stupeň metamorfizmu vrchného paleozoika nemajú v Západných Karpatoch ekvivalent.

Uvedený súbor pozorovaní si vyžaduje znovu analyzovať tektonický vzťah zemplínskeho ostrova k priľahlým tektonickým jednotkám vnútorných Západných, resp. Východných Karpát.

Tetonickú spolupatričnosť zemplínskeho ostrova môžeme hľadať v nasledovných jednotkách:

- v gemeriku východných častí Spišsko-gemerského rudohoria,
- vo veporiku Čiernej Hory alebo Braniska,
- v marmarošskom masíve v pohraničnej sovietsko-rumunskej oblasti.

Spolupatričnosť s gemerikom je najspornejšia, pretože gemerikum je charakterizované:

- rozsiahlym vývojom epimetamorfovaných formácií spodného paleozoika (rakovská a gelnická séria),
- neprítomnosťou starého kryštalinika,
- prítomnosťou mladých (najskôr alpínskych) granitov,
- morským vývojom vrchného karbónu.

Na rozdiel od gemerika zemplínsky ostrov

- neobsahuje metamorfované spodné paleozoikum,
- má katametamorfované až mezometamorfované kryštalinické jadro,
- neobsahuje alpínske granitoidy,
- vrchný karbón je prítomný v sladkovodnej, uhľonosnej, molasovej fácií s vrchnokarbónskymi kremitými porfýrmi a ich pyroklastikami.

Rozdiely oproti veporiku Čiernej Hory sú výrazné, ale predsa zreteľné. Veporikum Čiernej Hory je charakteristické

- rozsiahlou synkinematickou granitizáciou a migmatitizáciou pararúl,
- intrúziami postkinematických granitoidov,
- vývinom vrchného karbónu vo fácií tmavosivých až čiernych fylitických bridlíc,
- čiastočnou metamorfózou mezozoického obalu.

Tieto zjavy v zemplínskom ostrove nepoznáme.

Charakteristickými črtami látkového obsahu marmarošského masívu na rozdiel od zemplínskeho ostrova sú:

- kryštalinikum s okatými plagiorulami obsahujúce množstvo vložiek mramorizovaných karbonátov a vložky porfyroidov,
- morský vývoj permu vo fácií čiernych grafitických bridlíc striedajúcich sa s lavicami karbonátov,
- evaporitický vývoj permu, charakteristický síranovým tmelom detritických sedimentov.

Z uvedenej charakteristiky vyplýva, že podľa dnes existujúceho súboru

pozorovaní má zemplínsky ostrov zvláštne látkové zloženie, ktoré signalizujú jeho samotný špecifický vývoj. Nemožno ho paralelizovať a prihľadávať s tektonickými jednotkami Západných ani Východných Karpát, a teda ho treba považovať za samostatnú „zemplínsku jednotku“.

Ďalšou špecifickou tektonickou jednotkou podložja východoslovenského neogénu, ktorá nevystupuje na povrch, ale bola zachytená skupinou hlbokých vrtov (Pozdišovce 1, Iňačovce 2, Rebrín 1, Vysoká 1 a Užhorod 2, 3) je jednotka pozdišovsko-iňačovská (R. Rudinec—J. Slávik 1970). Je tvorená z epimetamorfovaných až mezometamorfovaných hornín s vložkami kryštalickej vápencov. Ide o metamorfované horniny prevažne mikrolépidoplastických a mikrogranolepidoplastických štruktúr s kremi-to-sericitickou základnou hmotou. Častá je bituminózna, resp. grafitická pigmentácia a šupinky chloritu, ktoré vznikli z tmavých minerálov. Horniny sú jemne páskované, pričom bridličnatosť je šikmo orientovaná voči vrstevnatosti. Z akcesórií bol zistený rutil, turmalín, zirkón, pyrit a ilmenit (J. Chmelík 1970).

Pozdišovsko-iňačovská jednotka sa na severe stýka s Humenským pohorím, ktorého mezozoikum má litofaciálny vývoj veľmi blízky krížňanskému príkrovu. Severnejšie od humenskej jednotky možno regionálne sledovať pieninské bradlové pásmo.

Južne od bradlového pásma sa pod neogénom nachádza v úzkom páse centrálnokarpatský paleogén, ktorý sa ťahne na územie ZSSR a môže byť vyvinutý až po údolie Teresvy (M. J. Petraškovič 1968). Dokázaný bol vrtom v okolí obce Dulova. Podľa V. V. Gluška (1968) centrálnokarpatský paleogén vykliňuje v rajóne Svaljava—Zaluž.

Pod centrálnokarpatským paleogénom boli už v oblasti s. od Užhorodu (vrt Užhorod 1) zistené tmavosivé horniny kriedového veku, ktoré sú považované za pokračovanie subtatranských sérií (O. S. Vjalov 1953 a, b). Tieto súvrstvia pokračujú ďalej na východ do oblasti riek Terebňa a Teresva. Ich ekvivalencia s albskými slieňtými bridlicami Humenského pohoria však vyvoláva pochybnosti, pretože vek týchto slieňov nachádzajúcich sa východnejšie je podľa foraminifer turónsko-senónsky. Aj keď sa smerom na východ môžu objavovať mladšie súvrstvia humenského mezozoika, nie je vylúčené, že ide o samostatnú tektonickú jednotku zovretú medzi tektonickou jednotkou humenského mezozoika a bradlovým pásmom. V okolí obce Zaluž boli vrtmi zachytené čierne slieňe kriedového veku, ktoré sú považované za špecifickú zakarpatskú fáciu.

Prieskumnými prácami sa v najvýchodnejšej časti zakarpatského neogénu v solotvinskej depresii zistil úplne odlišný charakter podložja. Sú to prevažne čierne, ale miestami aj pestrofarebné argility a sivé pieskovce eocénneho veku. V pripanónskej oblasti očakávame flyšové sedimenty debrecínsko-szolnockého flyšu.

Tektonická analýza podložja východoslovenského neogénu

Fakty uvedené v predchádzajúcom texte umožňujú podrobnejšie charakterizovať tektonickú stavbu podložja východoslovenského neogénu.

Jedným z kardinálnych problémov stavby podložja neogénu východného

Slovenska je vzťah jednotiek, ktoré sa podieľajú na jeho stavbe, k tektonickým jednotkám priľahlých častí Tiszie — panónskeho masívu — Maďarského centrálného masívu.

Všetci autori študujúci podložie východoslovenského neogénu sa zhodujú v názore, že hlavné tektonické jednotky podložia sú orientované pozdĺžne v sz. — jv. smere. Podobne je tomu na území Zakarpatskej Ukrajiny, kde základnou črtou stavby podložia neogénu je pozdĺžna orientácia základných tektonických jednotiek (A. M. Živko—M. J. Petraškovič 1971, B. V. Merlič—S. M. Spitkovská 1974).

Všeobecný názor geológov Maďarskej ľudovej republiky vyjadrený v tektonickej mape predterciérneho podložia Maďarska 1:500 000 (V. Dank—J. Fülöp 1967, ale aj Gy. Wein 1969) je, že hlavné tektonické línie panónskeho centrálného masívu majú sv. — jz. orientáciu, teda hlavné tektonické smery jednotiek najvyššieho radu daného regiónu sú na seba vzájomne takmer kolmé. Z toho jednoznačne vyplýva, že medzi nimi musí existovať tektonická línia — pásмо prvého radu.

Podľa T. Budaya a i. (1965) táto zóna koinciduje so szamoskou líniou. B. V. Merlič a S. M. Spitkovská (1965) ju nazývajú pripanónskym hlbinným zlomom, pravda v pozmenenom štruktúrnom ponímaní. Keďže táto tektonická zóna oddeľuje tektonické jednotky najvyššieho radu v oblasti, nemožno ju stotožňovať so žiadnou tektonickou líniou oddeľujúcou jednotky vnútri susediacich krustálnych blokov — panónskeho masívu a Karpát. Bezpochyby je však porušená veľkými mladými priečnymi ulomeniami (hornádsky, vihorlatský i zakarpatské priečne zlomové systémy).

Fundament neogénu východného Slovenska má teda zložitú stavbu sformovanú násunovými pohybmi kriedového orogénu, paleogénnymi pohybmi na hranici vonkajších a vnútorných Karpát a miocénym blokovým rozpadom orogénneho zázemia. V tejto subkapitole budú charakterizované predovšetkým tektonické línie vytvorené v priebehu kriedového orogénu Karpát.

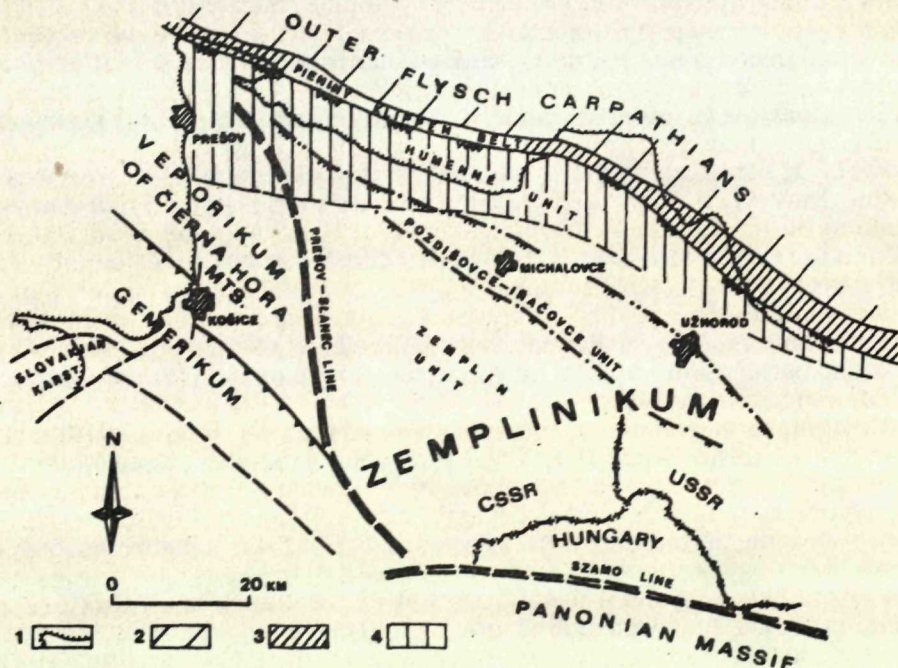
V najzápadnejšej časti územia sa pod neogénom tiahnu štruktúry známe z povrchu, napr. násunová plocha Slovenského krasu, ktorá leží na vrchnom triase meliatskej série s juhovergentným (?) sunutím (H. Kozur—E. Mocz 1973). Táto nová interpretácia stavby Slovenského krasu meliatskej série a gemeríd si vyžiada nové tektonické riešenie povrchových štruktúr, ktoré sa premietnu do štruktúry podložia západnej časti Košickej kotliny. Dosiaľ nie je uspokojivo vyriešený vzťah, resp. vlastnosti tektonickej línie, oddeľujúcej nemetamorfovanú, najskôr silúrsku formáciu Szendrő v severnej časti Maďarska až v západnej časti Tokajských hôr s epimetamorfitmi gemeríd.

Násun gemerika na veporikum Čiernej Hory v podloží neogénu pokračuje až do oblasti Felsőregmec. Medzi Felsőregmecom a Sátoralja—Újhely je gemerikum podsunuté pod nemetamorfované (anchimetamorfované?) uhľonosné vrchné paleozoikum zemplínskej jednotky (zemplínskeho bloku — R. Rudinec—J. Slávik 1970).

Gemerikum v podloží neogénu Košickej kotliny sa prudko stáča k JJV. Pokračovanie veporika smerom k východu najpravdepodobnejšie na východe neprekračuje Prešovské pohorie a Slánske vrchy. Zemplínska jed-

notka a pozdišovsko-iňačovská jednotka (pozdišovsko-iňačovský blok — R. Rudinec—J. Slávik 1970) podľa všetkého v Košickej kotline už nevystupujú.

Podľa toho v podloží Prešovsko-slánskeho pohoria musí existovať tektonická línia vyššieho radu, na ktorej sa tektonicky stýkajú jednotky gemerikum a veporikum so zemplínskou, pozdišovsko-iňačovskou jednotkou. Túto tektonickú líniu môžeme nazvať prešovsko-slánskou a vyššie vymenované centrálno-karpatské jednotky ležiace východne od nej, t. j. zemplínska a pozdišovsko-iňačovská, tvoria spolupatričnú tektonickú skupinu, ktorú navrhujeme nazvať zemplinikum (obr. 1, obr. 2).



Obr. 1 Náčrt hlavných tektonických elementov podložia východoslovenského neogénu
1 — hranica rozsahu sedimentárneho a vulkanického neogénu; 2 — magurský flyš; 3 — pásmo pieninských bradiel; 4 — centrálno-karpatský paleogén.

Tektonické línie oddeľujúce od seba zemplínsku, pozdišovsko-iňačovskú a humenskú tektonickú jednotku sú výrazné násuny, vytvorené v priebehu kriedového vrásnenia centrálnych Západných Karpát.

Severným okrajom zemplinika je tektonický styk humenského pohoria s jednotkou pozdišovsko-iňačovskou.

Predpokladáme, že na tomto styku zaniká prešovsko-slánska línia a dielčie tektonické línie oddeľujúce od seba jednotlivé jednotky zemplinika.

Za samostatnú tektonickú jednotku treba podľa názoru autora najskôr považovať čierne až pestré bridlice solotvinskej kotliny. Svedčia o tom, že medzi humenskou jednotkou a pieninským bradlovým pásmom existuje samostatná jednotka, ktorú v oblasti Západných Karpát na povrchu po-

známe málo. V princípe ide o jednotku oddeľujúcu centrálne a vonkajšie Karpaty. V tomto ponímaní sa zdá, že pieninské bradlové pásmo je tektonickou súčasťou vonkajších Karpát. Svedčí o tom jeho pozícia v terminálnych častiach pri východnom a západnom ukončení. Ako v moravskej, tak v solotvinskej časti vidieť, že pieninské bradlové pásmo bolo sávsko-štyrskými oligomiocénnymi pohybmi inkorporované do tektonických jednotiek vonkajšieho flyšu. Geologická i geofyzikálna hranica vnútorných karpatských štruktúr v týchto miestach koinciduje so západným okrajom Malých Karpát (B. Beránek—A. Dudek 1971), resp. s vulkanickým vihorlatsko-guttinským pásmom. Pri takomto ponímaní by mohla byť Solotvinská kotlina tektonickým ekvivalentom Viedenskej panvy.

Faktický materiál pre takéto ponímanie stavby Solotvinskej kotliny poskytol aj vrt Solotvina 4 (M. J. Petraškovič et al. 1966), ktorý v intervale 1620—1810 m navrátal paleogén. Pod ním v hĺbkach 1810 až 2285 m sivé pieskovce až tmavé argility vrchného senónu a pod nimi v hĺbke 2285—3532 m vrt znovu zastihol sivé pieskovce s preplástkami tmavých argilitov eocénu. Predpokladá sa severovergentné sunutie komplexov. Autori v súlade s našimi názormi z toho uzatvárajú, že vyzdvihnuté pozdĺžne bloky predneogénneho podložía zakarpatskej oblasti sú čelnými časťami veľkých násunov. Za veľké násunové línie považujú A. M. Živko a M. J. Petraškovič (1971) severovergentný násun pozdišovsko-iňačovského (užhorodského) bloku, ako aj násun permských uloženín čopskej oblasti na sever, kde predpokladajú uloženiny triasu. My v súlade so situáciou v oblasti zemplínskeho ostrova považujeme tento trias za súčasť zemplínskej jednotky.

Na základe týchto údajov možno vznik a vývoj podložía východoslovenského a zakarpatského neogénu interpretovať nasledovne:

Strednokriedový orogén spôsobil vytvorenie prírovovo-násunových štruktúr vnútorných Karpát. Vzniklo: nasunutie gemerika na veporikum a tektonické zblíženie gemerika a veporika so zemplínikom. Vo vnútri zemplínika došlo k vzájomnému severovergentnému násunu zemplínskej jednotky na jednotku pozdišovsko-iňačovskú a tejto na humenské mezozoikum.

Sedimentačným priestorom mezozoika Humenského pohoria bude podľa tohto ponímania najskôr jazva medzi ním a pozdišovsko-iňačovským blokom, čo umožňuje hľadať v tejto jazve pokračovanie sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu...

Geologické vzťahy Východných a Západných Karpát

Geografická hranica medzi Východnými a Západnými Karpatami sa kladie do údolia Uhu. Samozrejme, geografický pojem Západné Karpaty sa stal objektom geologického štúdia a sformulovala sa predstava o geologickej stavbe Západných Karpát. Pri štúdiu geologických pomerov hraničnej oblasti, ktorá je predmetom tejto práce, sa začínajú vynárať niektoré terminologické problémy. Niektoré štruktúry, ktoré sú geograficky súčasťou Západných Karpát, majú zreteľne špecifické črty východokarpatské.

ské a naopak. Dochádza tým k určitému terminologickému zmätku, ktorý si treba všimnúť.

So súčasným geografickým rozdelením Západných a Východných Karpát koincidujú nasledovné geologické skutočnosti:

- existencia priečnej užhorodskej elevácie predneogénneho fundamentu s mimoriadnym významom v paleogeografii miocénu. Hrala výraznú paleogeografickú rolu pri vývoji východoslovenských a zakarpatských neogénnych molás. Až do sarmatu oddeľovala od seba východoslovenský a zakarpatský sedimentačný priestor;
- náhla tektonická redukcia magurského flyšu;
- prítomnosť významných intrúzií granodioritových porfyritov pozdĺž peripanónskeho lineamentu východne od geografickej hranice a neprítomnosť západne od geografickej hranice;
- zmena v pozícii násunu humenskej tektonickej jednotky na pieninské bradlové pásmo, rozšírenie pieninského bradlového pásma na východ od priečneho vihorlatského zlomového systému;
- prítomnosť špecifickej jednotky na báze neogénu medzi bradlovým pásmom a humenským mezozoikom (solotvinský vývoj) východne od elevácie v oblasti S od Užhorodu.

Geografickú hranicu prekračujú v oboch smeroch:

1. pozdĺžne orientované štruktúry severnejších jednotiek flyšových vonkajších Karpát;
2. kontinuitne vyvinuté pásmo pieninských bradiel;
3. prítomnosť úzkeho pásma centrálno-karpatského paleogénu;
4. spoločný rytmus zlomovej tektoniky pri vytváraní neogénnych molás zakarpatského vnútorného prehybu a synchronny vývoj analogických facií od badenu po kvartér;
5. spoločný rytmus vulkanizmu a ekvivalencia látkového zloženia vulkanitov východného Slovenska a Zakarpatskej Ukrajiny;
6. pokračovanie tektonických jednotiek zemplínika na JV cez geografickú hranicu.

Vymenované geologicko-tektonické javy, ktoré prekračujú zemepisnú hranicu Západných a Východných Karpát, sú však obmedzené na západe v oblasti hornádskeho ulomenia a na východe na hranici marmaroškého masívu.

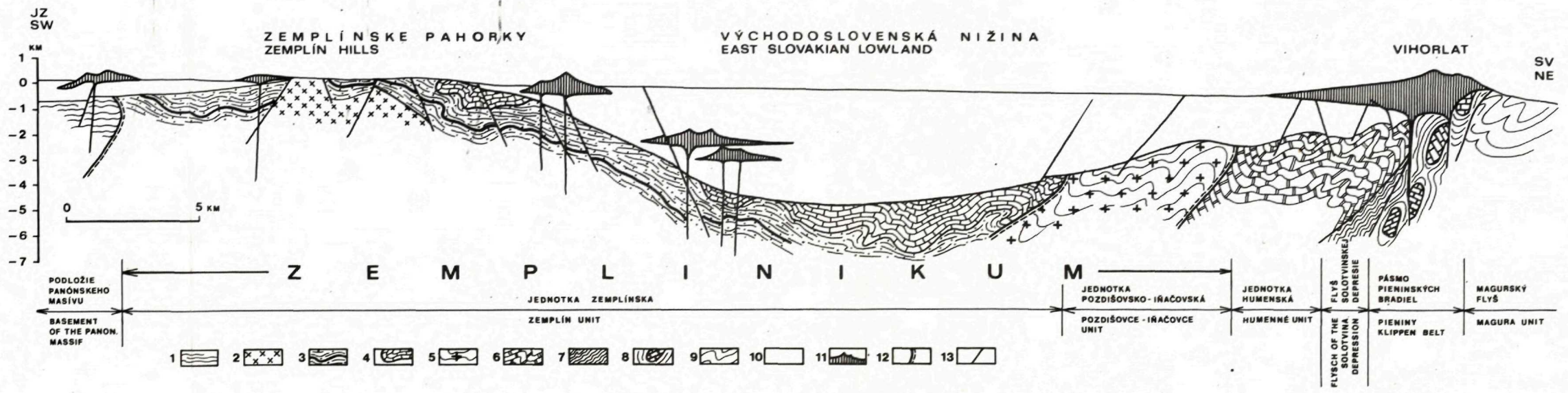
Oblasť hornádskeho ulomenia je charakterizovaná ukončením miocénnej molasy náhlou zmenou mocnosti Moho na zlomovom systéme hornádskom, prípadne na prešovsko-slánskej línii, na ktorej sa stýka zemplínikum s gemerikom a veporikom Čiernej Hory.

Západný okraj marmaroškého masívu je charakteristický:

- uzavretím zakarpatského neogénneho vnútorného prehybu (neogénnych molás);

Obr. 2. Schematický priečny profil východoslovenskou neogénnou panvou (s prihliadnutím na stavbu podložia neogénu)

1 — panónsky masív; 2 — kryštalinikum zemplínskej jednotky; 3 — mladšie paleozoikum zemplínskej jednotky; 4 — mezozoikum zemplínskej jednotky; 5 — epimetamorfity a mezometamority pozdišovsko-iňačovskej jednotky; 8 — pieninské bradlové pásmo; 9 — magurský flyš; 10 — neogénne sedimenty; 11 — neogénne vulkanity; 12 — násunové plochy čiastkových jednotiek; 13 — poklesové systémy.



- tektonickým prekrytím pieninského bradlového pásma marmarošským masívom;
- prítomnosťou priečného predneogénneho ulomenia obmedzujúceho Tissiu a zemplínikum z východu — debrecínsko-szolnockého flyšového žlabu.

Špecifickými črtami Západných Karpát sú okrem iného i

- pieninské bradlové pásmo;
- vyvrásnenie centrálnych Západných Karpát v strednej kriede;
- priestorová afinita k panónskemu masívu a asi aj jeho vplyv na usporiadanie západokarpatských štruktúr.

Pri takomto ponímaní možno konštatovať, že hranica Západných a Východných Karpát je časove i situačne pohyblivá a v rôznych geologických obdobiach ju možno klásť na rôzne miesta.

Do tlače odporučil O. Fusán.

Literatúra

- BERÁNEK, B.—DUDEK, A. 1972: The contribution of Deep Seismic Sounding to the studies of Deep Fault Tectonics. 24. Int. geol. Congr., section 3, s. 16—24. Montreal.
- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 52, s. 183—222. Bratislava.
- BRODŇAN, M. et al. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy — oblasť Hnojné. Geologické práce, Zošit 52. Bratislava.
- BUDAY, T. 1964: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov — Košice (časť neogén). ÚÚG, Praha.
- BUDAY, T.—CÍCHA, J.—SENEŠ, J. 1965: Miozän der Westkarpaten. Monografická práca. GÜDŠ. Bratislava.
- ČECH, F. 1959: Poznámky ku stratigrafii podvihorlatskej lignitovej panvy. Geologické práce, Správy 14. Bratislava.
- ČECHOVIČ, V.—VASS, D. 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny. Geologické práce, Zošit 59. Bratislava.
- DANK, V.—FÜLOP, J. 1967: Geological Map of the Paleozoic and Mesozoic Basement of Hungary. Hungarian Geological Institute. Budapest.
- FUSÁN, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geologické práce, Správy 12. Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložía zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, rad ZK, zv. 15. Bratislava.
- GLUŠKO, V. V. 1968: Tektonika i neftegazonosnost Karpat i privilegajuschich rajonov. Izd. Nedra. Moskva.
- CHMELÍK, J. 1970: Petrografia predtriasových útvarov podložía východoslovenského neogénu. Manuskript. Archív GÜDŠ. Bratislava.
- JANÁČEK, J.—KOCÁK, A.—MOŘKOVSKÝ, M.—KVASS, D. 1967: Geologická mapa předneogenního podložía a mapy mocností a litofaciálního vývoje neogénu východoslovenské pánve a jižního Slovenska. Manuskript. Geofond. Bratislava.
- KANTOR, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Správy 6. Bratislava.

- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., Bd 3, a. 1—14. Innsbruck.
- LEŠKO, B.—SLÁVIK, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geologický zborník XVIII, č. 1. s. 169—172. Bratislava.
- LEŠKO, B.—SLÁVIK, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geologické práce, Správy 47. s. 133—149. Bratislava.
- MAGYAR, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery kryštalinika zemplínskeho ostrova a jeho okolia. Diplomová práca. Katedra petrografie PFUK. Bratislava.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západné Karpaty, sv. 1, ÚÚG. Praha.
- MATĚJKA, A.—LEŠKO, B. 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. Geologický sborník IV. č. 1—2.
- MERLIČ, B. V.—SPITKOVSKAJA, S. M. 1957: Paleogenovaja faza vulkanizma v Vostočnych Karpatach. Geol. sb. Ivov. o-va, No 4. Lvov.
- MERLIČ, B. V.—SPITKOVSKAJA, S. M. 1974: Glubinnyje razlomy, neogenovij magmatizm i orudnenenije Zakarpatja. Lvovskij Universitet im. I. Franko. Lvov.
- FERENCZI, J. A zempléni szigethegység földtani viszonaí. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelend. 1939—1940. I. s. 393—439. Budapest.
- PANTÓ, G. 1965: A Tokaji hegység harmadkor előtti képződnényei. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelend, 1963-ról. s. 227—241. Budapest.
- PANTÓ, G. 1966: A Tokaji hegység és előtere szekezeti vulkanológiai kapcsolata. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelend. s. 215—223. Budapest.
- PERAŠKIEVIČ, M. J. et al. 1966: Novi dani pro fundament zakarpatskcho neogenovoho prognu. Dokl. AN USSR, No 11.
- RUDINEC, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. Geologické práce, Správy 50. Bratislava.
- RUDINEC, R. 1963: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti podvihorlatskej oblasti. Geologické práce, Správy 48. Bratislava.
- RUDINEC, R.—SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geologické práce, Správy 53, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1971: Geologická stavba choňkovej depresie. Geologické práce, Správy 55, s. 97—103. Bratislava.
- SLÁVIK, J.—CMUNTOVÁ, M.—HORÁKOVÁ, M.—VOLFOVÁ, J. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrhu Čelovce I. Geologické práce, Správy 18, s. 71—83. Bratislava.
- SLÁVIK, J.—POLÁŠEK, S. 1957: Poznámky ku geologickej stavbe podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geologické práce, Správy 10, s. 82—93. Bratislava.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. Wien—Leipzig.
- VJALOV, O. S. 1953 a: Kratkij očerk istorii razvitija Vostočnych Karpat i sopredeľnych oblastej. Trudy Ivov. geol. o-va, serija geol., vyp. 3, Lvov.
- VJALOV, O. S. 1953 b: Obščeej strukturnoje podrazdelenije zapadnych oblastej USSR. Izd. AN SSSR, ser. geol., No 5.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Bull. of the IX. Congress of the Carpatho-Balkan Geol. Ass. vol. I. Budapest.
- ŽIVKO, A. M.—PETRAŠKIEVIČ, M. J. 1971: In Geologičeskoje strojenije i gorjačije iskopajemyje Ukrajnskich Karpat. Izd. Nedra, vyp. XXV. Moskva.

Ján Slávik

Zemplinikum — a possible new tectonic unit

Summary of the Slovak text

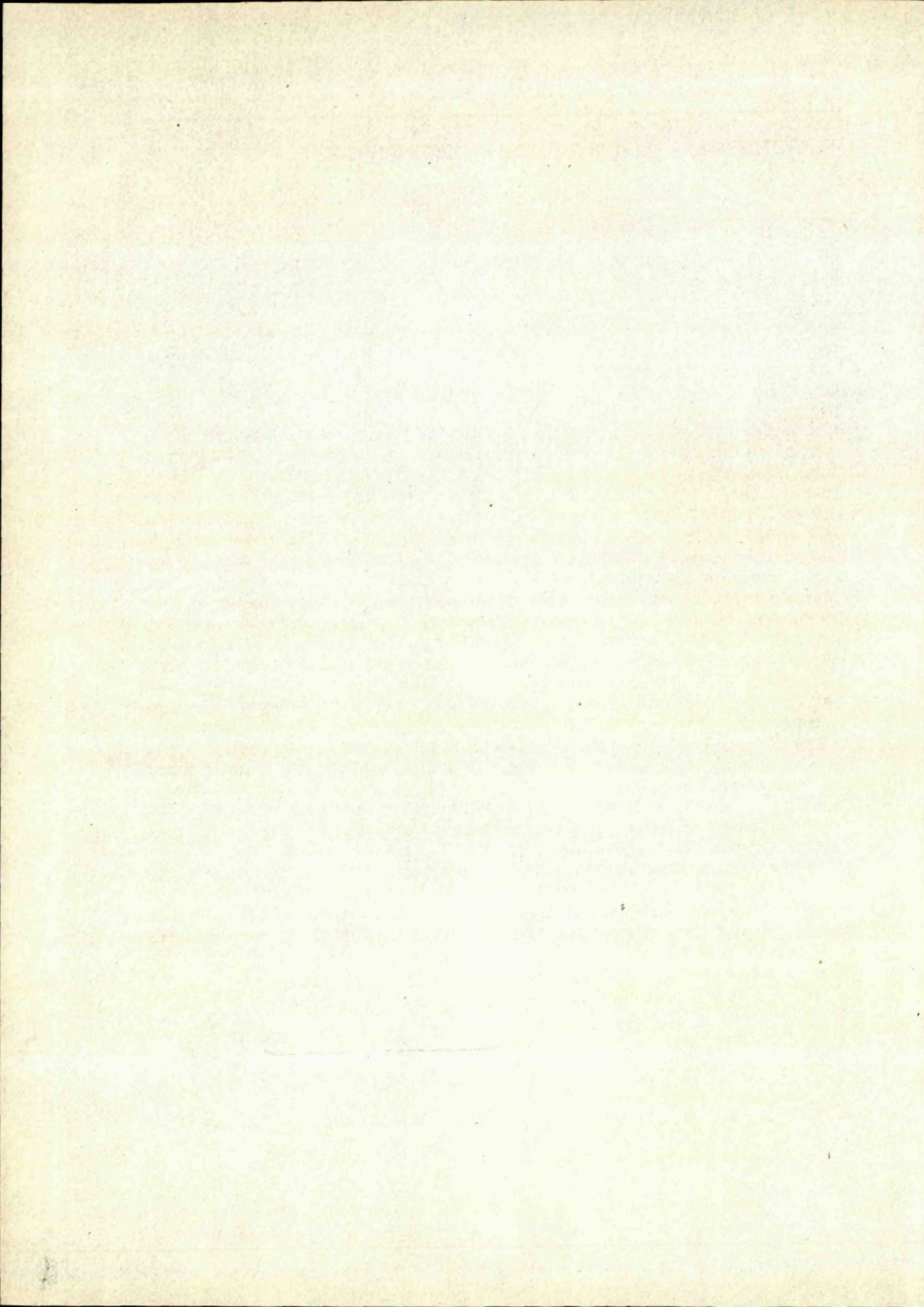
Geological structure of the basement of the East-Slovakian Neogene consists of the Gemic occupying the southern part of the Košická kotlina (depression), and of the Veporic of the Čierna hora mountains. The Veporic is a narrow belt in the central part of the Košická kotlina and in the East-Slovakian lowland. The basement of the northern part of the East-Slovakian Neogene consists mostly of the Humenné Mesozoic cropping out in the Humenské pohorie mountains, of the Central-Carpathian Paleogene filling a longitudinal depression of the Inner Carpathians to the south of the Klippen belt. In the area covered by volcanic rocks of the Vihorlat and Popričný mountains, the basement of the Neogene consists of the Klippen Belt over a smaller segment. The central and southeastern parts of the basement of the East-Slovakian Neogene consists of Paleozoic formations cropping out in the Zemplín hills. These formations are denoted as „the Zemplín island“ in literature. Detailed lithological-facial and stratigraphical correlations show that the formations of the „Zemplín island“ represent a unit different from the Gemic. They exhibit lithofacial and tectonic features so particular as to prevent their parallelization with other tectonic units in the West Carpathians. This is why it has to be regarded as an independent unit — the Zemplinikum.

The Pozdišovce—Iňačovce Unit is another particular tectonic unit of the basement of the East-Slovakian Neogene. It does not crop out and was only recorded by boring. On the north there is a contact between the unit and the Mesozoic of the Humenské pohorie mountains.

These tectonic units of the basement are thrust over each other northward from the south along the SE-NW tectonic lines.

In the East-Slovakian basin, in the basement of the Neogene are units unknown in other parts of the Inner West Carpathians but extending into the East Carpathians in the basement of the Neogene. Evidently, the boundary between the Western and Eastern Carpathians was in different places during individual geological periods.

Translated by E. Jassingerová.



Karol Karolus

Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Pliešovskej kotliny z vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke

(4. obr. v texte, anglické resumé)

Abstrakt. Práca prehodnocuje doterajšie poznatky o hlbinej stavbe a štruktúrno-tektonických pomeroch Pliešovskej kotliny na základe štruktúrneho vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke. Výsledky majú aj praktický význam, nakoľko poskytujú údaje o rozložení uhľo-
nosných sedimentov.

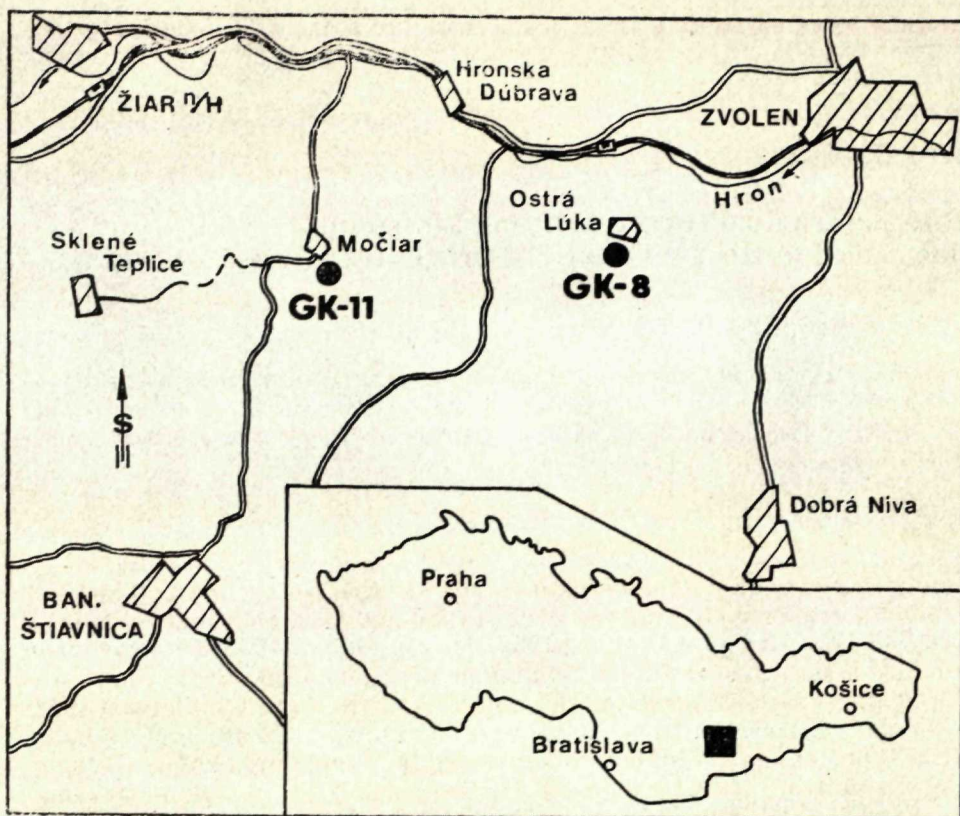
Úvod

Ucelenejšie výsledky o geologickej stavbe Pliešovskej kotliny boli získané v rámci prehľadných geologických výskumov a mapovania v mierke 1:200 000 (K. Karolus et al. 1959; M. Kuthan 1963). Podrobnejšie výsledky máme iba zo štúdia lokálnych problémov, ako bolo napr. štúdium geologicko-petrografických pomerov bazaltov (M. Čajková 1957; M. Šimová 1965), štúdium nesúrodých enkláv v andezitoch (F. Fiala 1955). V poslednom období sa začalo so základným komplexným geologickým výskumom (K. Karolus — J. Forgáč 1974), ktorý je významnou mierou doplnený o výsledky výskumu hlbinej stavby a podložia neovulkanitov pomocou komplexných regionálnych geofyzikálnych meraní a ich predbežnej geologickej interpretácie (O. Fusán et al. 1969; S. Duratný — M. Kuthan — J. Pančár — L. Zbořil 1965), ako aj pomocou štruktúrnych vrtov (K. Karolus — V. Karolusová — V. Hojstričová 1972; K. Karolus et al. 1974) zameraných na overenie dôležitých geologických a štruktúrno-tektonických zákonitostí vývoja väčších regiónov.

Zásluhou výskumu podložia sa nahromadilo ohromné množstvo poznatkov o hlbinej stavbe Pliešovskej kotliny. V severnej časti kotliny pri obci Ostrá Lúka bol realizovaný štruktúrny vrt GK-8, ktorý dosiahol hĺbku 2400 m (obr. 1). Vrt bol zameraný na: a) overenie stavby vulkanického komplexu, ako aj stavby a štruktúry vulkanického substrátu; b) overenie ťažovej depresie, ktorá indikuje morfológickú depresiu predterciérneho podložia; c) overenie kondícií, ktoré figurujú v osnove ústredného ideového projektu.

Vrt spracoval K. Karolus v spolupráci s kolektívom pracovníkov. Neovulkanity spracovali a vyhodnotili: K. Karolus, E. Karolusová a V. Hojstričová; neogénne detriticko-sedimentárne súvrstvie:

RNDr. K. Karolus, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava.



Obr. 1. Lokalizácia štruktúrneho vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke v sev. časti Pliešovskej kotliny a GK-11 pri Močiaroch v severnej periférii Štiavnického pohoria.

K. Karolus a R. Gabčo; paleogén: P. Gross a M. Vaňová; mezozoikum: M. Polák; hydrogeológiu: L. Škvarka; kartonážne meranie: V. Nohy a Šály; autorom technickej časti je J. Smrek.

Z veľkého množstva podrobne spracovaného a vyhodnoteného konkrétneho dokumentačného materiálu článok obsahuje len základné informácie o dosiaľ neznámej zložitej geologickej stavbe predmetného územia, o jeho štruktúrno-tektonickej pozícii v morfoloģickom pláne stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia.

Prehľad doterajších poznatkov o geologických pomeroch

Doterajšie poznatky o geologických pomeroch Pliešovskej kotliny a priľahlých hrebeňov severovýchodných okrajov Štiavnického pohoria a západných okrajov Javoria pochádzali iba z povrchových geologických výskumov. Stavbu plytších úrovní kotliny dokumentuje len malý počet krátkych hydrogeologických vrtov. Pliešovská kotlina je vybudovaná

z produktov finálneho a subsekventného vulkanizmu (K. Karolus et al. 1959; M. Kuthan 1963).

Finálny vulkanizmus reprezentujú produkty hornín bazaltovej skupiny, ktorú určila M. Zimová (1965); M. Čajková (1957) ako plagioklasové bazalty s amfibolom. Vyskytujú sa vo forme efuzívnych telies. Ich prívodné dráhy majú na povrchu formu lineárnych prienikov (K. Karolus — J. Forgáč 1974).

Pod bazaltmi ležia sčasti na severozápadnom, ale hlavne na juhozápadnom okraji ako starší člen produkty amfibolicko-biotitického andezitového vulkanizmu, ktoré v Kuthanovej schéme postupnosti eruptív subsekventného vulkanizmu zodpovedajú III. andezitovej fáze. Sú reprezentované hlavne amfibolicko-biotitickými andezitmi a príbuznými odrodami, v sprievode pyroklastických ekvivalentov rôznej litofaciálnej povahy. Mocnosť tohto andezitového komplexu je rôzna, pohybuje sa v rozpätí desiatok až stovák metrov (napr. na hrebeni Tri Kamene dosahujú mocnosť 300 m).

V podloží sa nachádza mohutný komplex rôznych druhov andezitov a sprievodných vulkanoklastík, z ktorých najtypickejšie sú pyroxenické andezity a pyroxenicko-amfibolické andezity \pm biotit \pm granát. Vyskytujú sa vo forme lávových prúdov a extruzívnych telies, prevažne silne deštruovaných. Medzi typickými autochtónnymi pyroklastikami sa vyskytujú aj alochtónne pyroklastiká, zmiešané vulkanoklastiká a eruptívne brekcie viazané hlavne na extruzívne vulkanické formy. Táto najväčšia skupina vulkanických hornín v Kuthanovej schéme erupcií predstavuje produkty II. a I. andezitovej fázy.

Niektoré andezitové typy sú spracované z mineralogicko-petrografického a geochemicko-petrologického hľadiska. Napr. F. Fiala (1955) po prvý raz podrobne opísal granátické andezity od Dolných Brezín ako biotiticko-amfibolické andezity s granátom a severozápadne od Dobrej Nivy hyperstenicko-amfibolické andezity.

Z andezitov z oboidvoch výskytov F. Fiala opísal tiež enalogénne uzavreniny vo forme silne kontaktne metamorfovaných sedimentov, resp. kontaktných rohovcov, ojedinele uzavreniny silne hybridných hornín dioritického vzhľadu.

Niektorými petrografickými typmi hyperstenicko-amfibolicko-granátických andezitov od Brezín, Podzámčoku a Babinej sa najnovšie zaoberá E. Karolusová (1971; 1975). Zameriava sa na štúdium a vzájomnú konfrontáciu chemických parametrov andezitov a ich porfyrických výrastlíc i základnej hmoty.

Prvé výsledky geofyzikálnych výskumov v Pliešovskej kotline (S. Ďuratný — J. Plančár — L. Zbořil 1964) prinášajú prvé poznatky o štruktúrnej stavbe vulkanického substrátu, priestorovom vymedzení vulkanických telies. Podklady geofyzikálnych meraní boli použité pre geologickú interpretáciu geologickej stavby, zameranú predovšetkým na dešifrovanie predvulkanického reliéfu (S. Ďuratný — O. Fusán — M. Kuthan — J. Plančár — L. Zbořil 1965; O. Fusán — M. Kuthan — S. Ďuratný — J. Plančár — L. Zbořil 1969) a stanovenie geologickej stavby karpatského substrátu (O. Fusán — J. Ibrmajer — J. Plančár — J. Slávik — M. Smíšek 1971). Pri týchto

štúdiách sa postupne využívali aj geologické, stratigrafické a tektonické poznatky zo štruktúrnych vrstov z celej stredoslovenskej oblasti (K. Karolus et al. 1969, 1970a, 1970b, 1971a, b; E. Karolusová 1966; M. Kuthan — E. Karolusová 1965).

Geologická stavba podľa vrtu GK-8

Vrtom bola overená zložitá geologická stavba územia, a to v podložných sériách karpatského substrátu i v terciálnom nadloží vo vývoji sedimentov a vulkanitov (obr. 2).

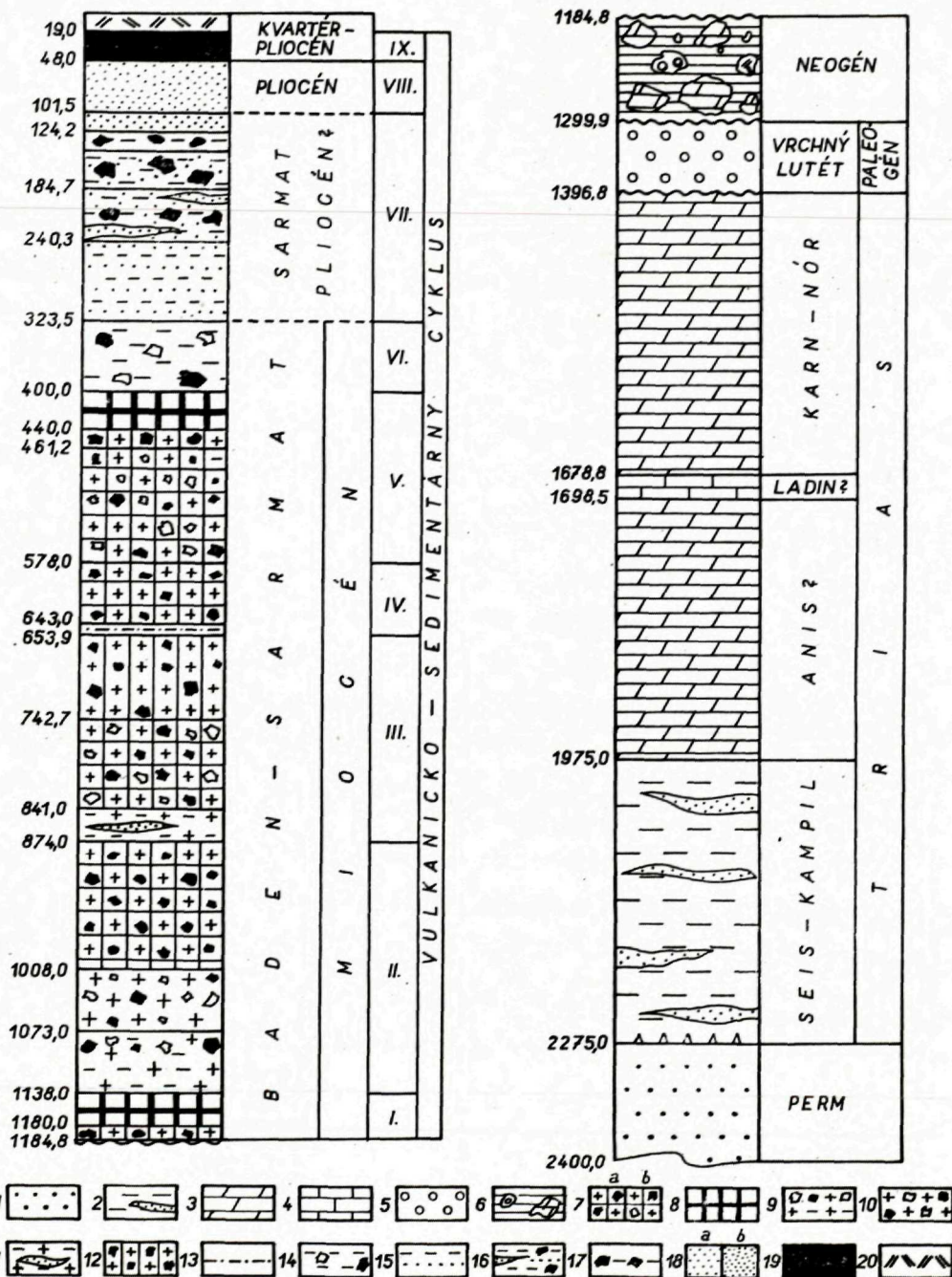
Najstarším overeným útvarom je paleozoikum (M. Polák in K. Karolus et al. 1974), ktoré je v hĺbke intervalu 2400—2275 m zastúpené permom (?). Litologicky je permské súvrstvie vytvorené z tmavosivých, zelenkastých až čiernych, strednozrnných až jemnozrnných arkóz, prípadne brekcií. Horniny sú silne stlačené a zbridičnatené. Na základe rozboru M. Polák po konzultácii s J. Vožárom celé súvrstvie označuje za „ľubietovský perm (?)“. Postavenie permského súvrstvia arkóz a arkózových pieskovcov je ťažko interpretovateľné.

V nadloží „ľubietovského permu (?)“ leží mohutný komplex mezozoika (2275—1396,8 m), ktorý spracoval M. Polák (in K. Karolus et al. 1974). Je zastúpené triasom vo vývoji pestrých ilovito-piesčitých bridlíc

Obr. 2. Geologický profil štruktúrneho vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke. Zostavil K. Karolus, P. Gross, M. Polák 1973.

1 — Perm (sivé, zelené, jemnozrnné—strednozrnné arkózovité pieskovce až arkózy). 2 — 4 Trias. 2 — Seis — kampil? (pestré ilovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov). 3 — Anis?, karn — nór (sivé, tmavosivé až čierne celistvé, jemnokryštalické dolomity, s častými polohami brekciovitých dolomitov až dolomitických brekcií; v anise? intenzívna pyritizácia). 4 — Ladin? (dolomitické vápence až vápnité dolomity s medzivrstvičkami čiernych ilovitých bridlíc, s hľuzami tmavých rohovcov). 5 — Paleogén — vrchný lutét (brekcia až zlepence, organigénne vápence, piesčité vápence vo vývoji bazálnej litofácie). 6 — Neogén (detriticko-sedimentárne súvrstvie s typickým obsahom paleogénneho a mezozoického materiálu). 7 — 19 Miocén, pliocén: I—IX vulkanicko-sedimentárne vývojové cykly (baden—sarmat—pliocén). 7a — Autochtónne vulkanoklastikum andezitov amfibolicko-hyperstenických. 7b — Alochtónne tufy amfibolických andezitov s hypersténom ± granátom (interval 841,0—742,7 m) a tufy pyroxenicko-amfibolických andezitov (interval 578,0—461,2 m). 8 — Lávové telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov. 9 — Súvrstvie andezitových tufitov s prímiesou nevulkanického materiálu. 10 — Alochtónne vulkaniklastiká s pestrým vulkanickým materiálom. 11 — Tufiticko-sedimentárne súvrstvie, dobre vytriedený vulkanický materiál, striedajú sa polohy rôznej zrnitosti a rôzneho litologického zloženia. 12 — Autochtónne tufy hyperstenicko-andezitového zloženia. 13 — Tufovo-tufitické súvrstvie s redeponovaným hrubo i jemnozrnným andezitovým materiálom. 14 — Alochtónne polymiktne andezitové tufy s vložkami redeponovaných tufov. 15 — tufovo-tufitické súvrstvie s alochtónnym vulkanickým materiálom. 16 — Alochtónne andezitové tufy pemzové a aglomerátové s tufitickými polohami. 17 — Alochtónny andezitový tuť pemzový s prímiesou hrubších balvanov, v bazálnych častiach s vložkami tufitov. 18a — Súvrstvie aleuriticko-piesčitých tufitov s vložkami redeponovaných tufov. 18b — Súvrstvie tufitických pieskovcov, piesčitých tufitov s vložkami tufitických ilovcov, ilovcov a ilovitých pieskovcov. 19 — Lávové teleso plagioklasového bazaltu s olivínom. 20. Kvartérne uloženiny — prevažne ilovito-piesčitá hlina.

Geologický profil vrtu GK-8



s vložkami kremenných pieskovcov (seis — kampil ?), dolomitov, ktoré sú často kavernózne a brekciovité (anis ?), dolomitických vápencov až vápnných dolomitov s medzivrstvičkami čiernych ílovitých bridlíc a s hľuzami tmavých rohovcov (ladin ?) a kavernóznych dolomitov s polohami brekciovitých dolomitov až dolomitických brekcií (karn — nór).

V celom komplexe mezozoika sa nenašli žiadne faunistické dôkazy potrebné na stratigrafické zaradenie. Celý komplex bolo možné stratigraficky zaradiť do triasu len na základe porovnania s podobnými súvrstviami vystupujúcimi na povrch.

Pokiaľ ide o tektonické postavenie, M. Polák celý tento mohutný komplex dolomitov spolu s podložným pestrým sedimentárnym komplexom považuje za chočský príkrov (?) [netypický bielovážsky vývin (?)].

Možno predpokladať, že chočský príkrov vo vrte GK-8 Ostrá Lúka je pokračovaním chočského príkrovu v severných, resp. v severovýchodných regiónoch, prípadne chočský príkrov zachytený vrtom predstavuje izolovanú formu výskytu.

Na mezozoiku leží diskordantne s veľkým stratigrafickým hiátom súvrstvie bazálneho paleogénu (1396,8—1299,9 m). Podľa P. Grossa (in K. Karolus et al. 1974) má charakter bazálnej litofácie, ktorá je vytvorená z drobnozrnných brekcií až drobných zlepcov, organogénnych (numulitových) vápencov, piesčitých vápencov-kalkarenitov, dolomitových pieskovcov — strednozrnných až hrubozrnných dolarenitov s lokálnymi polohami vápnných pieskovcov s numulitmi, resp. s polôh silno piesčitých vápencov a konečne strednozrnných zlepcov s pestrým valúnovým materiálom. Stratigraficky patrí podľa M. Vaňovej (in K. Karolus et al. 1974) do vrchného lutétu (stredný eocén).

Paleogén vo forme bazálnej litofácie vo vrte spolu s výskytmi ležiacimi na povrchu je v regionálnej mierke pomerne málo plošne rozšírený. Vysvetlí to možno lokálnou sedimentáciou paleogénu, napr. v depresiách a pod., alebo uložením paleogénnych sedimentov na väčších územiach, ktoré boli neskoršou tektonikou rozdelené na menšie segmenty a z vyzdvihnutých boli tieto sedimenty oderodované. Nie je vylúčená kombinácia obidvoch možných alternatív.

Na základe bioasociácie, ktorú preštudovala M. Vaňová, paleogénne súvrstvie v bazálnej litofácii z vrtu GK-8 Ostrá Lúka je súčasťou budínskeho vývinu paleogénu. Toto zaradenie sa opiera o konfrontáciu vyskytujúcich sa numulitových druhov z GK-8 a numulitov z Bakonského pohoria v Maďarsku. Odôvodňuje sa to tým, že paleogénne súvrstvie z GK-8 obsahuje tiež druh *Numulites discorbinus* Schlotheim, ktorý zatiaľ nebol nájdený ani v nereponovaných sedimentoch centrálného karpatského paleogénu na Slovensku, ani v tatranskom eocéne v Poľsku.

Na základe doteraz známych údajov zo samotného vrtu GK-8, ako aj ostatných výskytov v širšom okolí možno konštatovať, že ide o sedimenty najsevernejšieho okraja epikontinentálneho morského vývoja budínskeho typu.

Na strednoeocénnom súvrství leží diskordantne a so stratigrafickým hiátom neogénne detriticko-sedimentárne súvrstvie (1299,9—1184,8 m). Súvrstvie je litologicky veľmi pestré. Podľa K. Karolusa a R. Gabču (in K. Karolus et al. 1974) sa skladá z aleuritických ílov, aleuritov,

pieskocov, zlepenčov a sivých až pestrofarebných brekcií s tufitickým obsahom alebo s úlomkami, zriedkavejšie s valúnkami andezitov. V súvrství je veľmi charakteristická prítomnosť úlomkov, balvanov i blokov, ktoré pochádzajú z podložných útvarov. Prináležia k bazálnym paleogénnym zlepencom, organogénnym paleogénnym vápencom (s numulitmi), dolomitickým zlepencom a brekciám, dolomitom, zriedkavejšie kremencom z predterciérneho podložía.

Sedimenty súvrstvia sa ukladali v kontinentálno-lakustrických podmienkach, sčasti možno i v lagunárnom prostredí. Akumulované značné množstvá paleogénneho a mezozoického materiálu pochádzajú z blízkeho okolia prevažne po krátkom transporte. Prítomnosť vulkanického materiálu nasvedčuje, že v období sedimentácie celého tohto súvrstvia už prebiehala vulkanická činnosť a vulkanoklastický materiál bol do bazénu transportovaný vzdušnou cestou alebo redepozíciou z menších vzdialeností.

Sedimenty neobsahujú žiadne dôležité organické, živočíšne ani rastlinné zvyšky. Ojedinelé úlomky makrofauny z hĺbky 1217,4—1218,9 m ukazujú na príslušnosť k neogénu, presnejšie sa však nedajú zaradiť. Tak isto sa vo výplachoch nenašli takmer žiadne organické zvyšky, z hĺbky 1218,0—1218,1 m pochádzajú 3 kusy prekalcifikovaných a rozlámaných rotaloidných foriem z čeľade Cibicididae (ústna informácia E. Brestenskej); pre stratigrafické zaradenie vrstiev sú však nedostatočné, pretože sa vo vrte nachádzajú v preplavenej, alochtónnej pozícii.

Na základe litologického charakteru a pozície sedimentov, ako aj toho, že sa v nich vyskytuje materiál z podložných paleozoických a mezozoických, resp. i starších útvarov, ďalej vulkanický materiál, ktorý je pravdepodobne miocénny a príslušnosť prítomnej fauny je približne známa, možno detriticko-sedimentárne súvrstvie z vrtnu GK-8 Ostrá Lúka s určitosťou považovať za neogénne. Neogénny vek tohto súvrstvia možno určiť i na základe analógie z vrtnu PKS-1 pri Gondove, kde sa vyskytuje súvrstvie podobnej genézy.

V nadloží neogénneho detriticko-sedimentárneho súvrstvia leží mohutný vulkanický komplex (1184,8—19,0 m). Zvláštnosťou jeho vývoja je, že sa litologicky skladá takmer výlučne len z epiklastického a vulkanoklastického materiálu. Obsahuje len tri pevné lávové telesá: dve andezitové a jedno bazaltové. S výnimkou bazaltu, ktorý predstavuje záver vulkanizmu vo vrtnom profile, je celý komplex charakterizovaný výskytom andezitového materiálu.

Na základe petrografických a litologických analýz, ktoré spracovala E. Karolusová a V. Hojstříčová (in K. Karolus et al. 1974), v celom profile vulkanického komplexu zaznamenávame niekoľko litofaciálnych vývojových cyklov, ktoré sa viac-menej pravidelne opakujú. Niektoré z nich majú o niečo odlišnú litologickú povahu.

Bazálnu časť tvorí cyklus vulkanizmu hyperstenicko-amfibolického andezitu vo forme lávového telesa, pod ktorým ležia málo mocné aglomerátové tufy ekvivalentného petrografického zloženia (úsek 1138,0 až 1184,8 m). Pochopiteľne lávové teleso andezitu považujeme spolu s aglomerátom za autochtónne.

Vyššie nasleduje cyklus litofácie tufitov s obsahom nevulkanického

materiálu (1073—1138 m), alochtónnych andezitových vulkanoklastík (1008—1073 m) a autochtónnych vulkanoklastík amfibolického andezitu s hypersténom (874—1008 m).

V ďalšom cykle je podobná litofácia. Má však iné petrografické zloženie: tufiticko-sedimentárne súvrstvie (841—874 m), alochtónne súvrstvie andezitových tufov hyperstenicko-amfibolických s ojedinelým granátom (742,7—841,0 m) a subakválne, hyperstenicko-andezitové autochtónne tufy (653,9—742,7 m).

V poradí štvrtý cyklus sa opäť začína tufovo-tufitickou litofáciou (643,0 až 653,9 m), nad ktorou ležia autochtónne hyperstenicko-amfibolické andezitové tufy s ojedinelým granátom a augitom (601,0—643,0 m). Alochtónny vývoj chýba.

Piaty cyklus sa nezačína jemnozrnným sedimentom, ale hrubozrnným vývojom alochtónnych tufov pyroxenicko-amfibolických andezitov (461,2 až 601,0 m), nad nimi sú autochtónne aglomerátové tufy pyroxenicko-amfibolických andezitov (440,0—461,2 m); cyklus završuje lávové teleso pyroxenicko-amfibolického andezitu (400,5—440,0 m).

Šiesty cyklus je v redukovanom vývoji. Má zastúpenú len litofáciu alochtónnych aglomerátových tufov s polymiktným vulkanogénnym materiálom. Má znaky subakválneho uloženia. Medzi rôznym vulkanickým materiálom sa po prvý raz objavuje vplyv amfibolicko-biotitického andezitového vulkanizmu, na čo poukazuje väčší obsah biotitu. Predpokladáme, že v závere tohto cyklu (323,5—400,5 m) je stratigrafické rozhranie badensko-sarmatského a sarmatsko-pliocénneho vývoja územia.

V začiatku predpokladaného sarmatu-pliocénu je siedmy cyklus v litofácii pestrých tufovo-tufitických uloženín (240,3—323,5 m); alochtónnych andezitových pemzových tufov s lokálnym tufitickým vývojom, v ktorých sa tiež na základe zvýšeného obsahu amfibolu a biotitu predpokladá vplyv amfibolicko-biotitických andezitových erupcií (184,7 až 240,3 m); aj alochtónne andezitové aglomerátové tufy s vložkami tufov a tufitov, kde je tiež charakteristickou zložkou v minerálnej asociácii amfibol, pyroxén a biotity (146,2—184,7 m); predposlednou litofáciou sú tretie alochtónne andezitové pemzové a aglomerátové tufy, v bazálnych častiach s tufitickými vložkami (124,2—146,2 m). Posledná litofácia má charakter aleuriticko-piesčitých tufitov s vložkami redeponovaných tufov (101,5—124,2 m). Celý siedmy cyklus je typický celkovým zjemnením znosového materiálu a častým striedaním s hrubším fragmentovým materiálom. Autochtónne produkty chýbajú a silne sa objavuje vplyv vulkanizmu amfibolicko-biotitického andezitu. Ukončením tohto cyklu predpokladáme tiež ukončenie sarmatu — pliocénu (?).

Predpokladáme, že nasledujúci cyklus sa uskutočnil už počas pliocénu. Má zložitý litofaciálny vývoj, ktorý je charakteristický tufitickými pieskovecami, piesčitými tufitmi s vložkami tufitických ílovcov, ílovcami a ílovitými pieskovecami (48,0—101,5 m). Z litofaciálneho hľadiska má súvrstvie tohto cyklu charakter produktu jemnozrnej sedimentácie, ktorej ekvivalenty sa vyskytujú aj v širšom okolí vnútorných kotlín. Stratigraficky pravdepodobne patrí do pliocénu.

Posledným, deviatym cyklom vývoja neovulkanického komplexu sú plagioklasové bazalty s olivínom (48,0—19,0 m). V celej stredoslovenskej

oblasti predstavujú koniec vulkanickej aktivity. Pre stratigrafické začle-
nenie nie sú žiadne priame dôkazy. Podľa analógie a pozíčných vzťahov
s ostatnými výskytmi bazaltov v stredoslovenskej oblasti ich možno za-
členiť do pliocénu — pleistocénu.

Z geologického profilu vulkanického komplexu a jeho litofaciálneho
charakteru vyplýva, že celé, viac ako 1000 m mohutné vulkanogénne
súvrstvie netvorí centrálnu časť vulkanických aparátov, ale ich okrajové
časti. Z priestorovej konfigurácie najbližších a najaktívnejších vulkanic-
kých aparátov alebo zón, ako je napr. Štiavnické pohorie, Kremnické
pohorie, Javorie, sa javí územie Pliešovskej kotliny (v jej severných čas-
tiach pri Ostrej Lúke bol hĺbený vrt GK-8) pravdepodobne ako prechodná
alebo okrajová zóna medzi nimi. Zatiaľ nemožno presne určiť, ktoré cen-
trálne vulkanické aparáty alebo zóny boli zdrojovými oblasťami pre
vytvorenie vulkanogénneho komplexu v kotline. Pravdepodobne ide o pre-
krývanie vulkanických produktov pochádzajúcich z niekoľkých zdrojo-
vých oblastí. Nemožno dokonca vylúčiť ani územie najbližšieho okolia
vrtu GK-8. Dôkaz o tom poskytujú niektoré mineralogicko-petrografické
typy vulkanogénnych fragmentov alebo i lávového prúdu hyperstenicko-
amfibolického andezitu, ktorých ekvivalenty poznáme z výskytov napr.
pri Babinej. Fragmenty granátických andezitov môžu pochádzať i z po-
četných známych výskytov v okolí Neresníckej doliny, nie je však vylú-
čené, že pochádzajú zo Štiavnického pohoria. Fragmenty amfibolicko-py-
roxenického andezitu v intervale cca 508—643 m sa podobajú andezitom
od Podzámčoku. Znos zo Štiavnického pohoria potvrdzujú ojedinelé frag-
menty dacitov (resp. kremenno-dioritových porfyrítov) napr. okolo hĺbky
578 m, alebo silný vplyv amfibolicko-biotitických komplexov vo vrchnej-
ších častiach profilu počínajúc hĺbkou cca 225 m. Amfibolicko-biotitické
andezity v početných výskytoch lemujú Pliešovskú kotlinu na západe
a juhozápade.

Bazalty vo vrte GK-8 nesporne pochádzajú z bezprostrednej blízkosti.
Bazalt vo vrte predstavuje efuzívne lávové teleso. Miesta jeho erupcie
sa nachádzajú v priestore okolo Dubového a Bacúrova, južne od Ostrej
Lúky. Tu možno identifikovať niekoľko lineárnych prenikov, ktoré mohli
produkovať tiež telesá efuzívnej formy.

Pre presné stratigrafické začlenenie vulkanogénnej série nie sú k dis-
pozícii žiadne spoľahlivé organické zvyšky. Podľa E. Planderovej (ústne)
sú vulkanicko-sedimentárne a sedimentárne polohy palinologicky steril-
né. Celý vulkanogénny komplex možno ako badensko(tortónsko)-sarmat-
ský a sarmatsko-pliocénny určiť len na základe analógie s inými regiónmi
stredoslovenskej oblasti. Podľa postupného a intenzívneho zjemňovania
zrnitosti materiálu, čo signalizuje častejšie prerušovanie vulkanickej čin-
nosti a tým aj jeho znosu do sedimentačného priestoru, ďalej podľa prítom-
nosti materiálu pochádzajúceho z amfibolicko-biotitického vulkanizmu
a prítomnosti ojedinelých diatomácií možno usudzovať, že analogicky
ako v niektorých iných regiónoch, ako napr. v Štiavnickom pohorí,
v Kremnickom pohorí, vo Zvolenskej kotline a i. súvrstvie približne v in-
tervale 101,5—323,5 m stratigraficky patrí do sarmatu — pliocénu. Nad-
ložné tufiticko-sedimentárne súvrstvie na základe superpozície a typické-
ho litofaciálneho charakteru (48,0—101,5 m) považujeme za pliocénne.

Tiež bazalty na základe pozičných vzťahov a látkového subalkalického zloženia považujeme podľa analógie s inými podobnými bazaltami stredného Slovenska za pliocénno-pleistocénne.

Kvartérne uloženiny, ktoré sú v nadloží bazaltov, neboli stratigraficky presnejšie rozčlenené. Vytvorené sú prevažne zo striedajúcich sa žltých až hrdzavohnedých ílovito-piesčitých hĺn, mocných 19 m, pričom pri povrchu je 1 m mocný pôdny horizont.

Štruktúrno-tektonické pomery

Geologický profil vrtu GK-8 poskytuje dokonalý obraz o stavbe hlbších častí Pliešovskej kotliny do hĺbky 2400 m. Na mape predterciérneho podložia (O. F u s á n et al. 1969) je územie označené ako Bacúrovská kotlina, hlboká 1200—2000 m. Na podrobnej mape úplných Bouguerových anomálií Bacúrovská kotlina má dosť zložitú a nerovnomernú morfológiu s viacerými lokálnymi priehlbňami. Do najjužnejšej lokálnej priehlbne je situovaný vrt GK-8. Náзорne to možno dokumentovať tiež mapou reziduálnych anomálií (obr. 3).

Vrt jednoznačne určil skutočnú hĺbku gravimetrickej Bacúrovskej kotliny. Predterciérny substrát v mieste vrtu leží v hĺbke 1400 m. Predvulkanický substrát je v hĺbke 1185 m. V mape reliéfu podložia (l. c.) Bacúrovská kotlina v predterciérnej úrovni sa uvádza v hĺbke 1200—2000 m. Na tej istej mape sa uvádza západne od Bacúrovskej kotliny na prebiehajúcom severnom výbežku rudnianskeho chrbta hĺbka podterciérneho podložia 600—800 m. Do tohto výbežku lokalizovaný hlboký štruktúrny vrt GK-11 pri Močiari dosiahol hĺbku 1700 m (obr. 3), pričom substrát ešte nezastihol. Zo vzájomnej korelácie obidvoch vrtov GK-8 a GK-11 vyplýva (obr. 4), že severný výbežok rudnianskeho chrbta v predterciérnej úrovni sa musí nachádzať hlbšie, než to naznačuje geofyzikálna mapa (obr. 3) a tiež hlbšie než Bacúrovská kotlina. Z toho jasne vyplýva, že Bacúrovská kotlina môže byť len gravimetrickou kotlinou a nie kotlinou morfológicko-tektonického a geologického založenia.

Pliešovská kotlina, ktorá bola vrtom GK-8 overená do hĺbky 2400 m, ako to poznáme z povrchovej situácie, je ohraničená na východe mohutným zázrivsko-budapeštianskym zlomovým pásmom meridionálneho smeru a zo západu systémom zlomov meridionálneho, resp. submeridionálneho smeru paralelných s Kozelnickou dolinou. Na severe je Pliešovská kotlina ohraničená zlomom medzi Hr. Dúbravou a Zvolenom, ktorý sa morfológicky prejavuje hlboko zarezaným prelomom rieky Hrona.

Je pozoruhodné, že prejavy povrchovej tektoniky sú oveľa výraznejšie ako prejavy hlbinej tektoniky, ktorú možno interpretovať z geofyzikálnych podkladov. Takouto nesúhlasnou štruktúrou voči povrchovým štruktúrno-tektonickým prvkom je štruktúra krškansko-ladzianskej hrasti

Obr. 3. Mapa reziduálnych anomálií z okolia Zvolena, Dobrej Nivy, Bacúrova, Močiara a Banskej Štiavnice (Griffin: $R = 8\sqrt{5}$). Zostavil J. Š e f a r a 1971. Štruktúrne vrty: GK-8, GK-11, KOV 36, 41, 43, 44 a i.

KREMICKÉ POHORIE



Železná Breznica

ŽIARSKA KOTLINA

Kováčová

ZVOLEN

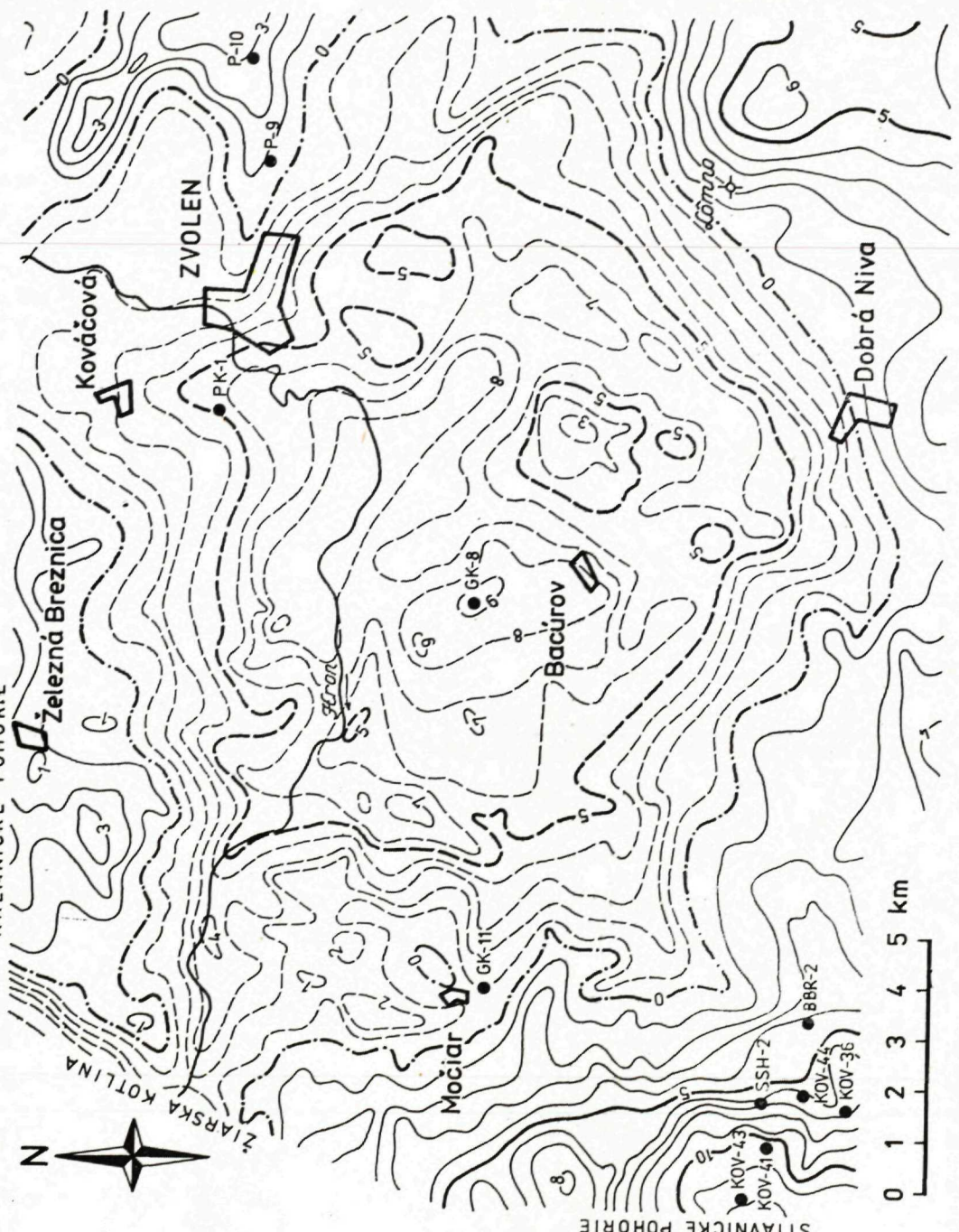
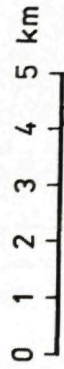
Bacúrov

Močiar

Dobrá Niva

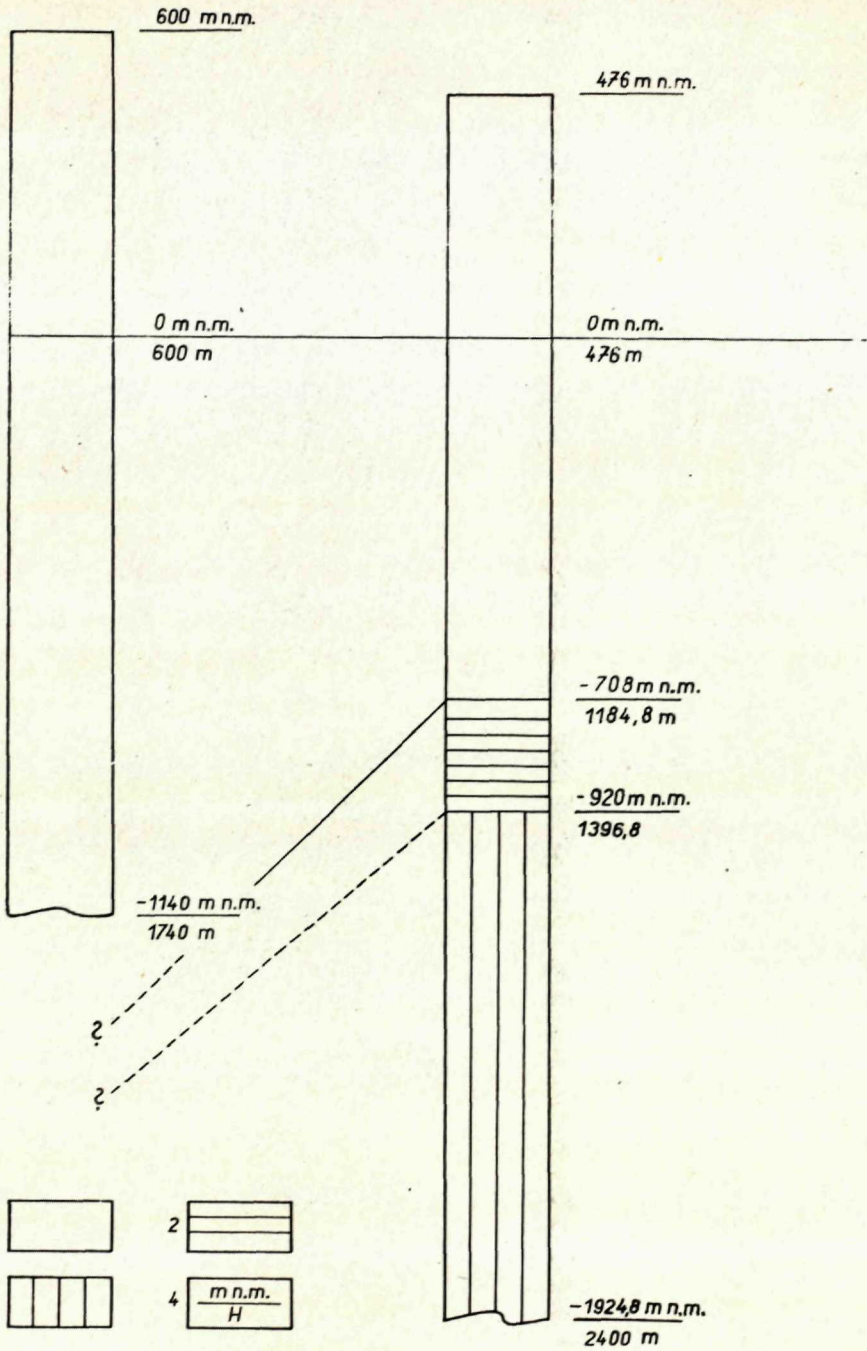
JAVORIE

ŠTIAVICKE POHORIE



GK-11
Močiar

GK-8
Ostrá Lúka



prebiehajúcej v karpatskom smere (SV—JZ). Severná časť krškansko-ladzianskej hrasti sa ponára pod neovulkanický komplex a je vybudovaná pravdepodobne z mezozoika napr. v GK-1 a GK-2. Nemožno jednoznačne povedať, že k hrasti prináleží mezozoikum chočského príkrovu zachytené vrtnom GK-8. Tak isto disjunktívne prejavy, vyskytujúce sa na povrchu i vo vrte GK-8, nemožno posúdiť ako kopírovanie štruktúrno-tektonických prvkov krškansko-ladzianskej hrasti.

Celkove sa konštatuje, že vo vrte sú disjunktívne prejavy dosť málo výrazné. Majú charakter diakláz alebo drvenia, ktoré sú dobre rozoznateľné len v pevných lávových telesách. V ostatných úsekoch sa tektonika prejavuje len ojedinele alebo vôbec nie.

Záver

Záverom možno konštatovať, že vrt GK-8 nám dáva dokonalý obraz o geologickej stavbe severných častí Pliešovskej kotliny v hĺbke, ako aj o morfológickom pláne podložných štruktúr. Poskytuje nesmierne množstvo informácií o petrografii, litológii a litofaciálnych vývoch prevŕtaných komplexov. Overená geologická stavba a štruktúrno-tektonický plán umožňujú na úrovni získaných údajov konfrontáciu s rovnocennými údajmi v regionálnej mierke.

Dosiahnutá hĺbka vrtu 2400 m je rekordnou hĺbkou v kategórii jadrových vrtoch nielen v Geologickom ústave Dionýza Štúra, ale i na Slovensku. Dosiahol ju Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, závod Nová Baňa.

Podľa projektu bola vrtnom overená geologická stavba vulkanického komplexu a podčžia tohto komplexu, t. j. detriticko-sedimentárne súvrstvie neogénu, bazálne súvrstvie paleogénu, mezozoikum chočského príkrovu a permské súvrstvie.

Tým bola zároveň overená gravimetrická depresia interpretovaná geofyzikálnymi meraniami. V geologicko-geofyzikálnej interpretácii sa gravimetrickej depresii prisudzovala aj existencia predvulkanickej morfológickej kotliny, ktorá je v literatúre známa pod názvom Bacúrovská kotlina. Vrtom sa overilo, že Bacúrovská kotlina nemá morfológické znaky, preto ju nemožno považovať za podložnú morfológickú kotlinu.

Pokiaľ sa neurobia korekcie geofyzikálnych meraní na základe skutočných hustotných parametrov hornín z vrtu GK-8, resp. i susedných (GK-11 a i.), možno ju považovať len za gravimetrickú depresiu.

Zo štruktúrno-tektonického hľadiska je vrt významný tiež preto, lebo leží na križovatke profilov v severojužnom smere (GK-8 Ostrá Lúka a GK-4 Bzovík) a vo východozápadnom smere (GK-11 Močiar, GK-8 Ostrá Lúka,

Obr. 4. Korelácia hĺbkových pomerov vulkanitov, terciérnych sedimentov a predterciérneho podložja v štruktúrnych vrtoch GK-8 pri Ostrej Lúke a GK-11 pri Močiarí. Zostavil K. Karolus 1972. 1 — Komplex neovulkanitov vcelku. 2 — Komplex sedimentov vcelku. 3 — Komplex predterciérneho podložja vcelku. 4 — H: hĺbka komplexov vo vrte; m n. m.: nadmorská výška komplexov.

GK-7 Stará Huta]. Menované profily možno doplniť ešte ďalšími vrtmi, resp. prekrížovať ďalšími profilmi.

Vrt prináša i cenné informácie o hydrogeologických pomeroch. Z hydrogeologického hľadiska (L. Škvarka in K. Karolus et al. 1974) má najväčší význam karbonátové súvrstvie mezozoika, ktoré sa na základe indícií zistených počas vrtania vyznačuje akumulovanými termálnymi vodami o teplote podzemných vôd asi 60 °C. Typ vody je nátriovo-sulfátovo-bikarbonátový. Prítok vody do vrtu bol zistený v hĺbke 2250 m, 2269 m, 2289 m.

Vrt bol spracovaný veľkým kolektívom špecialistov zo všetkých zúčastnených útvarov a profesií. Vrtný materiál bol analyzovaný komplexom laboratórnych metód, ako je mikroskopická petrografia, petrochémia, paleontológia a bol konfrontovaný a vyhodnotený s využitím širokých znalostí odborníkov z útvarov permu, mezozoika, paleogénu, sedimentárneho neogénu a neovulkanitov.

Na vrte bol aplikovaný tiež komplex karotážnych meraní.

Do tlače odporučil M. Kuthan

Literatúra

- ČAJKOVÁ, M. 1957: Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka—Bacúr—Dubovô. Geol. práce, Správy 10. Bratislava.
- ĎURATNÝ, ST.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1964: Geofyzikálny výskum pri južnom okraji Zvolenskej kotliny. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2 Slovensko, s. 202—203. Bratislava.
- ĎURATNÝ, ST.—FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geol. práce, Správy 36, s. 173—197. Bratislava.
- FIALA, F. 1955: Některé uzavřeniny z andezitu Slovenského středohoří. Sbor. ÚÚG, 21, s. 309—357. Praha.
- FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—ĎURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Der geologische Untergrund der mittelslowakischen Jungvulkanite. Zbor. geol. vied Záp. Karpaty 10, s. 160. Bratislava.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Geological Structure of the Basement of the Covered Parts of Southern Part of Inner West Carpatians. Zbor. geol. vied Záp. Karpaty 15, 173 s. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1968: Petrographie and Petrochemistry of Subsequent and Final Volcanic Rocks; in Kuthan, M: Young Volcanic Rocks of the Carpathians in Slovakia. Regional geology of Czechoslovakia, Part II The West Carpatians, by Maheľ, M.—Buday, T. et al. ÚÚG. Praha.
- KAROLUS, K. et al. 1959: Správa o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen, Nitra, Nové Zámky. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

- KAROLUS, K. et al. 1969: Záverečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte GK-5 Veľká Lehota. Čiastková správa za r. 1965—1969. Geofond, s. 120. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970a: Hlboký štruktúrny vrt GK-12 Devičany. Čiastková záverečná správa za r. 1968—1970. Geofond, s. 115. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970b: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-10 Ladzany. Čiastková záverečná správa za r. 1968—1970. Geofond, s. 110. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1971a: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-11 Močiar sev. od Banskej Štiavnice. Čiastková záverečná správa za roky 1968 až 1971. Geofond, s. 52. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1971b: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-6 Rybník v Čajkovskej kotline. Čiastková záverečná správa za r. 1965—1971. Geofond, s. 140. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8 Ostrá Lúka v Pliešovskej kotline. Čiastková záverečná správa, Geofond, s. 120. Bratislava.
- KAROLUS, K.—FORGÁČ, J. 1974: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Budča (M-34-123-A-c) za rok 1973. Geofond, s. 7. Bratislava.
- KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E.—HOJSTRIČOVÁ, V. 1972: Hlbinná stavba juhozápadného segmentu stredoslovenských neovulkanitov na základe výsledkov dosiaľ prevedených štruktúrnych vrtov. Čiastková záverečná správa za r. 1971—1972. Geofond, 70 s. Bratislava.
- KAROLUS, K.—VOZÁR, J. 1975: Základné poznatky o hlbinej stavbe stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia. Referát v tekton. sekcii na X. zjazde KBGA. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. 1966: Čiastková záverečná správa k vrtu GK-2 za roky 1964—1966. Geofond, s. 125. Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. 1971: Study of Changes in Chemism of Some Rock-forming Minerals by Aid Microprobe on the Example of Andesite Body. Geol. zborník — Geologica carpathica XXII, 2, s. 313—330. Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. 1975: Chemické parametre hyperstenicko-amfibolicko-granátických andezitov zo stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 65. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII. Zvolen (stať o neovulkanitoch). Geofond. Bratislava.
- KUTHAN, M.—KAROLUSOVÁ, E. 1965: Záverečná správa z vrtu GK-1. Geofond. s. 98. Bratislava.
- ŠIMOVÁ, M. 1965: Petrografia produktov finálneho vulkanizmu Slovenského stredohoria. Die Petrographie und Petrochemie der Produkte des finalen Vulkanismus in dem Slowakischen Mittelgebirge. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica 9. Bratislava.

Karol Karolus

**Geological and structural tectonical conditions
in the Pliešovská kotlina (depression) according
to boreholes GK-8 near Ostrá Lúka**

Summary of the Slovak text

The first data on the deep geological structure and structural-tectonical conditions of the Pliešovská kotlina (depression) are from the structural borehole GK-8 near Ostrá Lúka, deep 2400 m. By the borehole encountered was a 1300 m thick neovolcanic complex, a less thick subjacent Neogene detrital-sedimentary bed sequence, a sequence of the basal Budín Paleogene, and a thick sequence of Triassic, occasionally also Permian sediments. The borehole did, however, not evidence the existence of a pre-volcanic or pre-Cenozoic morphological depression, termed as Bacúrovská in older literature. So it is to be regarded as a gravimetrical depression, i. e. a depression indicated by gravimetric isoanomalies in a depth range of 1200—2000 m.

Translated by E. Jassingerová

Ján Mello

Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch

(3 obr. v texte, 4 tab. na kriede — XXV—XXVIII, anglické resumé)

Abstract. The Wetterstein Limestones of the Czechoslovak part of Dolný Vrch Karst Plateau (The Slovak Karst, West Carpathians) have been divided into bioherm and back-reef, resp. lagoonal facies. Three bioherm bodies have been discovered. In the lagoonal area loferites are predominant. As regards stratigraphy the Middle Triassic (Ladinian) and the Upper Triassic (Cordevolian) parts of the Wetterstein Limestones have been distinguished. From the data obtained tectonic conclusions were drawn.

Ú v o d

Wettersteinské vápence (stratigrafické rozpätie ladin — cordevol) sú najbohatšie zastúpeným horninovým typom na čs. území planiny Dolný vrch (obr. 1). Vyskytujú sa v dvoch samostatných celkoch — západnom (Sokolia skala—Somos tető—Bukový vrch) a východnom (Pavlovský vrch—Žmaň—Viničník) na ploche približne 25 km². Okrem toho sú značne rozšírené na priľahlom maďarskom území. Wettersteinské vápence na území planiny Dolný vrch neboli dosiaľ podrobnejšie preštudované a rozčlenené ani z faciálneho, ani zo stratigrafického hľadiska.

Faciálne členenie wettersteinských vápencov

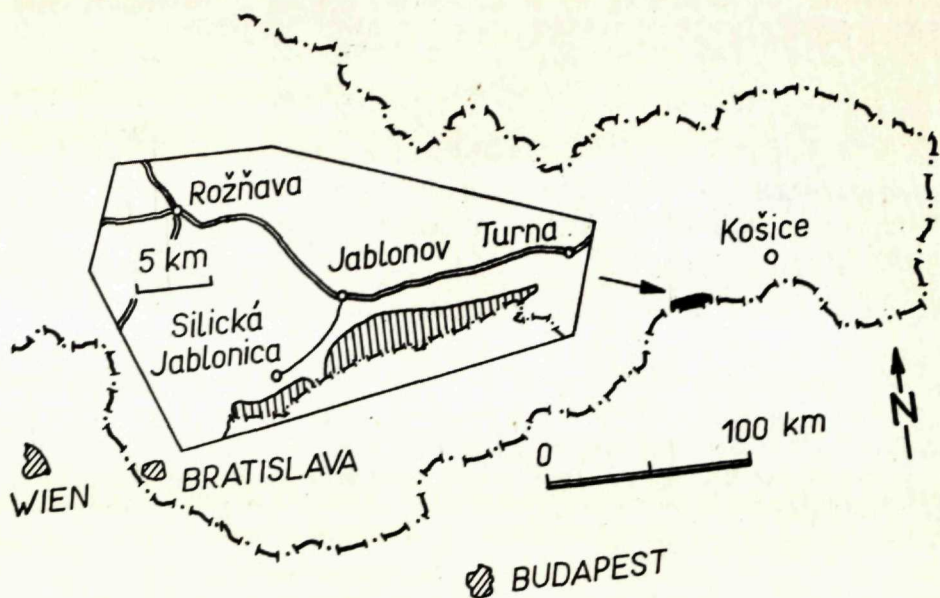
V zhode s faciálnym členením na ostatnom území Slovenského krasu (J. Mello 1974, 1975) možno na čs. území planiny Dolný vrch rozlíšiť vo wettersteinských vápencoch dve hlavné skupiny facií:

wettersteinské vápence biohermné,
wettersteinské vápence „back-reefu“ a lagunárnej plošiny.

Wettersteinské vápence biohermné

Reprezentujú ich tu predovšetkým organogénne vápence (boundstone v zmysle klasifikácie J. R. Dunhama 1962), z ktorých pri podrobnejšom členení podľa klasifikácie A. F. Embry—J. E. Klovan (1972,

RNDr. Ján Mello, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.



Obr. 1 Situačný náčrt študovaného územia

s. 672) môžeme určiť najmä bindstone, menej bafflestone. Vo veľkom množstve sa vyskytuje organodetritická varieta biohermných vápencov (Riffschlucht — Fazies v zmysle H. Zorna 1972).

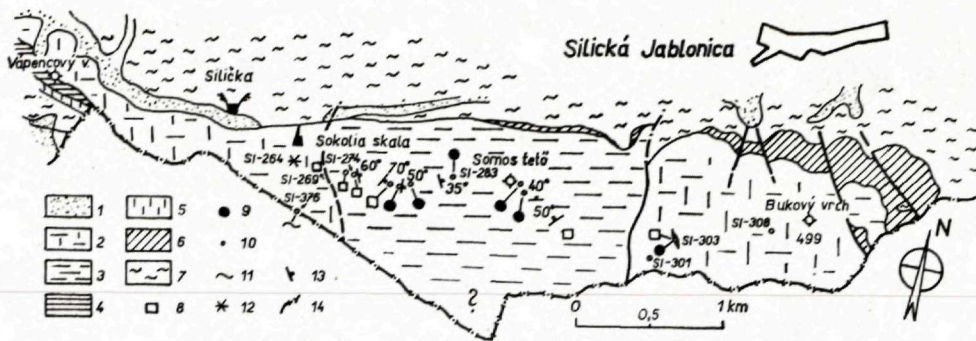
Biohermné wettersteinské vápence sa nachádzajú predovšetkým v západnej časti planiny Dolný vrch, v južnom okolí Siličky (Sokolia skala a jej blízke okolie) a v okolí Bukového vrchu (obr. 2). Vo východnej časti bol zaznamenaný iba nevelký výskyt biohermných vápencov južne od Žmane.

Biohermné telesá Sokolej skaly a j. od Žmane sú už z literatúry známe (J. Mello 1975), o biohermnom telese Bukového vrchu sa zmienujeme po prvýkrát.

Zachovaná mocnosť wettersteinských biohermných vápencov v oblasti Siličky a Bukového vrchu je cca 250—400 m. Vyššie časti biohermných telies tu boli odstránené tektonicky (Silička), alebo oddenudované (Bukový vrch). V oblasti j. od Žmane ide azda o najvyššiu časť biohermného telesa, ktorá sem zasahuje z príslušného maďarského územia, celkovú mocnosť zatiaľ nemožno odhadnúť.

Spoločenstvo organizmov, ktoré sa podieľa na zložení biohermných vápencov, je veľmi bohaté a je uvedené pri nasledujúcej krátkej charakteristike jednotlivých výskytov.

a) Južné okolie Siličky. Biohermné teleso Sokolej skaly bolo objavené v súvislosti s nálezom bohatej lokality fosílií jv. od Siličky, nájdenej pri dokumentácii ryhy tranzitného plynovodu. Zatiaľ bolo okontúrované na základe štúdia navetraného povrchu vápencov, ako i morfo-



Obr. 2 Geologická mapa z. časti čs. územia planiny Dolný vrch znázorňujúca rozloženie biohermných telies Sokolej skaly a Bukového vrchu a ich vzťah k zařírovej oblasti Somos-tetô [J. Mello 1974]. 1 — kvartérne sedimenty; 2 — wetersteinské vápence biohermné (ladin); 3 — wetersteinské vápence „back-reef“ (ladin); 4 — „pseudoreiflinské“ vápence (spodnejší ladin); 5 — steinalmské vápence (pelson — illyr); 6 — gutensteinské vápence (anatolian); 7 — spodnotriasové súvrstvia; 8 — nálezy *Diplopora annulata*; 9 — nálezy *Teutloporella herculea*; 10 — miesta odberu vzoriek; 11 — hniezda tenkostenných lamellibrachiátov; 12 — nálezy makrofosílií (lokalita Silická); 13 — úložné pomery získané vyhodnotením sedimentárnych plošných prvkov; 14 — štátna hranica.

lógie terénu. Na severe je teleso ufaté prešmykovou tektonickou plochou uklonenou na sever, na východe je obmedzené priečnym zlomom, ktorý prebieha depresiou a bočným údolím v. od Sokolej skaly. Na západe biohermné vápence zasahujú do nadložia „pseudoreiflinských“ vápencov Vápencového vrchu a na juhu siahajú až k štátnej hranici, kde sa v ich najnižších častiach nachádzajú pelagické mikrofaciálne prvky (hniezda tenkostenných lamellibrachiátov [tab. XXV, obr. 3], čo svedčí o prítomnosti fácie panového typu (? schreyeralmské vápence) v podloží rífového telesa.

Podrobné údaje o fosílnom obsahu, litológii a mikrofáciách sú zatiaľ k dispozícii iba z ryhy plynovodu (M. Kochanová — J. Mello — M. Siblík 1975; J. Mello 1975), ktorá prešla časť biohermného telesa vo v.-z. smere v dĺžke približne 500 m. Na zložení organogénnych a organodetrítických vápencov sa podieľa množstvo organizmov typických pre biohermné fácie: huby, koraly, organizmy nejstej systematickej príslušnosti (*Tubiphytes obscurus* Maslov, *Baccanella floriformis* Pantic', *Bacinella ordinata* Pantic', *Ladinella porata* Ott, *Plexoramea cerebriformis* Mello a „Problematikum“ Bystrický), ďalej foraminifery, ostne ježoviek, hlavonožce a solenopory. Z dasykladceí (určil J. Bystrický) sa tu vyskytuje *Macroporella beneckeii* (Salom.) Pia [tab. XXVII, obr. 2) a *Teutloporella nodosa* (Schafh.) Pia. Bohatý výskyt makrofosílií (ramenonožce, bivalvie a gastropódy) je viazaný zrejme na okrajovú časť rífu.

b) Biohermné vápence Bukového vrchu. Ich výskyt bol predbežne zaznamenaný už počas dokumentácie ryhy tranzitného plynovodu v apríli r. 1972, definitívne ho však potvrdilo až pozdejšie mikroskopické štúdium odobratých vzoriek.

V oblasti Bukového vrchu sú biohermné vápence rozšírené vo vrcholovej časti (tab. XXV, obr. 3) a v oblasti siahajúcej až po výraznú depresiu (údolie) kóty 411,0, ktorá sa tiahne severojužným smerom, 1 km z. od Bukového vrchu (? zlomové obmedzenie).

Na zložení biohermných vápencov sa podieľajú vápnité huby skupiny Sphinctozoi (*Dictyocoelia manon* (M ü n s t.), (tab. XXV, obr. 1) a ? Inozoi (tab. XXV, obr. 2), ďalej sú v nich problematiká (*Tubiphytes obscurus*, *Bacinella ordinata*), codiaceae, rôzne inkrustujúce organizmy, často sa vyskytujú evinospongie. Pozoruhodný je nález dasycladaceí *Teutloporella herculea* a *Diplopora annulata*, ktoré sa nachádzajú v organodetritickej vložke vo vápencoch s ? Inozoami. Nie je vylúčená možnosť, že tu ide o mladšiu výplň pukliny alebo dutiny v biohermných vápencoch.

c) Biohermné vápence j. od Ž mane. V celej východnej časti čs. územia Dolného vrchu sa iba v blízkom okolí trig. 548,0 (štátna hranica, hraničný kameň XIII/45) nachádza veľký výskyt biohermných vápencov (J. Mello 1975) s *Tubiphytes obscurus* M a s l o v, *Baccanella floriformis* P a n t i c', *Ladinella porata* O t t (tab. XXVIII, obr. 7) s úlomkami koralov a úlomkami neznámej príslušnosti. Blízkosť riasových facií signalizuje veľké množstvo úlomkov schránok solenopor, ojedinele i dasycladaceí. Pravdepodobne nejde o ojedinelý „patch reef“, ale o zasahovanie najvyšších častí biohermných vápencov z maďarského územia, kde sa dá predpokladať omnoho väčšie rozšírenie biohermných wettersteinských vápencov ako na čs. území.

Wettersteinské vápence „back-reefu“ a lagunárnej plošiny

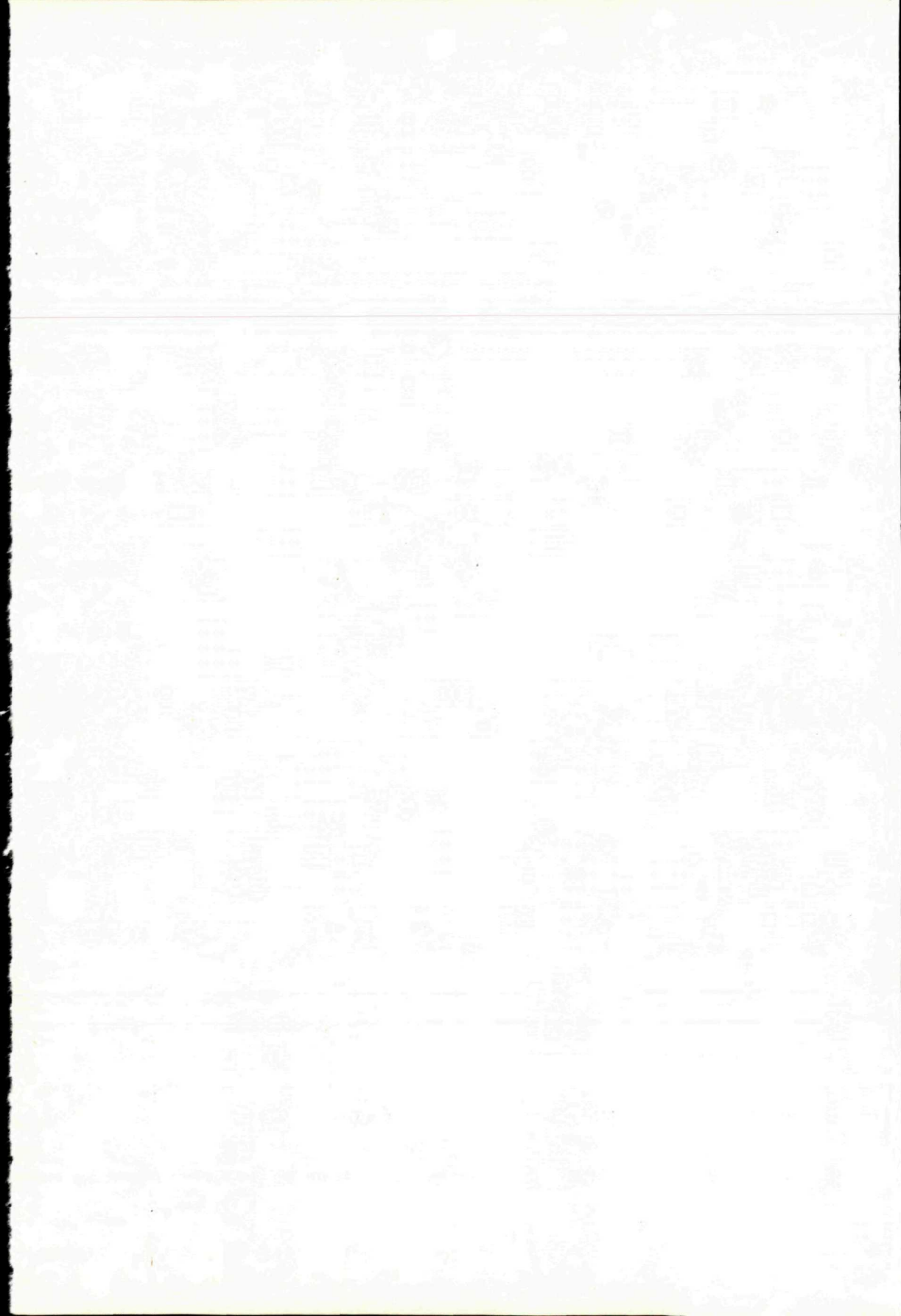
Na čs. území planiny Dolný vrch sú niekoľkonásobne viac rozšírené než biohermné vápence; platí to najmä o východnej časti územia (obr. 3).

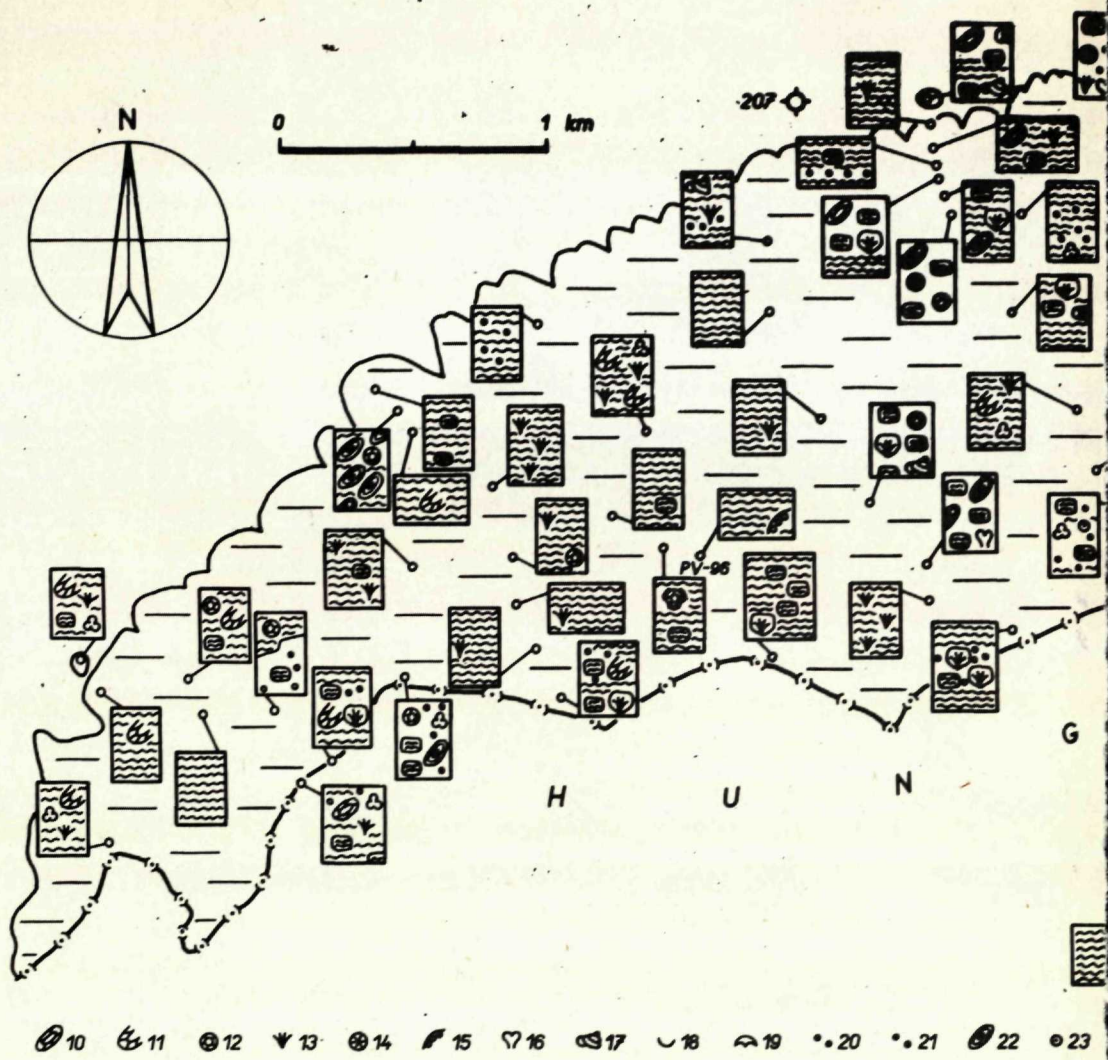
Nie sú natoľko štruktúrne a faciálne rozmanité ako biohermné vápence. Prevládajúcim mikrofaciálnym typom sú riasové stromatolity (loferity). Organodetritické vápence sú miestami síce nápadným, ale predsa len menej rozšíreným štruktúrnym typom.

Riasové stromatolity (loferity). Loferity sú podľa A. G. Fischera (1964, s. 124) vápence alebo dolomity „prederavené“ pórmí zmršťovania (*shrinkage pores*, A. G. Fischer 1964; *fenestrae* podľa G. E. Tebutta — C. D. Conley — D. W. Boyda 1965). Nakoľko loferity sú na čs. území planiny Dolný vrch značne rozšírené, treba ich podrobnejšie rozčleniť. Z viacerých klasifikácií loferitov, resp. stromatolitov (B. W. Logan — R. Rezak — R. N. Ginsburg 1964; A. G. Fischer 1964, J. D. Aitken 1967, C. D. Gebelein — P. Hoffmann 1973 a i.) sa pre uvedené loferity zdá byť najpoužiteľnejšia klasifikácia A. G. Fischera (1964). Podľa nej možno vo wettersteinských vápencoch Dolného vrchu vyčleniť nasledovné variety loferitov:

a) Homogénne loferity. Ide o homogénne lutity bez zistiteľných vláken rias a iných prímiesí, so subparalelne v pravidelných intervaloch usporiadanými pórmí zmršťovania, ktoré sú väčšie a ležia ďalej od seba (tab. XXVI, obr. 1).

b) Riasovo-rohožkové loferity. Rozoznateľná je laminárna (krustifikač-





Obr. 3 Faciálne prvky, mikrofaciálie a mikrosekvencie vo wettersteinských vápencoch v časti planiny Dolný vrch (oblasť Pavlovského vrchu a Zmane, J. Mello (1974). 1–3 Litostratigrafické a faciálne jednotky: 1 – wettersteinské vápence „back-reef“ a lagunárnej plošiny [prevažne cordevolské]; 2 – wettersteinské vápence biohermné (cordevol); 3 – gutensteinské vápence; 4–9 Mikrofaciálie a mikrosekvencie wettersteinských vápencov back-reefu a lagunárnej plošiny: 4 – homogénne loferity; 5 – riasovo-rohožkové loferity; 6 – loferitové konglomeráty; 7 – organodetritické vápence; 8 – onkolitové vápence; 9 – laminárne rozhrania (mikrosequencie); 10–33 Faciálne prvky wettersteinských vápencov: 10 – *Teutloporella herculea*; 11 – *T. herculea*, nedostatočne kalcifikovaná varieta; 12 – *Poikiloporella duplicata*; 13 – solenopory, Codiaceae, Cyanophyceae (v mapke zlučené); 14 – bioklasty koralov; 15 – ? bryozoa; 16 – lamelibranchiata; 17 – gastropódy; 18 – ostracódy; 19 – echinodermata; 20 – pelety; 21 – neidentifikovateľný organický detrit; 22 – onkoidy; 23 – ooidy; 24 – pizoidy; 25 – obalované zrná; 26 – vápnité huby (Inozoa); 27 – inkrustujúce organizmy; 28 – *Tubiphytes obscurus* Maslov; 29 – *Ladinella porata* Ott; 30 – *Baccanella floriformis* Pantić; 31 – vložky; 32 – foraminifery; 33 – „grossoolity“; 34 – smer a sklon laminácií; 35 – miesta odberu vzoriek.

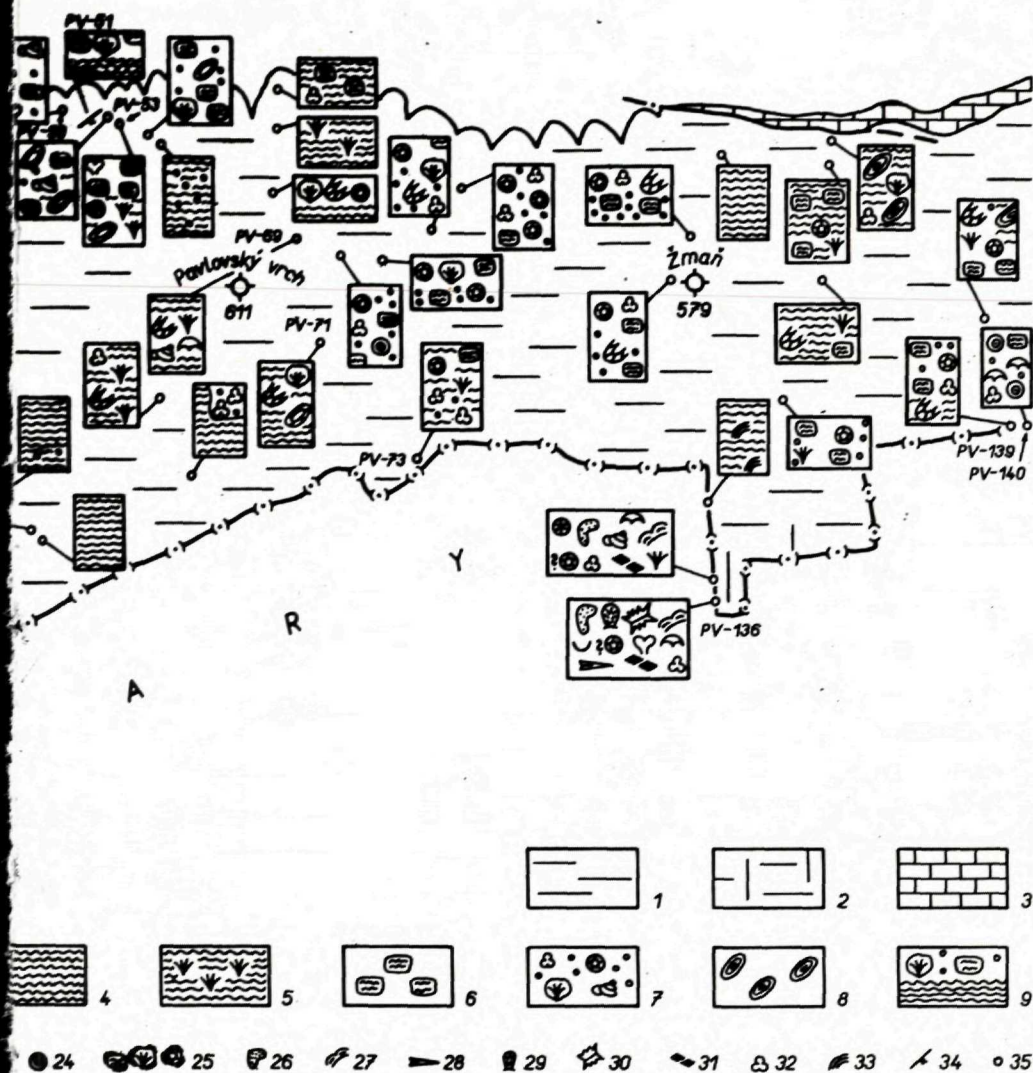
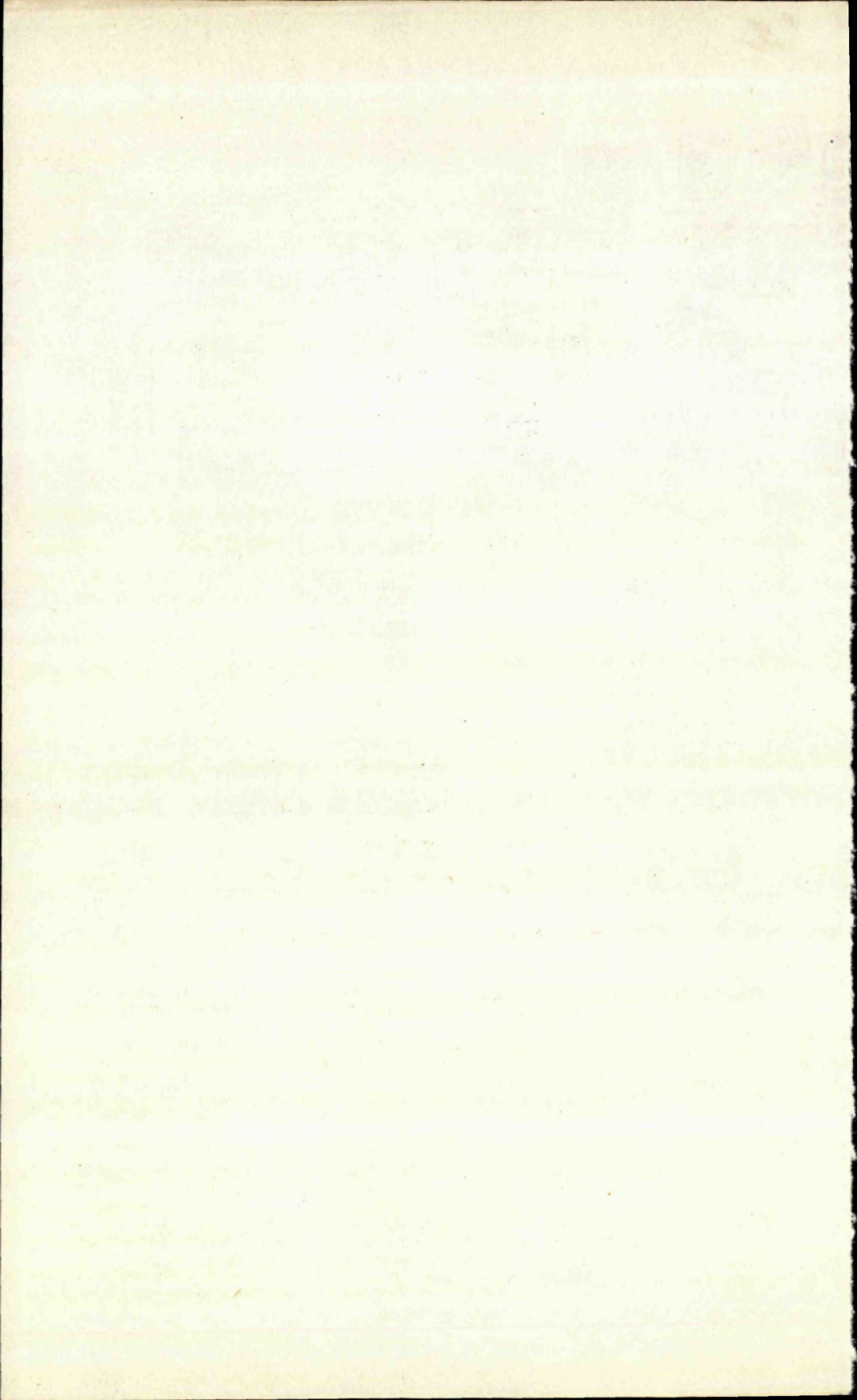


Fig. 3 Map illustrating representation of facial elements, microfacies and microsequences in the Wetterstein Limestones of the eastern part of Dolný vrch Karst Plateau [area of Pavlovský vrch and Žmaň Hills, J. Mello 1974]. 1-3 Litostratigraphic and Facial Units: 1 - Wetterstein back-reef and lagoonal plateau Limestones (prevalingly Cordevolian in age); 2 - Wetterstein bioherm Limestones (Cordevolian); 3 - Gutenstein Limestones [Anatolian]; 4-9 Microfacies and microsequences of the Wetterstein back-reef and lagoonal plateau Limestones: 4 - homogeneous loferites; 5 - algal-mat loferites; 6 - loferite conglomerates; 7 - bioclastic limestones; 8 - oncolit limestones; 9 - lamination boundaries (microsequences); 10-33 Facial elements of the Wetterstein Limestones: 10 - *Teutloporella herculea*; 11 - *T. herculea*, unsufficiently calcified variety; 12 - *Poikiloporella duplicata*; 13 - Solenopores, Codiaceae, Cyanophyceae (in the map undistinguished); 14 - coral bioclasts; 15 - ? bryozoans; 16 - bivalve mollusks; 17 - gastropods; 18 - ostracods; 19 - echinoderms; 20 - pellets; 21 - undeterminable biotidritus; 22 - onkoids; 23 - ooids; 24 - pizoids; 25 - coated grains; 26 - calcareous sponges (Inozoa); 27 - incrusting organisms; 28 - *Tubiphytes obscurus*; 29 - *Ladinella porata*; 30 - *Baccanella floriformis*; 31 - „flakes“ (small-sized undeterminable biotidritus in the reef area); 32 - foraminiferes; 33 - „Grossoolites“; 34 - dip and strike of laminations; 35 - specimen sampling points.



ná) stavba. Jednotlivé ploché alebo vrásčité laminy sú oddelené nepravidelnými sparitovými „pluzgiermi“ rôzneho pôvodu (póry zmršťovania, chodby po vŕtaní, vodnaté a plynové dutiny). O riasovom pôvode svedčia viaceré znaky — kryptalgálny charakter lamín, bohatstvo riasových vlákien a trubičiek, riasové hľuzy, chuchvalce, ako i celé trsy; zvlášť charakteristické sú loferity so ? *Zonotrichites* sp. (tab. XXVI, obr. 2), riasou zaradovanou do skupiny Codiaceí, Solenopor a najnovšie Cyanophyceí (E. Ott 1972). Často sa vyskytuje *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rain) (tab. XXVIII, obr. 8).

Hlavne v loferitoch tohto typu sa miestami vyskytuje prímes organického detritu; okrem solenopor sú to často dasycladaceae, najmä nedostatočne kalcifikovaná forma *T. herculea* (tab. XXVII, obr. 4), foraminifery, gastropódy a lamellibranchiáty.

c) Peletové loferity sú miestami dosť rozšírené varietou. Vznikli v určitých podmienkach, azda čiastočnou dezintegráciou predchádzajúcich variet, inokedy sú zrejme fekálneho pôvodu (často sa vyskytujú najmä v blízkosti zvyškov gastropódov).

d) Loferitové konglomeráty. Pozostávajú z intraklastov loferitov predchádzajúcich typov. Intraklasty loferitov (niekedy označované aj ako hrudky) sú buď „utopené“ uprostred homogénnych, riasovo-rohožkových alebo peletových loferitov, alebo tvoria samostatné lamíny, prípadne polohy vo forme intrabiosparruditov (tab. XXVI, obr. 3, 4; tab. XXVII, obr. 1). Intraklasty loferitov a im podobné alebo príbuzné telieska sú v lagunárnych varietach triasových vápencov veľmi rozšírené a často veľmi nápadné svojou veľkosťou (1 mm až niekoľko cm), vnútornou štruktúrou i zložením. Vytvorené sú z nepreniknuteľne tmavého afanitického materiálu.

Okrem intraklastov loferitov s. s., t. j. neopracovaných a ďalej neformovaných útržkov loferitov (tab. XXVI, obr. 3) sa tu vyskytujú aj zrná podobné intraklastom loferitov so stopami rolovania, t. j. subsférické, často s koncentrickými obalmi (tab. XXVI, obr. 4). V takýchto prípadoch je niekedy ťažko posúdiť, či ide o skutočné útržky loferitov, zhlukové zrná (*lumps*) alebo o obaľované zrná. Zrná (intraklasty, bioklasty) s tmavým afanitickým lemom (obaľované zrná, *coated grains*) sú veľmi rozšírené (tab. XXVI, obr. 4; tab. XXVIII, obr. 5, 6). Z ďalších teliesok, ktoré patria do tejto skupiny, sú hodne rozšírené ešte onkoidy (tab. XXVI, obr. 4), pizoidy (tab. XXVII, obr. 2) a ooidy.

Organodetritické vápence. Zložené sú predovšetkým z detritu schránok a kostier organizmov žijúcich v oblasti „back-reefu“, príp. lagunárnej plošiny, t. j. predovšetkým z dasycladaceí, solenopor, gastropódov, lamellibranchiátov, vagilných foraminifer, ostrakódov a echinodermatov. Ojedinele sa nájdu úlomky koralov (tab. XXVIII, obr. 3 a ? bryozoi (tab. XXVIII, obr. 4).

Okrem bioklastov sa na ich zložení podieľajú aj ďalšie skupiny allochemov, najmä intraklasty loferitov (tab. XXVII, obr. 1) a jemnozrnných kalkarenitov, obaľované zrná (tab. XXVIII, obr. 5, 6), pelety, onkoidy a ooidy.

Kritériá pre podrobnejšie členenie zafírových organodetritických vápencov je veľké množstvo (napr. podľa veľkosti, opracovania a stupňa

vytriedenia bioklastov, podľa stupňa premytia, podľa napechovania allochemov ap.).

Na analytické účely je azda vhodné členenie zohľadňujúce zastúpenie prevládajúcich bioklastov a ostatných allochemov. Z tohto hľadiska možno medzi wettersteinskými organodetritickými vápencami „back-reefu“ a lagunárnej plošiny konštatovať zastúpenie najmä týchto typov:

a) Organodetritické dasycladaceové vápence (tab. XXVII, obr. 3; tab. XXVIII, obr. 1), vytvárajú často bohaté „hniezda“

b) organodetritické solenoporové vápence

c) organodetritické foraminiferové vápence

d) organodetriticko-hrudkové vápence, často majú bimodálnu štruktúru s intraklastmi loferitov ruditovej a organickým detritom arenitovej kategórie (tab. XXV, obr. 4)

e) organodetritické vápence echinidovo-pizolitické (tab. XXVII, obr. 2).

Veľmi často sa však vyskytujú organodetritické vápence s pestrou paletou úlomkov (tab. XXVII, obr. 1).

Takéto rozdelenie je užitočné pri riešení faciálnych vzťahov, vytvárajú sa však problémy spojené s cyklickým charakterom sedimentácie (tab. XXVI, obr. 3). Niekoľkokocentimetrová sekvencia obsahuje často súbor mikrofacií, ktoré svedčia o viacnásobnej zmene podmienok od subtidálnych cez intertidálne až k supratidálnym (z mikrosekvencií sú najčastejšie zastúpené trojzložkové cyklické mikrosekvencie so striedaním loferitov, loferitovo-organodetritických konglomerátov a *sheet cracks*. Nový rytmus sa často začína gradačným zvrstvením).

Stratigrafické členenie wettersteinských vápencov

Podrobné stratigrafické členenie je jednou z dôležitých pomôcok pri riešení geologickej stavby mocných nevrstevnatých komplexov, akými sú i wettersteinské vápence Dolného vrchu.

Žiaľ, z veľkého množstva organizmov vyskytujúcich sa vo wettersteinských vápencoch je veľká väčšina takých, o ktorých je už dnes známe, že ich stratigrafické rozpätie je buď ladin-cordevol, alebo ešte širšie, čiže pre stratigrafické členenie wettersteinských vápencov sú bezcenné.

Podľa dnešných poznatkov existuje iba obmedzený počet organických zvyškov s užším stratigrafickým rozpätím; stratigrafická škála rozlíšiteľná pomocou nich je veľmi hrubá: umožňuje prakticky iba odčlenenie ladinkej časti (fassin+langobard) od spodnokarnskej cordevolskej časti. Takéto členenie je možné predovšetkým podľa dasycladaceí, pretože ako uvádza E. Ott (1972b) i ďalší bádatelia, *Diplopora annulata* a *Teutloporella nodosa* sú fosíliami fassanu a langobardu (zóna avisianus až archelaus), zatiaľ čo *Poikiloporella duplicata* je už fosíliou cordevolu (zóna aon).

Biohermné vápence neboli zatiaľ podrobnejšie preštudované s týmto zameraním. Možnosti stratigrafického členenia tu však sú. Napr. biohermné wettersteinské vápence j. od Siličky boli podľa M. Kochanovej — J. Mellu — M. Siblík (1975) zaradené do ladinu-cordevolu. Po preštudovaní ďalšieho materiálu z tohto biohermného telesa, ako

i z oblasti celého Dolného vrchu, sa tu však prítomnosť vápencov cordevolského veku zdá byť málo pravdepodobná. Svedčí o tom najmä prítomnosť dasycladaceí *Macroporella beneckeii* a *Teutloporella nodosa*, problematík *Bacinella ordinata* a „Problematikum“ Bystriický, ktoré sú dosiaľ známe iba zo spodnejšej časti wettersteinských vápencov. Proti cordevolskému veku hovorí i celková geologická situácia, keďže najvyššie časti wettersteinských vápencov nie sú, ako už bolo spomenuté, v biohermných telesách j. od Siličky a na Bukovom vrchu zachované.

Veľmi reálna je podľa predbežného štúdia (v spolupráci s O. Jendrejákovou a J. Salajom) možnosť podrobnejšieho stratigrafického členenia biohermných i lagunárnych wettersteinských vápencov pomocou foraminifer (zatiaľ aspoň odlišenie cordevolskej časti od ladinскеj).

Wettersteinské vápence čs. časti planiny Dolný vrch boli takto rozdelené do dvoch stratigrafických úrovní, a to v oblasti vývoja biohermných i lagunárnych facií (obr. 2, 3):

Wettersteinské vápence ladinu (t. j. fassanu a langobardu)

a) v rámci biohermnej faciie biohermné telesá j. od Siličky (dôvody už boli uvedené) a Bukového vrchu (prítomnosť *Bacinella ordinata*), vyplní s *Diplopora annulata* a zrejme oddenudovanie mladších častí;

b) v rámci oblasti „back-reefu“ a lagunárnej plošiny riasové vápence s *Diplopora annulata* (tab. XXVIII, obr. 1) a *Teutloporella herculea* (tab. XXVII, obr. 3) v širšom okolí Somos tetó a vápence s *Teutloporella herculea* a podľa údajov J. Bystriického (1964, s. 64) i s nálezom *Diplopora annulata* na sev. svahu Dolného vrchu, j. od Jablonova.

Wettersteinské vápence cordevolu

a) v rámci biohermnej faciie najvyššie časti biohermného telesa j. od Žmane, ku ktorým patrí čs. časť telesa;

b) v rámci oblasti „back-reefu“ a lagunárnej plošiny vápence s *Poikiloporella duplicata* (tab. XXVIII, obr. 5) a *Teutloporella herculea* (nedostatočne kalcifikovaná varieta!) (tab. XXVII, obr. 4) celej východnej časti planiny Dolný vrch, t. j. od hraničného kameňa XII/31 až k východnému cípu planiny.

Záver

Uvedené poznatky umožňujú okrem hlbšieho poznania facií a stratigrafie wettersteinských vápencov značne spresniť poznatky o geologickej stavbe planiny Dolný vrch, ktoré boli dosiaľ iba veľmi všeobecné, nakoľko majú nevrstevnatý charakter.

Po kartografickom znázornení vyčlenených faciálnych a stratigrafických celkov, doplnenom údajmi o úložných pomeroch získaných sedimentologickými metódami (prevažne vyhodnotením mikrosekvencií z orientovaných vzoriek), nadobudli jednotlivé celky i tektonickú hodnotu:

V západnej časti planiny (Sokolia skala—Somos tetô—Bukový vrch; obr. 2) sú zachované iba spodnejšie časti wettersteinských vápencov. Medzi biohermnými telesami Sokolej skaly a Bukového vrchu sa nachádza v synklinálnej pozícii lagunárna oblasť, ako o tom svedčia úložné pomery, zistené podľa sedimentárnych plošných prvkov. Ukazuje sa, že staršie lagunárne súvrstvia a súčasne i bližšie rífu obsahujú riasu *D. annulata*, vyššie časti v jadre synklinály riasu *T. herculea*.

Vo východnej časti planiny (Pavlovský vrch—Žmaň—Viničník; obr. 3) je veľmi rozšírená nedostatočne kalcifikovaná varieta riasy *T. herculea*, ale najmä *Poikiloporella duplicata*, ktorá je indikátorom cordevolského veku. Znamená to teda, že východná časť planiny je oproti západnej poklesnutá. Má tiež synklinálny charakter, ako o tom svedčí vynáranie sa vápencov s normálne kalcifikovanou *T. herculea* (J. Bystrický 1964 uvádza i nález *Diplopora annulata*) na s. úpätiach planiny Dolný vrch. V súlade s týmto poznatkom sú i merania laminácií, ktoré v týchto miestach upadajú na JV.

Juhovýchodne od Paklanu sú v tektonickom styku gutensteinské vápence (anatolian) s wettersteinskými vápencami cordevolu (výskyt riasy *Poikiloporella duplicata*). Vzhľadom na predpokladanú mocnosť sedimentov zostávajúcej časti anisu a ladinu to znamená tektonický skok minimálne v 400—600 m. Tektonická plocha oddeľujúca gutensteinské a wettersteinské vápence šikmo utína vrásové štruktúry wettersteinských vápencov (obr. 3).

Podakovanie

Ďakujem špecialistom-paleontológom, najmä dr. J. Bystrickému, DrSc. (dasycladaceae), dr. E. Jablonskému (Sphinctozoa), dr. J. Jendrejákovej, CSc. a dr. J. Salajovi, CSc. (foraminifery), dr. M. Kochanovej, CSc., dr. J. Pevnému, CSc. a dr. M. Siblíkovi, CSc. (bivalvie, gastropódy a ramenonožce) za ochotnú spoluprácu pri spracovaní paleontologického materiálu, bez ktorej by uvedené výsledky neboli dosiahnuté.

Do tlače odporučil J. Bystrický

Literatúra

- AITKEN, J. D. 1967: Classification and environmental Significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Journ. Sed. Petrol. 37, s. 1163—1178. Tulsa.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. ústav geologický, s. 204, Bratislava.
- EMBRY, A. F.—KLOVAN, J. E. 1972: Absolute Water Depth Limits of Late Devonian Paleocological Zones. Geol. Rundschau 61, 2, s. 672—686. Stuttgart.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks, Symposium, Memoir No 1, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43. Tulsa.

- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. Kansas Geol. Surv. Bull., 169 (1964), 107—149, 38 Abb., Kansas (1964) 1966. Lawrence.
- GEBELEIN, C. D.—HOFFMAN, P. 1973: Algal Origin of Dolomite Laminations in Stromatolitic Limestone. Journ. Sed. Petrol. 43, 3, s. 603—613. Tulsa.
- KOCHANOVÁ, M.—MELLO, J.—SIBLÍK, M. 1975: Fosílie wettersteinských vápencov Slovenského krasu (lokalita Silička). Geologické práce, Správa 63. in. press. Bratislava.
- LOGAN, B. W.—REZAK, R.—GINSBURG, R. N. 1964: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. J. Geol. 72, č. 1, 68—83. Chicago.
- MELLO, J. 1974: Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern part of Gemerides). Schrifttendreiche Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. Bd. 2, s. 147—155. Wien.
- MELLO, J. 1975: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. Geol. zborn. Geologica carpath. in. press. Bratislava.
- OTT, E. 1972a: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 1, s. 251—256. Innsbruck.
- OTT, E. 1972b: Zur Kalkalgen — Stratigraphie der Alpenen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 1, s. 455—463. Innsbruck.
- TEBUTT, G. E.—CONLEY, C. D.—BOYD, D. W. 1965: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Wyoming Geol. Survey, Contributions to Geol. 4, 1, s. 1—13.
- ZORN, H. 1972: Mikrofazielle Analyse eines mitteltriassischen Riffkomplexes in den Tesisiner Kalkalpen. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, s. 123—142. Innsbruck.

Vysvetlivky k tabuľkám XXV—XXVIII

Tabuľka XXV Biohermné vápence

- 1 *Dictyocoelia manon* (Münst.), určil E. Jablonský. Biohermné teleso Bukového vrchu (SI-301, 52-778) X14.
- 2 ? Vápnitá huba zo skupiny Inozoi. Biohermné teleso Bukového vrchu (SI-303/B, 52-780) X4,5.
- 3 Biohermný organogénno-organodetritický vápenec Bukového vrchu (SI-308, 52-782) X5,5.
- 4 Hniezdo tenkostenných lamelibranchiatov v bazálnej časti biohermného telesa Sokolej skaly. Štátna hranica jv. od Siličky (SI-376, 52-791) X26.

Tabuľka XXVI Loferity

- 1 Homogénny loferit so subparalelne usporiadanými pórmí zmršťovania; 2,5 km jz. od Pavlovského vrchu (k. 515,8, PV-96, 52-678) X5,5.
- 2 Loferitovo-cyanofytová mikrofácia so ? *Zonotrichites* sp., sz. svah Pavlovského vrchu (PV-53/B, 52-661) X14.
- 3 Laminárne rozhranie homogénneho loferitu s loferitovým konglomerátom. S úpätie planiny jz. od Pavlovského vrchu (PV-51, 52-657) X4.
- 4 Loferitový konglomerát bimodálnej štruktúry. Základnú hmotu tvorí drobný organický detrit a pelety. S svah Pavlovského vrchu (PV-53/D, 52-664) X4.

Tabuľka XXVII Organodetrítické wettersteinské vápence oblasti back-reefu a lagunárnej plošiny

- 1 Loferitový konglomerát s bioklastmi solenopor, dasycladaceí (*T. herculea*, nedostatočne kalcifikovaná varieta) a echinoideí. Pavlovský vrch, 300 m sz. od vrcholu (PV-69, 52-696) X11.
- 2 Pizoliticko-echinidový vápenec s veľkým množstvom intraklastov loferitov. 1400 m JV od Žmane (PV-140, 51-805) X19.
- 3 Riasový organodetrítický vápenec s *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia. Somos tetó (SI-283, 52-772) X2,5.
- 4 *Teutloporella herculea*, nedostatočne kalcifikovaná v riasovom stromatolite (loferite). V časť planiny 2,7 km ZJZ od Viničníka (pri hraničnom kameni 50/11, HO-47) X6.

Tabuľka XXVIII Niektoré fosílie z wettersteinských vápencov planiny Dolný vrch

- 1 *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh.; 650 m jv. od horárne Silička (SI-289/B, 52-751), X16.
- 2 *Macroporella beneckeí* (Salom) Pia (určil J. Bystrický), Biohermný vápenec Sokolej skaly (SI-264/C, 52-783) X16.
- 3 Prierez úlomkom koralitu v loferitovo-organodetrítickom vápenci; s. úpätie planiny sz. od Pavlovského vrchu (PV-50/A, 52-656), X10.
- 4 Úlomok ? zoaria machovky vo vápenci s *D. annulata*, k. 537,8 JV od Sokolej skaly (SI-274/A, 52-756), X12.
- 5 *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia v loferitovom intraklaste. 1400 m jv. od Žmane, 100 m z. od hraničného kameňa XII/48 (PV-139, 52-709), X4.
- 6 Bioklast solenopory obalený tmavým afanitickým lemom (coated grain). 400 m jv. od Pavlovského vrchu (PV-71, 51-801), X23.
- 7 *Ladinella porata* Ott z biohermných vápencov j. od Žmane (PV-136, 52-707), X24.
- 8 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rain) v riasovo-foraminiferovom biosporite 1 km jv. od Pavlovského vrchu (PV-73, 52-698), X28.

Foto tab. XXV—XXVIII: autor

Ján Mello

Facial and Stratigraphic Division of the Wetterstein Limestones in the Czechoslovak part of Dolný vrch Karst Plateau

Summary of the Slovak text

Wetterstein Limestones (Ladinian — Cordevolian in age) are the most widespread rock type of Dolný vrch Karst Plateau. This contribution is dealing only with the Wetterstein Limestones on the Czechoslovak territory (Fig. 1).

Facial Division of the Wetterstein Limestones

In coincidence with foregoing facial divisions in the Slovak Karst (J. Mello 1974, 1975), two main facial groups of Wetterstein Limestones in the area studies can be distinguished:

A. Wetterstein Bioherm Limestones

The main textural varieties preserved are boundstones (first of all bindstones and bafflestones using more detailed classification by A. F. Embry — J. E. Klovan 1972). Plentifully is represented bioclastic variety („Riffschlucht-Fazies“ sensu H. Zorn 1972).

Three bodies of bioherm limestones have been found; two of them (the Sokolia skala and the Bukový vrch ones) in the western part (Fig. 2) and one (the bioherm body 1 km southward from Žmaň hill) in the eastern part of the area studied (Fig. 3).

Some data on the bioherm bodies near Silička (the Sokolia skala body) and Žmaň have been published before (M. Kochanová — J. Mello — M. Siblík 1975, J. Mello 1975). The Bukový vrch bioherm body is new-found.

Fossil community composing bioherm limestones is very abundant and manifold: calcareous sponges (Sphinctozoa — Pl. XXV; Fig. 1 as well as ? Inozoa — Pl. XXV. Fig. 2), corals, biogens of uncertain systematic appurtenance (*Tubiphytes obscurus* Maslov, *Baccanella floriformis* Pantić, *Ladinella porata* Ott — Pl. XXVIII, Fig. 7, *Bacinella ordinata* Pantić, *Plexoramea cerebriiformis* Mello, „Problematikum“ Bystrický 1964 and others, probably till now undescribed elements), foraminiferes, Codiaceae, crinoids, rarely dasycladaceans (*Macroporella beneckeii* (Salom.) Pia and *Teutloporella nodosa* (Schafh.) Pia, determined by J. Bystrický), and undeterminable ammonites. In marginal reef areas rich concentration of macrofossils—brachiopods, bivalves and gastropods can be find (M. Kochanová — J. Mello — M. Siblík 1975).

B. Wetterstein back-reef and lagoonal plateau Limestones

They are widespread mainly in the eastern part of the area studied (Fig. 3). Completely dominant are algal stromatolites (loferites) there. Bioclastic limestones are here and there rather conspicuous, but yet less extended textural types.

L o f e r i t e s. Using classification by A. G. Fischer (1964) following varieties have been detected:

a) Homogeneous loferites (Pl. XXVI, Fig. 1).

b) Algal-mat loferites. Algal origin is revealed by cryptalgal lamination, algal threads and tissues; especially characteristic are loferites with ? *Zonotrichites* sp. (Pl. XXVI, Fig. 2). *Zonotrichites* was regarded formerly as belonging to Codiaceae or Solenopores; recently is placed among blue-green algae (E. Ott 1972b).

c) Pellet loferites are in places rather extended, mainly in environments with higher gastropod concentration.

d) Loferite conglomerates (Pl. XXVI, Fig. 3, 4; Pl. XXVII, Fig. 1).

Their composition besides the loferite intraclasts often share lumps (Pl. XXVI, Fig. 4), oncolites, coated grains (Pl. XXVIII, Fig. 5, 6), pisoids (Pl. XXVII, Fig. 2) or ooids.

B i o c l a s t i c l i m e s t o n e s are composed mainly from bioclasts of organisms living in the back-reef and lagoonal area, i. e. dasycladaceas (Pl. XXVII, Fig. 3; Pl. XXVIII, Fig. 1), solenopores (Pl. XXVII, Fig. 1; Pl. XXVII, Fig. 6), gastropods, bivalves, foraminiferes, ostracods and echinoderms (Pl. XXVII, Fig. 2). Very seldom are finds of coral (Pl. XXVIII, Fig. 3) and ? bryozoan (Pl. XXVIII, Fig. 4) bioclasts. From another allochems are often present loferite and calcarenite intraclasts, coated grains and pellets.

Cyclic character of sedimentation is very striking at places (Pl. XXVI, Fig. 3). Sequence of several centimeters thick contains often set of microfacies pointing at several times changed sedimentation conditions (from subtidal through intertidal to supratidal). Three-component microsequences: the homogeneous loferite- the loferite (or loferite-bioclastic) conglomerate- the loferite with sheet cracks can be the most commonly met with. The new rhythm starts often by a graded bedding.

Stratigraphic Division of the Wetterstein Limestones

From among a large quantity of the Wetterstein Limestones organisms, predominate by far those with stratigraphical range Ladinian — Cordevolian or even broader one, that is they are worthless for the stratigraphical subdivision of the Wetterstein Limestones.

Only reduced number of organic remains exists with narrower stratigraphical span; whereby stratigraphical scale discernible by their means is very poor—practically enables only distinguishing between the Ladinian (Fassanian + Langobardian) and the Cordevolian part respectively.

This distinguishing is enabled first of all by means of dasycladaceans.

According to E. Ott (1972b) and some other students *Diplopora annulata* and *Teutloporella nodosa* are Fassinian and Langobardian fossils (avisianus to archelans zone), while *Poikiloporella duplicata* is already fossil of Cordevolian age (aon zone).

In the bioherm limestones of the Sokolia skala and Bukový vrch *Bacinnella ordinata* and „*Problematicum*“ *Bystričký* seem as to speak for the Ladinian age. This presumption as truthful is confirmed by sporadical presence of dasycladaceans *Macroporella beneckeii*, *Teutloporella nodosa* and *Diplopora annulata* there.

Improbability of the Cordevolian part representation in the bioherm bodies Sokolia skala and Bukový vrch follows from the geological situation as well (Fig. 2): It is obvious that the upper parts of bioherm bodies were removed away tectonically (Sokolia skala) or by denudation (Bukový vrch).

In accordance with the above stated were the Wetterstein Limestones of the area studied separated into two stratigraphical levels both in the bioherm and the lagoonal area (Fig. 2, 3):

A. The Ladinian Wetterstein Limestones (i. e. Fassinian and Langobardian in age)

a) in the bioherm area the bioherm bodies Sokolia skala and Bukový vrch

b) in the back-reef and lagoonal area the algal limestones of Somostetů Hill with *Diplopora annulata* (Pl. XXVIII, Fig. 1) and *Teutloporella herculea* (Pl. XXVII, Fig. 3) and algal limestones with *T. herculea* (and according to J. Bystričký 1964, p. 64 with find of *Diplopora annulata* as well) at the northern slope of Dolný vrch Karst-Plateau.

B. The Cordevolian Wetterstein Limestones

a) in the bioherm area the uppermost (= Czechoslovak) part of bioherm body 1 km southward from Žmaň Hill.

b) in the back-reef and lagoonal area algal limestones with *Poikiloporella duplicata* (Pl. XXIV, Fig. 5) and *T. herculea* (unsufficiently calcified variety!, Pl. XXVII, Fig. 4) of the whole eastern part of Dolný vrch Karst-Plateau.

Conclusions

In the western part of Dolný vrch Karst-Plateau (Sokolia skala—Somostetů—Bukový vrch, Fig. 2) only a lower part of the Wetterstein Limestones is preserved. Between the two bioherm bodies (the Sokolia skala and the Bukový vrch) are situated in a synclinal position (as follows from the dip and strike of laminations) beds of back-reef and lagoonal area. The older lagoonal, as well as near-reef beds, contain *Diplopora annulata*, higher beds in axial part of the syncline *Teutloporella herculea*.

In the eastern part of Dolný vrch Karst Plateau (Pavlovský vrch Hill—

Žmaň—Viničnick, Fig. 3) dasycladaceans *Teutloporella herculea* unsufficiently calcified variety, but especially *Poikiloporella duplicata* indicating Cordevolian age, are widespread. It means that eastern part is sunk when compared with the western one. This area displays a synclinal structure as well (emerging of limestones with normally calcified variety *T. herculea* and according to J. Bystrický 1964 with *D. annulata* too; dip and strike of laminations at the northern slopes of Pavlovský vrch Hill).

At the northern slopes of Žmaň the Gutenstein Limestones (Anatolian) are in a tectonic contact with the Cordevolian Wetterstein Limestones (occurrence of *Poikiloporella duplicata*). That means, in view of presumed thickness of remaining Anisian and Ladinian sediments, a tectonic leap of about 400—600 m. The tectonic plane separating Gutenstein and Wetterstein Limestones cuts synclinal fold structure of the Wetterstein Limestones diagonally (Fig. 3).

Explanation of plates XXV—XXVIII

Plate XXV Bioherm limestones

- 1 *Dictyocoelia manon* (Münst.), determined by E. Jablonský. Bukový vrch bioherm body (SI-301, 52-778) X14.
- 2 ? *Calcareous sponge* (Inozoa). Bukový vrch bioherm body (SI-303/B; 52-780) X4,5.
- 3 Bioherm biogeno-bioclastic limestone of Bukový vrch (SI-308, 52-782) X5,5.
- 4 Nest of thin-shelled lamellibranchs in the basal part of Sokolia skala bioherm body. The frontier south-east from Silička (SI-376, 52-791) X26.

Plate XXVI Loferites

- 1 Homogeneous loferite with shrinkage pores in subparallel arrangement. 2,5 km south-west from Pavlovský vrch Hill (PV-96, 52-678) X5,5.
- 2 Loferite — *cyanophyceae microfacies* with ? *Zonotrichites* sp. North-western slope of Pavlovský vrch Hill (PV-53/B, 52-661) X14.
- 3 Lamina boundary between the homogeneous loferite and the loferite conglomerate. Northern foothill of karst-plateau north-west from Pavlovský vrch Hill (PV-51, 52-657) X4.
- 4 Loferite conglomerate displaying bimodal texture. Matrix is composed of tiny biodetrit and pellets. Northern slope of Pavlovský vrch Hill (PV-53/D, 52-664) X4.

Plate XXVII Bioclastic Wetterstein Limestones of the back-reef and lagoonal plateau area

- 1 Loferite conglomerate with bioclasts of solenospores, dasycladaceans (*T. herculea*, unsufficiently calcified variety) and echinoids. Pavlovský vrch Hill, 300 m north-west from the climax (PV-69, 52-696) X11.
- 2 Pisolite-echinoid limestone with abundant loferite intraclasts. 1400 m SE from Žmaň (PV-140, 51-805) X19.
- 3 Algal bioclastic limestone with *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia. Somos tetě (SI-283, 52-772) X2,5.
- 4 *Teutloporella herculea*, unsufficiently calcified variety occurring in the loferite. East part of Dolný vrch Karst-Plateau close to the frontier stone Nr. 50/11 (HO-47) X6.

Plate XXVIII Some fossils from the Wetterstein Limestones of Dolný vrch karst-Plateau
1 *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh.; 650 m SE from the abandoned gamekeeper's cottage Silička (SI-269/B, 52-751) X16.

2 *Macroporella beneckeii* (Salom.) Pia (determination J. Bystrický). Bioherm limestones of Sokolia skala (SI-264/C, 52-783) X16.

3 Cross section of the coralite fragment in the loferite-bioclastic limestone; northern foothill of the karst-plateau NW of Pavlovský vrch Hill (PV-50/A, 52-656) X10.

4 Fragment of a ? bryozoan zoarium in the limestone with *D. annulata*. SE from Sokolia skala (SI-274/A, 52-756) X12.

5 *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia in the loferite intraclast. 1400 m SE from Žmaň (100 m W from the frontier stone Nr. XII/48; PV-139, 52-709) X4.

6 Coated solenopora bioclast. 400 m SE from Pavlovský vrch Hill (PV-71, 51-801) X-23.

7 *Ladinella porata* Ott from bioherm limestones S of Žmaň (PV-136, 52-707) X24.

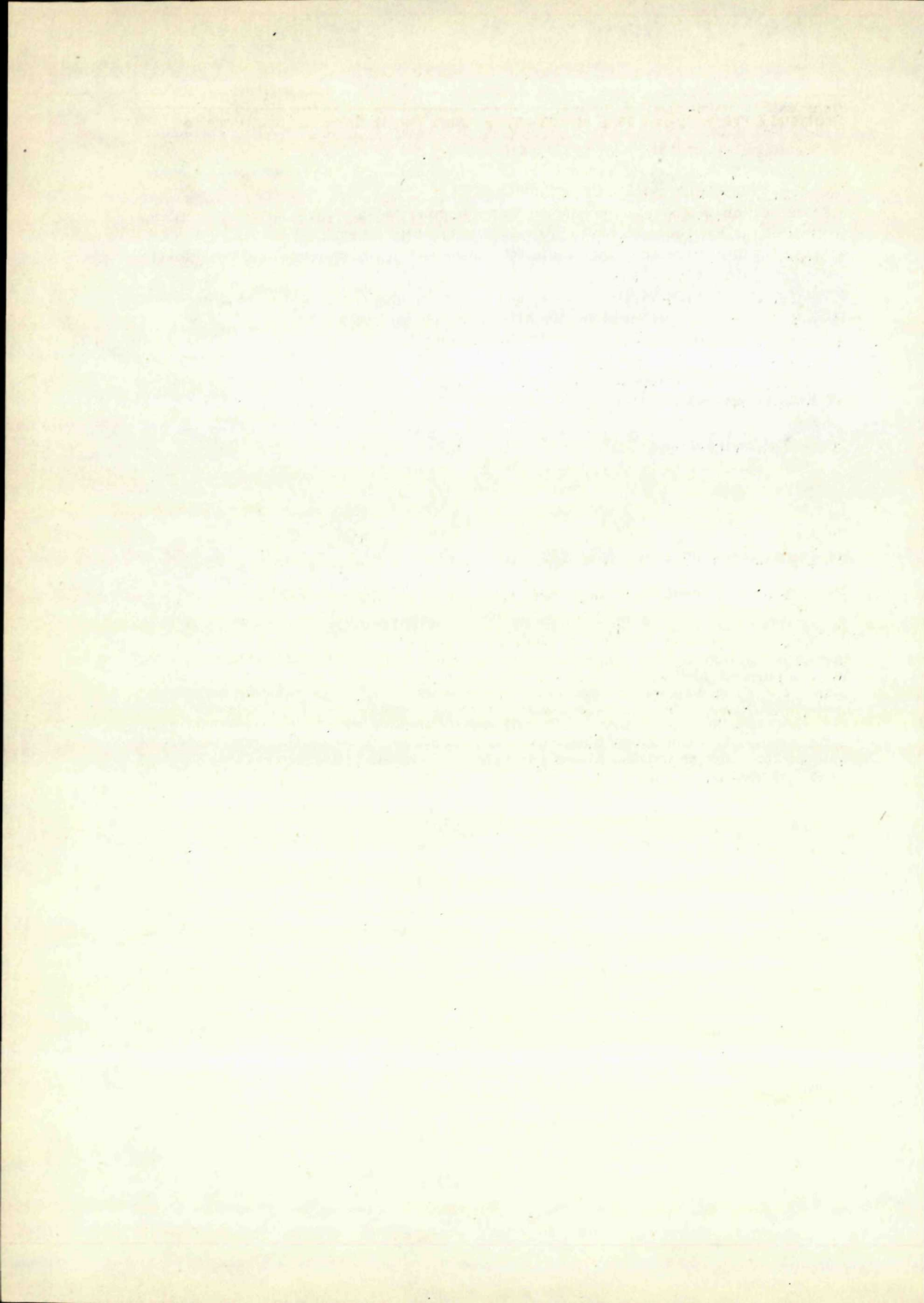
8 *Thaumtoporella parvovesiculifera* (Rain) in the algal-foraminiferal biosparit 1 km SE from Pavlovský vrch Hill (PV-73, 52-698) X28.

Translated by the author.

Explanation of text fig. 1, 2

Fig. 1 Situation sketch of the area studied

Fig. 2 Geological map of the western Czechoslovak part of Dolný vrch Karst Plateau showing distribution of the Sokolia skala and Bukový vrch bioherm bodies in relation to the Somos tetõ back reef area (J. Mello 1974). 1 — Quarternary sediments; 2 — Wetterstein reef Limestones (Ladinian); 3 — Wetterstein back-reef Limestones (Ladinian); 4 — „Pseudoreifling“ Limestones (Lowerer Ladinian); 5 — Steinalm Limestones (Pelsonian-Illyrian); 6 — Gutenstein Limestones (Anatolian); 7 — Lower Triassic Beds; 8 — *Diplopora annulata* finds; 9 — *Teutloporella herculea* finds; 10 — specimen sampling points; 11 — nests of thin-shelled lamellibranchs; 12 — macrofossils — locality Silička; 13 — dip and strike gained from planar sedimentary elements; 14 — Czechoslovak-Hungarian frontier.



Mária Kochanová—Anna Kullmanová—Pavína Snopková

Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom

(2 obr. v texte, 21 tab. na kriede — I—XXI, nemecké resumé)

Abstract. Our lithological-petrographic and biostratigraphic investigation of the dark layers of the flysch character in the Jablonické pohorie Mountains near the village Hradište pod Vrátnom, proved that they are members of the Lunz beds. Their Carnian age (Julian, *Trachyceras aonoides* Zone) was based on the occurrence of *Halobia rugosa* G ü m b e l, and of the sporomorphs *Saturnisporites fischeri* Klaus, *S. granulatus*, Klaus, *Aullisporites astigmus* (Leschik) Klaus, *Aratrisporites coryliseminis* Klaus, *Ovalipollis grebae* Klaus etc.

Ú v o d

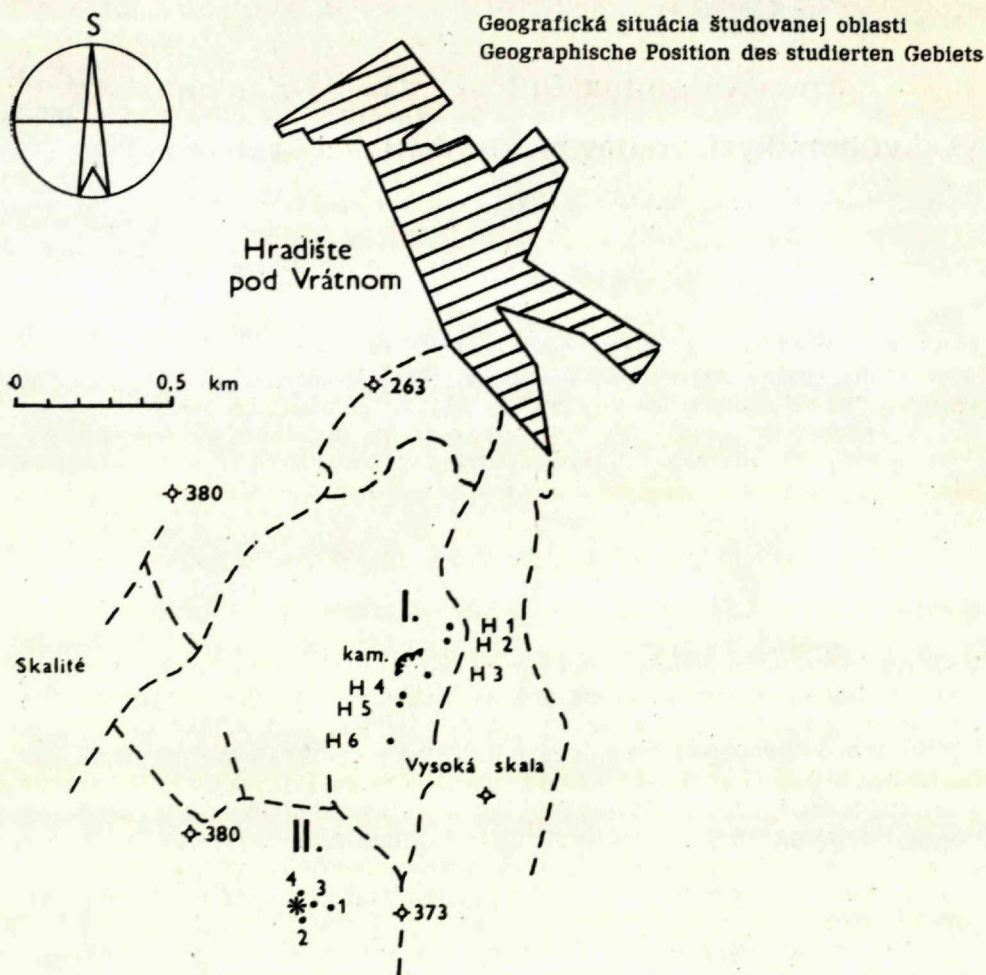
V rámci litologicko-stratigrafického výskumu vrchnotriasových sedimentárnych hornín v Jablonickom pohorí sme sa venovali štúdiu tmavého flyšoidného súvrstvia, aby sme si overili jeho stratigrafické zaradenie.

Študované horniny sa nachádzajú na severnom okraji mezozoika v Jablonickom pohorí, južne od Hradišťa pod Vrátnom (viď. obr. 1), a susedia s mladšími sedimentmi Myjavskej pahorkatiny. Patria k nim prevažne tmavé flovité až flovito-piesčité bridlice a jemnozrnné kremité pieskovce, na vrstevných plochách bohaté na šupinky muskovitu. Málo odkrytý terén spôsobil, že toto súvrstvie bolo považované za neogénnu výplň plaveckej priekopy.

Cieľom našej práce je podať litologicko-petrografickú charakteristiku uvedeného súvrstvia a spresniť jeho problematickú stratigrafickú pozíciu. Preto sme spolu s litologickým výskumom robili aj biostratigrafický výskum, ktorý pozostával z vyhľadávania makrofauny a výberu vzoriek pre palinologický rozbor. Pri tomto štúdiu sme mali možnosť oprieť sa najmä o výsledky získané z hlbinných vrto viedenskej panvy, a to Lakšárska Nová Ves 3 a 7 a Šaštín 10. Podľa bohatej makrofauny bivalvií flyšoidného súvrstvia zastúpenej druhom *Halobia rugosa* a karnských sporomorfov ho môžeme zaradiť do lunzu (A. K u l l m a n o v á — M. K o c h a n o v á — P. S n o p k o v á — O. S a m u e l 1969). V obidvoch prípadoch, teda v odkryvoch študovaného územia aj v uvedených vrtoch, sú

RNDr. Mária Kochanová, CSc.—RNDr. A. Kullmanová—RNDr. P. Snopková — Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava.

Halobie i peľ viazané na tmavé fľovité alebo fľovité, slabo aleuritické bridlice.



Litologicko-petrografická charakteristika

Fľošoidné súvrstvie v oblasti Hradišťa pod Vrátnom bolo preskúmané v dvoch profiloch označovaných ďalej ako profil I a profil II (tex. tab. 1). V profile I (roklina južne od dediny smerom ku kóte Vysoká skala) sa vyskytujú fľovité až fľovito-aleuritické bridlice a kremité pleskovce. Našli sa v nich sporomorfy.

V profile II (roklina západne od kóty 373,0) sa nachádza pelitické súvrstvie, v ktorom boli najdené *Halobie* a sporomorfy. Celková mocnosť súvrstvia sa pohybuje od 200 do 250 m.

Kremité pieskovce

Ležia v najspodnejšej časti profilu I ako tmavosivé jemnozrnné kremité pieskovce. Lavice pieskovcov o mocnosti 35—55 cm sa striedajú s tenkými medzivrstvičkami ílovito-piesčitých bridlíc. Pieskovce majú psamitickú štruktúru. Základná hmota je ílovito-piesčitá, bohatá na sericit. Zo stabilných minerálov je najrozšírenejší kremeň, ktorý má ostrohranné obmedzenie. Väčšie kremenné zrná javia undulózne zhášanie. Menšie množstvo patrí k drobným, opracovaným úlomkom kremitých hornín. Sú to kremité pieskovce a kremence. Nájdu sa aj úlomky bázičných zmenených hornín. Na úlomkoch kremitých pieskovcov a kremencov pozorujeme javy dorastania kremitých zŕn. Veľkosť úlomkov stabilnej zložky nepresahuje piesčitú frakciu. Minerálov nestabilnej zložky je veľmi málo a reprezentujú ich živce. Častejšie sa vyskytujú plagioklasy, zriedkavejšie draselné živce. Živce nemožno presne určiť, nakoľko sú silne sericitizované. Sľudnaté minerály — muskovit a vybielený biotit, sa nachádzajú v hornine v menšom množstve. Ílovito-piesčitá základná hmota dotykového alebo pórovitého charakteru zaberá percentuálne malé množstvo.

Ílovito-piesčité a ílovité bridlice

V profile I ílovito-piesčité bridlice tvoria len tenšie medzivrstvičky uprostred pieskovcov. V profile II sú však ílovité bridlice prevažujúcou zložkou. Jestvuje aj laterálne striedanie pieskovcov a ílovito-piesčitých bridlíc. Sú tmavosivé, zvetrávaním však nadobúdajú svetlejšie zafarbenie. Rozpad je jemne bridličnatý alebo tyčinkovitý. Majú pelitickú až aleuropelitickú štruktúru. Nahrádzanie jednotlivých štruktúr je tiež pozvoľné. Základná hmota je vytvorená z ílovitých minerálov pelitickej štruktúry, obohatená o kremeň v siltovej frakcii. V nepatrnom množstve sa tu vyskytujú drobné zrnká zmenených plagioklasov. V bridliciach s aleuritickou prímесou sa nachádzajú aj šupinky sericitu. Limonit a oxidy Fe^{3+} sú nepravidelne rozptýlené po celej hornine.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia sme urobili na základe makrofauny a sporomorŕ, pretože vzorky vybraté na sledovanie mikrofauny boli negatívne.

Biostratigrafická charakteristika

Makrofaunu tu zastupujú iba príslušníci triedy bivalvií, ktoré sa našli v profile II spolu so sporomorŕami. Patrí k nim 11 obojmiskových, zväčša neúplných a stlačených jedincov, ako aj 2 samostatné misky a 8 odtlačkov. Všetky majú malé rozmery, výška dosahuje 4,5 a 6,0 mm, dĺžka 5,5 a 9 mm a dĺžka zámkového okraja 4,5 a 6,5 mm. Misky majú prevažne tvar zaoblených štvoruholníkov s vrcholom posunutým bližšie k prednému okraju. Jeden z jedincov má zachované predné uško v tvare úzkej vypukliny. K skulptúre povrchu patria zväčša veľmi výrazné koncentrické vrásky, ktoré sa v zadnej oblasti ostro ohýbajú k zámkovému okraju. Jedince, u ktorých nie je zachované predné uško, pripomínajú druh *Posidonia wengensis* Wissman. Obdobné prípady uvádza aj E. Kittl

VZORKY	DRUHY	výskyt:																	
		1-2	3-5	6-8	10-15	16-20	21-22	20a	21										
1	<i>Colomesopora nathorstii</i> (Hella) Klaus, 1960																		
2	<i>Aulispornites atignosus</i> (Laschák) Klaus, 1960																		
3	<i>Diclyporulites cf. mortoni</i> (De Jersey) Flugl.-Dall., 1968																		
4	<i>Diclyporulites cf. harrissi</i> Cooper, 1959																		
5	<i>Concomporites tumidus</i> Playford, 1965																		
6	<i>Concomporites cf. hexagonatus</i> Koldes - Štanzac, 1969																		
7	<i>Retusulites mesozoicus</i> Klaus, 1960																		
8	<i>Levinsulites robustus</i> Laschák, 1956																		
9	<i>Levinsulites tenuis</i> Krüsel - Laschák, 1955																		
10	<i>Levinsulites tenuis</i> Krüsel - Laschák, 1955																		
11	<i>Peracoculidites lunensis</i> Klaus, 1960																		
12	<i>Peracoculidites</i> sp.																		
13	<i>Strepasporites (Aulisporn) parca</i> (Klaus, 1960) Schulz, 1970																		
14	<i>Strepasporites</i> sp.																		
15	<i>Demundulites diphus</i> Klaus, 1960																		
16	<i>Demundulites cf. senectus</i> Balme, 1957																		
17	<i>Apiculidites parvirens</i> (Laschák, 1955) Pol-Ép., 1959																		
18	<i>Apiculidites Arvidus</i> Krüsel - Laschák, 1955																		
19	<i>Apiculidites lativirens</i> Krüsel - Laschák, 1955																		
20	<i>Apiculidites spitzeri</i> Krüsel - Laschák, 1955																		
21	<i>Rosulidites olivina</i> Káráy, 1972																		
22	<i>Rosulidites greenii</i> Schopf, 1944																		
23	<i>Carboculidites mesoecus</i> Klaus, 1960																		
24	<i>Carboculidites</i> cf. <i>Carboculidites</i>																		
25	<i>Carboculidites rufus</i> Klaus, 1960																		
26	<i>Tripornites cf. hallensis</i> Klaus, 1960																		
27	<i>Styracporites coelacan</i> Klaus, 1960																		
28	<i>Saturnisporites fischeri</i> (Laschák, 1955) Klaus, 1960																		
29	<i>Saturnisporites</i> sp.																		
30	<i>Saturnisporites fimbriatus</i> Klaus, 1960																		
31	<i>Saturnisporites cf. granulatus</i> Klaus, 1960																		
32	<i>Saturnisporites cf. poletii</i> Klaus, 1960																		
33	<i>Aratrisporites parvispinus</i> Klaus, 1960																		
34	<i>Aratrisporites corylimus</i> Klaus, 1960																		
35	<i>Aratrisporites scabratus</i> Klaus, 1960																		
36	<i>Aratrisporites</i> cf. <i>Aratrisporites</i>																		
37	<i>Ovalipellis lunensis</i> Klaus, 1960																		
38	<i>Ovalipellis ovalis</i> Scheuring, 1972																		
39	<i>Ovalipellis</i> sp.																		
40	<i>Ovalipellis cf. grehova</i> Krulzsch, 1955																		
41	<i>Ovalipellis minimus</i> Scheuring, 1972																		
42	<i>Chordasporites singularis</i> Klaus, 1960																		
43	<i>Chordasporites</i> sp.																		

Text. tab. 1

(1912, str. 149) z Ālp. Popri koncentrickej skulptúre majú niektoré jedince ešte jemné lúčovité línie, viditeľné veľmi slabó aj pomocou lupy. Lepšie ich možno vidieť na niektorých odtlačkoch. U jednej z misiek sa za poslednou koncentrickou vráskou začínajú už slabé lúčovité zvlnené rebrá. Nakoľko jedince sú pomerne zle zachované a ide o juvenilné štádiá, sotva by bolo možné urobiť bližšie určenie ako rodové. Veľká podobnosť však vyplýva z porovnania s faunistickým materiálom pochádzajúcim z vyššie spomínaných vrtov, kde sa juvenilné štádiá vyskytujú spolu s dobre zachovanými dospelými jedincami. Opísané jedince preto považujeme za juvenilné štádiá druhu *Halobia rugosa* G ü m b e l. V hlbinnom vrte Lakšárska Nová Ves 7 v povrchovom výskyte pri Blážoch v Nízkyh Tatrách sa *Halobia rugosa* vyskytuje spolu s druhom *Carnites floridus* (W u l f e n) (tab. 21) (určila V. K o l l á r o v á - A n d r u s o v á). Jeho stratigrafické rozpätie v Alpách je cordevol—jul (zóna *Trachyceras aon* a *Trachyceras aonoides*). V Západných Karpatoch ho zatiaľ poznáme len zo súvrství julu.

Sporomorfy vyzbierané z profilu I a II boli orientačne vyhodnotené už v roku 1969. Komplexne bolo toto súvrstvie preštudované až v roku 1974. Z profilu I bolo spracovaných 13 vzoriek, z profilu II 4 vzorky. Najbohat-

Výskyt:		DRAMY	VZORKY	
1-2	3-5			6-9
		<i>Teniasporites cf. novitundae</i> Janssens, 1962	23	
		<i>Teniasporites cf. kräuseli</i> Leschik, 1955		
		<i>Teniasporites cf. Teniasporites</i>		
		<i>Duplicosporites cf. granulatus</i> Leschik, 1955	24a	
		<i>Praxerolites granifer</i> (Leschik, 1955) Klaus, 1960	24	
		<i>Praxerolites tenuis</i> Leschik, 1955	25	
		<i>Eurotasporites cf. enigmaticus</i> Leschik, 1955		
		<i>Eurotasporites natus</i> Klaus, 1960	26	
		<i>Palaeniasporites densus</i> (Leschik, 1955) Scheuring, 1972		
		<i>cf. Weisskopfo</i>	27	
		<i>Vitrosporites pullidus</i> (Reisinger) Nilson, 1968	28	
		<i>Vitrosporites</i> sp.		
		<i>Alloporites ovipolis</i> Mödler, 1964	29	
		<i>Alloporites cf. robustus</i> Nilson, 1968		
		<i>Alloporites</i> sp.		
		<i>Merulobaculus polonicus</i> Mödler, 1964	30	
		<i>Merulobaculus cf. subcompactus</i> Paulsch, 1937		
		<i>Scopuliasporites tenuis</i> Kräusel-Leschik, 1955	31	
		<i>Scopuliasporites cf. minor</i> Mödler, 1964		
		<i>Scopuliasporites cf. kräuseli</i> Mödler, 1964		
		<i>Scopuliasporites cf. subcompactus</i> Paulsch, 1937	32	
		<i>Phycozoum neomundianum</i> Leschik, 1955		
		<i>Phycozoum cf. neomundianum</i> Leschik, 1955	32a	
		<i>Phycozoum</i> sp.		
		<i>Triadopsis cf. obscura</i> Scheuring, 1972	33	
		<i>Triadopsis cf. ovata</i> Klaus, 1964		
		<i>Triadopsis stabilis</i> Scheuring, 1972	33a	
		<i>Triadopsis cf. Michli</i> Scheuring, 1972		
		<i>Triadopsis</i> sp.		
		<i>Triadopsis</i> sp.		
		<i>Polysaccus papillatus</i> Kräusel, 1964	34	
		<i>Polysaccus cf. papillatus</i> Kräusel, 1964		
		<i>Polysaccus cf. subcompactus</i> Paulsch, 1937	34a	
		<i>Polysaccus</i> sp.		
		<i>Phaeo-Palaenites</i> Paulsch, 1938	35	
		<i>Cedripites</i> sp.	36	
		<i>Minocyclites minimus</i> Coulam, 1947	37	
		<i>Minocyclites perforatus</i> Mödler, 1964		
		<i>Minocyclites cf. crenatus</i> Jahn, 1968	38	
		<i>Minocyclites submarginatus</i> Coulam, 1947		
		<i>Minocyclites</i> sp.		
		<i>Groenlandites cf. herzi</i> Janssens, 1962	39	
		<i>Groenlandites</i> sp.		
		<i>Glyptocyclonophorus</i> sp.	40	
		<i>Nerhystridium</i> sp.	41	
		<i>Cyclites</i> sp.		

Pokračovanie text. tab. 1

šie na spóry a pelové zrná sú vzorky 1, a 1a, 1b z profilu I a vzorky 3 a 4 z profilu II. Neskôr vyzbierané vzorky H1—H6 z profilu I už nie sú také bohaté a ani tak dobre zachované ako z predchádzajúcich zberov.

Kvalitatívny a semikvantitatívny výskyt mikroflóry študovaného súvrstvia je graficky znázornený na textovej tabuľke 1. Vidieť z nej, že mikroflóra vo vzorkách šedých piesčitých bridlíc je druhovo veľmi bohatá.

Stratigrafická korelácia a interpretácia

Približné stratigrafické rozšírenie druhov spór a pelových zrn, ktoré sme našli vo vzorkách študovaného súvrstvia, sme graficky znázornili na tabuľke 2. Pri určovaní stratigrafického rozšírenia druhov sme sa pridržovali hlavne prác K. Mädlera (1964), B. W. Scheuringa (1972), R. Kräusela—G. Leschika (1955), M. E. Pautscha (1958, 1971), T. Orlowskej-Zwolinskej (1972), R. F. A. Clarka (1965) a W. Klauza (1960, 1972).

Zo stratigrafickej tabuľky vyplýva, že spóry a pel zo študovaného územia patria prevažne do vrchného triasu (karn — réť v alpskom vývoji

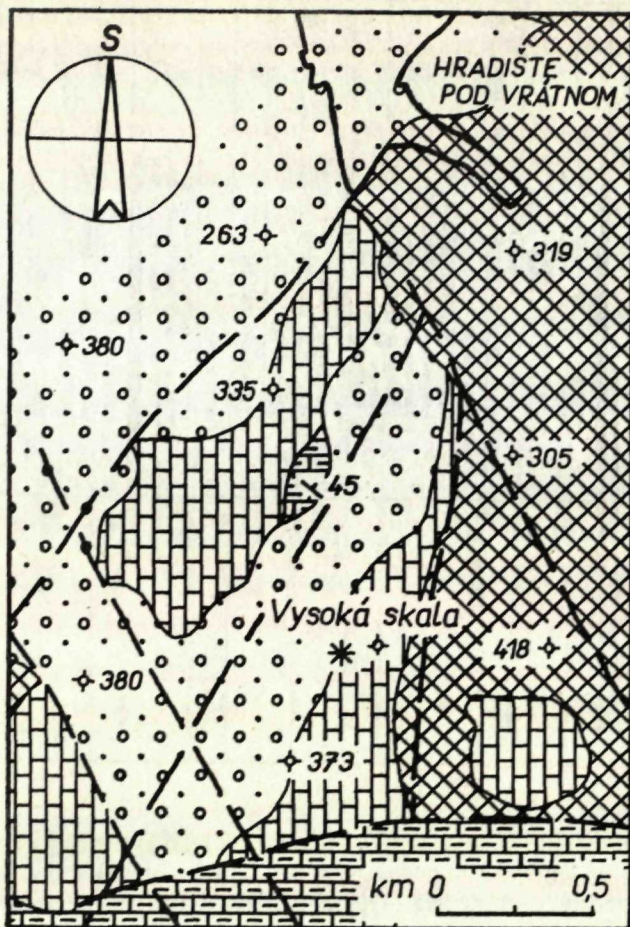
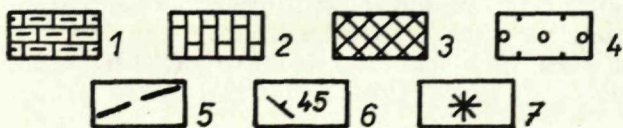


Schéma geologickej stavby okolia Hradišťa pod Vrátnom (podľa M. Peržela, 1969)

Vysvetlivky:

1. tmavosivé a svetlosivé rohovcové, reiflinské vápence—stredný anis
2. svetlé a svetlosivé masívne vápence (wettersteinské vápence)—vrchný anis—ladin
3. sivé masívne dolomity—ladin
4. karbonatické zlepenca a pieskovce—neogén vcelku
5. zlomy
6. sklon a smer
7. makrofauna



a keuper v germánskom vývoji). Vcelku ich však môžeme rozdeliť do troch skupín.

Ako prvú možno uviesť skupinu spór a peľových zŕn s užším stratigrafickým diapazónom. Ich výskyt sa obmedzuje hlavne na karn vrchného triasu v alpskom vývoji (podľa W. Klaua 1960) a spodnejší stredný keuper v germánskom vývoji (podľa K. Mädlera 1964). Sú to tieto druhy: *Aulisporites astigmaticus* [Leschik] Klaus 1960, *Combaculatisporites mesozoicus* Klaus 1960, *Tigrisporites cooksonae* Klaus 1960, *Saturnisporites fischeri* Klaus 1960, *S. fimbriatus* Klaus 1960, *S. granulatus* Klaus 1960, *Aratrisporites coryliseminis* Klaus 1960,

A. scabratus Klaus 1960, *Ovalipollis lunzensis* Klaus 1960, *O. grebae* Klaus 1970, *O. minimus* Scheuring 1972, *Praecirculina granifer* (Leschik 1950), Klaus 1960 a *Duplicisporites* cf. *granulatus* Leschik 1955.

Druhú skupinu predstavujú spóry a peľové zrná, ktoré sa bežne vyskytujú v karne a strednom keupri a siahajú až do rétu, prípadne liasu. Druhove je táto skupina najbohatšia a patria do nej tieto druhy: *Retusotriletes mesozoicus* Klaus 1960, *Laevigatisporites toralis* Leschik 1956, *L. robustus* Kräusel—Leschik, *L. tenuis* Kräusel—Leschik 1955, *Paraconcavisporites lunzensis* Klaus 1960, *Osmundacites alpinus* Klaus 1960, *Apiculatisporites parvispinosus* (Leschik 1958) R. Potonie—Kremp 1956, *A. hirsutus* Kräusel—Leschik 1965, *A. spiniges* Kräusel—Leschik 1955, *Raistrickia alpina* E. Kavry 1972, *Camarozonosporites rudis* (Leschik 1955) a druhy rodov *Enzonalasporites*, *Patinasporites*, *Alisporites*, *Triadispora* a *Pityosporites*.

Do tretej skupiny patria spóry a peľové zrná, ktoré majú širšie stratigrafické rozpätie (trias — lias). Je ich najmenej a sú to druhy: *Calamospora nathorstii* (Halle) Klaus 1960, *Dictiophylitides mortoni* (De Jersey) Playf.—Dett. 1965, *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilson 1958, *Monosulcites minimus* Cookson 1947, *Cycadopytes* a *Ginkgocycadophytus*.

Z uvedeného rozboru mikroflóry vyplýva, že flyšoidné súvrstvie z lokality Hradište pod Vrátnom stratigraficky patrí do karnu.

Opísaný spórovo-peľový obraz zo študovaného územia môžeme porovnať so spórovo-peľovými obrazmi z iných oblastí Západných Karpát, ale aj z územia Rakúska, Švajčiarska, Nemecka a Poľska, teda s oblasťami alpskeho aj germánskeho vývoja vrchného triasu. Mikroflóra, ktorú uvádza P. Snopková in A. Kullmanová—M. Kochanová—P. Snopková—O. Samuel (1969) z lunzských vrstiev podložia viedenskej panvy, sa značne zhoduje s mikroflórou skúmaného súvrstvia. K spoločným druhom patrí *Aulisporites astigmosus*, *Paraconcavisporites lunzensis*, *Styxisporites cooksonae*, *Ovalipollis lunzensis*, *O. grebae*, ako aj rody *Ginkgocycadophytus* a *Monosulcites*. Obidva spórovo-peľové obrazy sa líšia hlavne tým, že skúmané spoločenstvo je bohatšie o rody *Triadispora*, *Praecirculina*, *Patinasporites*, *Enzonalasporites* a tiež druhy, ktoré sú viac známe zo stredného keupru germánskej fácie (*Apiculatisporites*, *Laevigatisporites*). Ak porovnáme naše výsledky s výsledkami O. Čornej (1969) z lokality Huty, môžeme opäť konštatovať zastúpenie spoločných rodov ako *Ovalipollis*, *Apiculatisporites*, *Paraconcavisporites*, *Duplicisporites*, *Patinasporites*, *Vitreisporites*, *Ginkgocycadophytus*, spóry a peľové zrná z Hradišťa pod Vrátnom sú v porovnaní s materiálom z Hút bohatšie a lepšie zachované. Veľa spoločných znakov so skúmanou oblasťou má i mikroflóra z lunzských vrstiev v Liptovskom Hrádku, ktorú spracovala E. Planderová (1972). Také sú druhy patriace k rodom *Paraconcavisporites*, *Duplicisporites*, *Laevigatisporites*, *Taeniesporites*, *Saturnisporites*, *Ovalipollis*, *Chordasporites*, *Monosulcites* atď.

Aj v zmiešanej mikroflóre z keupru germánskeho a vrchného triasu alpského vývoja, ktorú uvádza P. Snopková (1973) z vrtu Podskalka

T P I a S				VEK	Výskyt v 1. - 4. období vývoja 5. - 6. období vývoja
stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	ALPSKÝ VÝVOJ	
stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	GERMÁNSKY VÝVOJ	
—	—	—	—	<i>Ovalipollis lunsensis</i>	
—	—	—	—	<i>Ovalipollis ovalis</i>	
—	—	—	—	<i>Ovalipollis cf. grebeae</i>	
—	—	—	—	<i>Ovalipollis cf. minimus</i>	
—	—	—	—	<i>Taenioparites kräuseli</i>	
—	—	—	—	<i>Dupliciparites cf. granulatus</i>	
—	—	—	—	<i>Praecirculina grafiner</i>	
—	—	—	—	<i>Enzonolasporites cf. tenuis</i>	
—	—	—	—	<i>Enzonolasporites cf. obliquus</i>	
—	—	—	—	<i>Palinasporites kustus</i>	
—	—	—	—	<i>Palinasporites cf. densus</i>	
—	—	—	—	<i>Vitrisporites pallidus</i>	
—	—	—	—	<i>Alisporites aequalis</i>	
—	—	—	—	<i>Alisporites cf. robustus</i>	
—	—	—	—	<i>Minusaccus cf. subcarpicus</i>	
—	—	—	—	<i>Minusaccus petenae</i>	
—	—	—	—	<i>Pityosporites neomundanus</i>	
—	—	—	—	<i>Brachysaccus cf. neomundanus</i>	
—	—	—	—	<i>Triadispora cf. obscura</i>	
—	—	—	—	<i>Triadispora cf. epigona</i>	
—	—	—	—	<i>Triadispora cf. bälchi</i>	
—	—	—	—	<i>Triadispora cf. stabilis</i>	
—	—	—	—	<i>Platysaccus cf. subcarpicus</i>	
—	—	—	—	<i>Platysaccus papillatus</i>	
—	—	—	—	<i>Monosulcites cf. perforatus</i>	
—	—	—	—	<i>Monosulcites minimus</i>	
—	—	—	—	<i>Monosulcites cf. crassusinus</i>	
—	—	—	—	<i>Cycadipites cf. hartii</i>	

T P I a S				VEK	Výskyt v 1. - 4. období vývoja 5. - 6. období vývoja
stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	ALPSKÝ VÝVOJ	
stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	stredný keuper	GERMÁNSKY VÝVOJ	
—	—	—	—	<i>Catamaspora nethorstii</i>	
—	—	—	—	<i>Aulisporites astigosus</i>	
—	—	—	—	<i>Dictyophyllites mertoni</i>	
—	—	—	—	<i>Dictyophyllites horvathi</i>	
—	—	—	—	<i>Concavisporites lunensis</i>	
—	—	—	—	<i>Concavisporites hexagonalis</i>	
—	—	—	—	<i>Rebusotrietes mesozoicus</i>	
—	—	—	—	<i>Loevigataspores teralis</i>	
—	—	—	—	<i>Loevigataspores tenuis</i>	
—	—	—	—	<i>Loevigataspores robustus</i>	
—	—	—	—	<i>Paraconcavisporites lunsensis</i>	
—	—	—	—	<i>Staraspores (Aulispora) puncta</i>	
—	—	—	—	<i>Camundacoidites alpinus</i>	
—	—	—	—	<i>Apiculataspores parvispinosus</i>	
—	—	—	—	<i>Apiculataspores hirsutus</i>	
—	—	—	—	<i>Apiculataspores spiniger</i>	
—	—	—	—	<i>Apiculataspores lativerrucosus</i>	
—	—	—	—	<i>Rolietrickia alpina</i>	
—	—	—	—	<i>Combaculataspores mesozoicus</i>	
—	—	—	—	<i>Camarazonosporites rudis</i>	
—	—	—	—	<i>Tigriaspores hallensis</i>	
—	—	—	—	<i>Styriaspores coaksanae</i>	
—	—	—	—	<i>Saturniasporites fischeri</i>	
—	—	—	—	<i>Saturniasporites jimbriulus</i>	
—	—	—	—	<i>Saturniasporites cf. granulatus</i>	
—	—	—	—	<i>Saturniasporites cf. paletoe</i>	
—	—	—	—	<i>Aratrisporites caryocarpinus</i>	
—	—	—	—	<i>Aratrisporites paraspinosus</i>	
—	—	—	—	<i>Aratrisporites cf. scabratus</i>	

Text. tab. 2

v Humenskom pohorí, sa nachádzajú niektoré, obidvom peľovým obrazom spoločné druhy a rody ako *Praecirculina grafiner*, *Triadispora cf. bälchii*, *T. stabilis*, *T. epigona*, *Aratrisporites* a *Monosulcites*.

Spórovo-peľový obraz z lokality Hradište pod Vrátnom obsahuje všetky druhy spór, ktoré sa vyskytujú v karne východných Álp a ktoré opísal W. Klaus (1960). Sú to triétne spóry zastúpené druhmi: *Aulisporites astigosus*, *Paraconcavisporites lunsensis*, *Camarazonosporites rudis*, *Combaculataspores mesozoicus*, *Praecirculina grafiner* a pre karn typické monoletné spóry rodu *Saturniasporites*. Okrem nich sa však v ňom nachádza aj viac dissakátnych peľových zrn (rod *Triadispora*, *Alisporites*, *Platysaccus*), ktoré sú typickejšie pre stredný keuper.

Na základe korelácie peľového obrazu opisovanej lokality s mikroflórou keupru B. W. Scheuring (1972); M. E. Pautsch (1971); T. Orłowska-Zwolinska 1972; K. Mädlar 1969; E. Schulz 1966 a R. Kräusel—O. Leschik 1955) prichádzame k záveru, že aj medzi nimi jestvuje zhoda, najmä pokiaľ ide o stredný keuper. Druhy, ktoré sú spoločné obom obdobiam, sú uvedené na textovej tabuľke 2.

Z hľadiska vývoja mikroflóry v triase, ako ju podáva W. Klaus

(1972), patrí spórovo-peľový obraz študovaného územia do obdobia, kedy prestávajú prevažovať sporomorfy so vzdušnými vakmi typické pre spodný až stredný trias a objavuje sa bezkrídlový peľ. Sú to skupiny „*Circumpolles*“ a „*Triletes*“, ktoré charakterizujú vrchný trias ale pretrvávajú až do spodnej kriedy. Pritom rod „*Circulina*“ a druh *Riccisporites tuberculatus*, typické pre nor a rét, sa v opisovanom peľovom obraze nevyskytujú.

V opísanom spoločenstve spór a peľu sa našli aj malé formy z mikroplanktónu, ktoré patria pravdepodobne do rodu *Micrhystridium*. Poukazuje na morské sedimentačné prostredie a na prehlbovanie morského dna.

Záver

V závere tejto práce môžeme zhrnúť výsledky litologicko-stratigrafického štúdia do nasledujúcich bodov:

1. Z litologicko-petrografického hľadiska sa opísané súvrstvie zhoduje s lunzskými vrstvami Karpát.

2. Tmavé pelitické súvrstvie zaraďujeme na základe makrofauny (*Halobia rugosa*) a výskytu vrchnotriasovej mikroflóry (*Saturnisporites fischeri*, *S. granulatus*, *Aulisporites astigmaticus*, *Aratrisporites corylisemini*, *Ovalipollis grebae*) do karnu (jul — zóna *Trachyceras aonoides*).

3. Preštudované lunzské vrstvy sa stýkajú s mladším flyšoidným súvrstviem kremitých pieskocov, ktoré obsahujú polohy piesčitých bridlíc. Vypĺavená *Globerina trilocolinoides* Plummer (určila V. Gašparová) indikuje paleogén. Litologická skladba paleogénneho a lunzského súvrstvia je v študovanom území, ako i v hlbinných vrtoch Lakšárska Nová Ves 3 a Šaštín 10 podobná a odlišiť ich možno iba na základe biostratigrafie.

Do tlače odporučil A. Biely

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II, s. 1—375. Bratislava.
- BIELY, A.—JANÁČEK, J.—KULLMANOVÁ, A.—LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedskej panvy. Archív GÚDŠ, s. 1—1548. Bratislava.
- BUDAY, T.—CAMBEL, B.—MAHEL, M. a kol. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-33-XXXV, M-33-XXXVI Wien—Bratislava, s. 1—247. Bratislava.
- BUDAY, T. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Gottwaldov, s. 1—238; tab. I—XI. Praha.
- CLARKE, R. F. A. 1965a: Keuper miospores from Worcestershire, England, *Paleontology*, 8, Nr. 1, s. 294—321. London.
- COUPER, R. A. 1958: British Mesozoic Microspores and Pollen grains, a systematic and stratigraphic study, *Paleontographica*, B, č. 103, 75—179. Stuttgart.
- ČORNÁ, O. 1969: Palynological Results of Comparative Maceration of Marine Sediments. *Geol. zborn. Slov. akad. vied*, XX, 1, s. 195—199. Bratislava.

- ČORNÁ, O. 1969: Some Triassic Miospores from West Carpathians, Geol. zborn. Slov. akad. vied, 20—1, 177—193. Bratislava.
- KITTL, E. 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 2, s. 1—229, 37, obr. 10 tab. Wien.
- KLAUS, W. 1960: Sporen der ostalpinen Trias, Jb. geol. Bundesanstalt S. zv. 5, 107—184, 14 obr. Wien.
- KLAUS, W. 1972: Zur Aufbereitungstechnik und Stratigraphie von Trias — Sporen. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. zv. 21, s. 417—435. Innsbruck.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. 1962: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska II. Systematická časť. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied. 13, 1, s. 13—80, 6 tab. Bratislava.
- KRÄUSEL, R.—LESCHIK, G. 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. Schweiz. paleont. Abh. zv. 72, s. 5—68. Basel.
- KULLMANOVÁ, A.—KOCHANOVÁ, M.—SNOPKOVÁ, P.—SAMUEL, O. 1969: O dvojakom veku „lunzsých vrstiev“ v podloží neogénu viedenskej panvy. Geol. práce, Správy 50, s. 1—64, 3 tab. Bratislava.
- KRYSTYN, L. 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). Verh. Geol. Bundesanst., Jhg. 1973, 1, str. 113—153, 7 obr., 5 tab. Wien.
- MAHEE, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR díl II, Západní Karpaty sv. I, s. 1—486, tab. I—LVI. Praha.
- MARSCHALKO, R.—PULEC, M. 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. zborník XVIII/2, s. 331—344. Bratislava.
- MÄDIĚR, K. 1964: Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der deutschen Trias, Beih. Geol. Jb. č. 65, 174. Hannover.
- MOJSISOVICS, E. 1874: Über die triadischen Pelecypoden — Gattungen Daonella und Halobia. Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. 7, 2, 5 tab. 38. Wien.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. 1972: Stratygrafia osadow kajpru w profilu wiertniczym Boza Wola na podstawie badań sporowo-pylkowych. Kwartalnik Geologiczny, t. 16, n. 2, s. 301—313. Warszawa.
- PAUTSCH, M. E. 1958: Keuper sporomorphs from Swierczyna, Poland, Micropaleontology 4, č. 3, s. 321—325. New York.
- PAUTSCH, M. E. 1971: Sporomorphs of the upper Triassic from a borehole at Trzciana near Mielec (S. Poland). Acta paleobot. zv. 12, č. 1, s. 1—59. Krakow.
- PFLUG, H. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte, Paleontographica. zv. 95, s. 60—171. Stuttgart.
- PETTIJOHN, J. 1957: Sedimentary Rocks, Harper — Brothers, s. 1—718. New York.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Contribution to palynological research of lunz beds in West-Carpathian region. Geol. práce, Správy 58, s. 57—77. Bratislava.
- PERŽEL, M. 1964: Správa o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Správy geologického výskumu v r. 1963, 2, s. 66—67. Bratislava.
- PLAYFORD, G. und DETTMANN, M. E. 1965: Rhaeto Liassic Plant Microfossiles from the Leigh — Creek Coal Measures, South Australia, Senck, leth. 46, č. 2/3, 127—181. Frankfurt.
- PULEC, M. 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzsých vrstvách. Geol. práce, Správy 33, s. 209—216, tab. XV—XVI. Bratislava.
- RUCHIN, L. B. et al. 1958: Spravočnoje rukovodstvo po petrografii osadočnych porod. s. 79—94. Leningrad.
- SCHULZ, E. 1965: Sporae dispersae aus der Trias von Thüringen, Mitt. Zentralen, Geol. Inst. 1, 257—287. 4 Tf. 1, Abb., 1. Tab. Berlin.

- SCHULZ, E. 1966: Über einige spores dispersae aus dem älteren Mesophytikum Deutschlands, Geol. Beihet 55. Berlin.
- SCHEURING, B. W. 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers in Bülchentunnel, Schweiz. Paläont. Abh., zv. 88, 3—119. Basel.
- SNOPKOVÁ, P. 1973: Palinologické vyhodnotenie vzoriek zo štruktúrneho vrhu MLS-1, Správa, Archív GÚDŠ. Bratislava.
- ŠVECOV, M. S. 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV, s. 1—446, tab. 1—140. Bratislava.
- VISSCHER, H. 1966: Paleobotany of the phytic III. Plant Microfossils from the Upper Bunter of Hengelo, the Netherlands, Acta Bot. Neerl. 15, 316—375. Utrecht.

Vysvetlivky k tabuľkám I—XXI

Všetky mikrofotografie sú zväčšené 1000×

Tabuľka I

- 1—2 *Calamospora nathorstii* (Halle) Klaus 1960, vz. č. 1
 3 *Aulisporites astigosus* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. 50 m J vo svahu
 4—5 *Aulisporites* cf. *astigosus* (Leschik 1955) Klaus 1960
 6 ? *Aulisporites astigosus* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. č. 1, vz. 1 — profil II.

Tabuľka II

- 1 *Dictyophylitides* cf. *mortoni* (De Jersey) Playford et Dettmann 1965, vz. č. 1
 2—3 *Dictyophylitides mortoni* (De Jersey) Playford et Dettmann 1965, vz. č. H-4
 4—5 *Dictyophylitides harrisii* Couper 1958, vz. č. 1
 6—9 *Dictyophylitides* cf. *harrisii* Couper 1958, vz. č. 1, H-4
 10—11 *Concavisporites tumidus* Playford 1965, vz. H-4
 12 *Concavisporites* cf. *tumidus* Playford 1965, vz. 50 m J vo svahu

Tabuľka III

- 1—2 *Concavisporites tumidis* Playford 1965, vz. č. 1
 4—5 *Concavisporites tumidus* Playford 1965, vz. č. 1b
 3—6 *Concavisporites* cf. *hexagonalis* Kedves—Simoncsics 1969, vz. č. H-4
 7—8 *Concavisporites* cf. *tumidus* Playford 1965, vz. 50 m J vo svahu
 9 *Laevigatisporites* cf. *toralis* Kräusel—Leschik 1955, vz. č. H-4
 10, 11 *Laevigatisporites tenuis* Kräusel—Leschik 1955, vz. H-4
 12 *Laevigatisporites* cf. *tenuis* Kräusel—Leschik 1955, vz. č. 5/5

Tabuľka IV

- 1 *Retusotriletes mesozoicum* Klaus 1960, vz. č. 1
 2 *Retusotriletes mesozoicum* Klaus 1960, vz. č. 1b
 3—6 *Retusotriletes mesozoicum* Klaus 1960, vz. č. 3
 4, 5 *Paraconcavisporites lunzensis* Klaus 1960, vz. č. 1, 1a
 7—12 *Paraconcavisporites lunzensis* Klaus 1960, vz. H-4, vz. č. 1, 3, 2

Tabuľka V

- 1, 2 *Stereisporites (Anulispora) puncta* (Klaus 1960) Schulz 1970, vz. č. 1, 1b
 3 *Distalanulisporites punctus* Klaus 1960, vz. č. 1

- 4 *Stereisporites* fsp. n. č. 1b
- 5—6 *Baculatisporites comaumensis* Klaus 1960, vz. č. 1, H-5
- 7—8 *Apiculatisporites hirsutus* Kräusel—Leschik 1955, vz. č. H-5, H-4
- 9 *Apiculatisporites* cf. *hirsutus* Kräusel—Leschik 1955, vz. H-5
- 10—12 *Apiculatisporites* cf. *spiniger* Kräusel—Leschik 1955, vz. H-4, H-5, H-5/6
- 13—14 *Apiculatisporites parvispinosus* (Leschik 1955) R. Pot. 1956, vz. H-2, 1a
- 15 *Apiculatisporites* cf. *parvispinosus* (Leschik 1955) R. Pot. 1956, vz. H-5

Tabuľka VI

- 1—2 *Apiculatisporites parvispinosus* (Leschik 1955) R. Pot. 1956, vz. H-4, H-5/6
- 3 *Apiculatisporites* cf. *parvispinosus* (Leschik 1955) R. Pot. 1956, vz. č. 1b
- 4—5 *Apiculatisporites telephorus* Klaus 1960, vz. 50 m J vo svahu
- 6—7 *Camarozonosporites* cf. *rudis* Klaus 1960, vz. 2
- 8—9 *Camarozonosporites rudis* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. č. 2
- 10—11 *Raistrickia alpina* Kavary 1972, vz. H-1

Tabuľka VII

- 1—2 *Combaculatisporites* cf. *mesozoicus* Klaus 1960, vz. č. 2
- 3—4 *Combaculatisporites mesozoicus* Klaus 1960, vz. č. 2
- 5 cf. *Combaculatisporites*, vz. 50 m J vo svahu
- 6 ? *Combaculatisporites*, vz. H-1

Tabuľka VIII

- 1, 6 *Styxisporites cooksonae* (Klaus 1960), vz. č. 2
- 2, 5 *Camarozonosporites rudis* Klaus 1960, vz. H-4
- 3 *Styxisporites* cf. *cooksonae* Klaus 1960, vz. 50 m J vo svahu
- 4 *Duplexisporites gyratus* Clarke 1965, vz. č. 1

Tabuľka IX

- 1 *Styxisporites cooksonae* 1960, vz. č. 2
- 2 *Saturnisporites* cf. *fischeri* Klaus 1960, vz. č. 3
- 3 *Saturnisporites* cf. *paletae* Klaus 1960, vz. H-1
- 4 *Saturnisporites* cf. *granulatus* Klaus 1960, vz. H-4
- 5 *Saturnisporites granulatus* Klaus 1960, vz. H-3

Tabuľka X

- 1—2 *Aratrisporites paraspinosus* Klaus 1960, vz. č. 1
- 8 *Saturnisporites* cf. *fischeri* Klaus 1960, vz. 1b
- 4—5 *Aratrisporites* cf. *coryliseminis* Klaus 1960

Tabuľka XI

- 1 *Aratrisporites paraspinosus* Klaus 1960, vz. 2
- 2 *Aratrisporites* cf. *paraspinosus* Klaus 1960, 50 m J vo svahu
- 3 cf. *Saturnisporites*, vz. 1b
- 4 cf. *Vitreisporites*, vz. 3
- 5 ? *Aratrisporites coryliseminis* Klaus 1960, vz. 1

Tabuľka XII

- 1—2 *Ovalipollis lwnzensis* Klaus 1960, vz. 2, vz. 1a
- 3—4 *Ovalipollis* cf. *grebae* Klaus 1960, vz. 1a, 1b
- 5—6 *Ovalipollis minimus* Scheuring 1972, vz. H-5

Tabuľka XIII

- 1 *Ovalipollis ovalis* (Krutzsch 1955) Scheuring 1972, vz. 3
- 2—4 *Ovalipollis* cf. *lunzensis* Klaus 1960, vz. 4, H-1
- 3 *Ovalipollis* cf. *ovalis* (Krutzsch 1955) Scheuring 1972, vz. 1
- 4 *Ovalipollis ovalis* (Krutzsch 1955) Scheuring 1972, vz. 1

Tabuľka XIV

- 1 *Minutissaccus* cf. *subcarpaticus* Pautsch 1971, vz. H-5
- 2 *Chordasporites singulichorda* Klaus 1960, vz. 2
- 3 *Taeniasporites* fsp., H-1
- 4 *Chordasporites* fsp., vz. 1
- 5 *Taeniasporites kräuseli* Leschik 1955, vz. H-5
- 6 *Taeniasporites* cf. *novimundi* Jansonius 1962, vz. 1

Tabuľka XV

- 1 *Taeniasporites kräuseli* Leschik 1955, vz. 3
- 2, 3 *Praecirculina granifer* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. 2
- 4, 5 *Taeniasporites kräuseli* Leschik 1955, vz. 1
- 5, 6 *Duplicisporites granulatus* Leschik 1955, vz. 1

Tabuľka XVI

- 1—2 *Praecirculina* cf. *granifer* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. H-1
- 3 *Enzonalaspores tenuis* (Leschik 1955) Klaus 1960
- 4 *Enzonalaspores* fsp., vz. 2
- 5 *Enzonalaspores tenuis* (Leschik 1955) Klaus 1960, vz. 1a
- 6, 7 *Enzonalaspores* cf. *obliquus* (Leschik 1955), vz. 1b

Tabuľka XVII

- 1 *Patinasporites* cf. *iustus* Klaus 1960, vz. 2
- 2—3 *Vitreisporites pallidus* (Reisinger) Nilson 1958, vz. H-4
- 4—5 *Vitreisporites*, vz. H-4, 50 m J vo svahu
- 6 *Alisporites* cf. *robustus* Nilson 1968, vz. H-4
- 7 *Vitreisporites* fsp.

Tabuľka XVIII

- 1 *Alisporites* cf. *aequalis* Mädler 1964, vz. H-1
- 2 *Scopulisporites* cf. *toralis* Kräusel—Leschik 1955, vz. 2
- 3 *Triadispora* fsp., vz. H-3
- 4 *Platyssaccus* cf. *papilionis* Klaus 1964, vz. 1a
- 5 *Monosulcites* cf. *crassiexinus* Jain 1968, 50 m J vo svahu

Tabuľka XIX

- 1 *Triadispora* fsp., vz. 1
- 2 *Triadispora* cf. *epigona* Klaus 1964, vz. 2
- 3 *Platyssaccus* fsp., vz. 1a
- 4 *Monosulcites minimus* Cookson 1947, vz. 1b
- 5 *Cycadopites* fsp., vz. 1
- 6 *Pityosporites neomundanus* (Leschik 1955), vz. 2
- 7 *Monosulcites* cf. *perforatus* Mädler 1964, vz. H-5

Tabuľka XX

- 1 *Monosulcites* cf. *subgranulatus* Couper 1958, vz. H-4
- 2—3 *Ginkgocycadophytus* fsp., vz. H-4, 50 m J vo svahu
- 4—6 *Michrhystridium* fsp., vz. H-5
- 7 *Ginkgocycadophytus* fsp., Scaninig mikr., vz. H-1, zväčšené 1600 X

Tabuľka XXI

- 1 *Carnites floridus* (Wulfen), Lak. Nová Ves-7, hĺbka 4179—81 m, X 1,5.
- 2 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Hradište p. Vrátnom, X 2.
- 3 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Lak. Nová Ves-7, hĺbka 4179—81 m, X 2.
- 4 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Lak. Nová Ves-7, hĺbka 4175—79 m, X 2.
- 5 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Hradište p. Vrátnom, X 2.
- 6 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Hradište p. Vrátnom, X 2.
- 7 *Halobia rugosa* G ü m b e l, Lak. Nová Ves, hĺbka 4175—79 m, X 2.

M. Kochanová—A. Kullmanová—P. Snopková

Vorkommen der Lunzer Schichten bei Hradište pod Vrátnom (Jablonicaer Gebirge, Westkarpaten, Slowakei)

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Der dunkle Schichtkomplex von flyschoidem Charakter am Nordrande des Mesozoikums im Jablonicaer Gebirge südlich von der Ortschaft Hradište pod Vrátnom, kommt in der Nachbarschaft der jüngeren Sedimente des Myjava-Hügellandes vor. Es wurde als neogene Ausfüllung des Grabens Plavecká priekopa betrachtet. Nach den durchgeführten lithologisch-petrographischen und biostratigraphischen Untersuchungen können wir beweisen, dass ein Teil dieser Schichtfolge den Lunzer Schichten, stratigraphisch der Karnischen Stufe (Jul-Zone *Trachyceras aonoides*) zuzurechnen ist.

Was den lithologisch-petrographischen Charakter betrifft, überwiegen in diesen Lagen die aus den dunklen mergeligen und mergelig-sandigen Schiefen bestehenden Pelite, die mit Lunzer Schichten von anderen Gebieten der Westkarpaten übereinstimmen. In diesen mergeligen Schichten haben wir eine Makrofauna sowie auch eine reiche Vergesellschaftung von Pollen gefunden. Die Makrofauna ist überwiegend durch die Jugendstadien der Art *Halobia rugosa* G ü m b e l vertreten. Die Korrelation mit der Makrofauna aus den Tiefbohrungen (Lakšárska Nová Ves 3 und 7 und Šaštín 10) wo die Jugendstadien zusammen mit den erwachsenen Individuen vertreten sind, ermöglichte uns die Bestimmung der erwähnten Exemplaren durchzuführen. Das Vorkommen von *Halobia rugosa* in der Tiefbohrung Lakšárska Nová Ves 7, sowie auch im Aufschluss bei der Ortschaft Bláže in der Niederen Tatra, ist von der Art *Carnites floridus* begleitet (Taf. XXI). Seine stratigraphische Reichweite in den Al-

pen ist Cordevol — Jul (Zone d. *Trachyceras aon* und *Trachyceras aonoides*). Nach den gegenwärtigen Kenntnissen tritt er in den Westkarpaten nur in den Schichten, die der Zone *Trachyceras aonoides* entsprechen, auf.

Die Analyse der Pollen zeigte, dass vom stratigraphischen Standpunkt diese in drei Gruppen gegliedert werden können. Der ersten Gruppe gehören jene Pollen an, deren stratigraphische Reichweite überwiegend Karn ist, mit den folgenden Arten: *Aulisporites astigmosus* (Leschik) Klaus, *Combaculisporites mesozoicus* Klaus, *Tigrisporites cooksonae* Klaus, *Saturnisporites fischeri* Klaus, *S. fimbriatus* Klaus, *S. granulatus* Klaus, *Aratrisporites coryliseminis* Klaus, *A. scabratus* Klaus, *Ovalipollis lunzensis* Klaus, *O. grebae* Klaus, *O. minimus* Schauring, *Praecirculina graniferi* (Leschik) Klaus und *Duplicisporites cf. granulatus* Leschik.

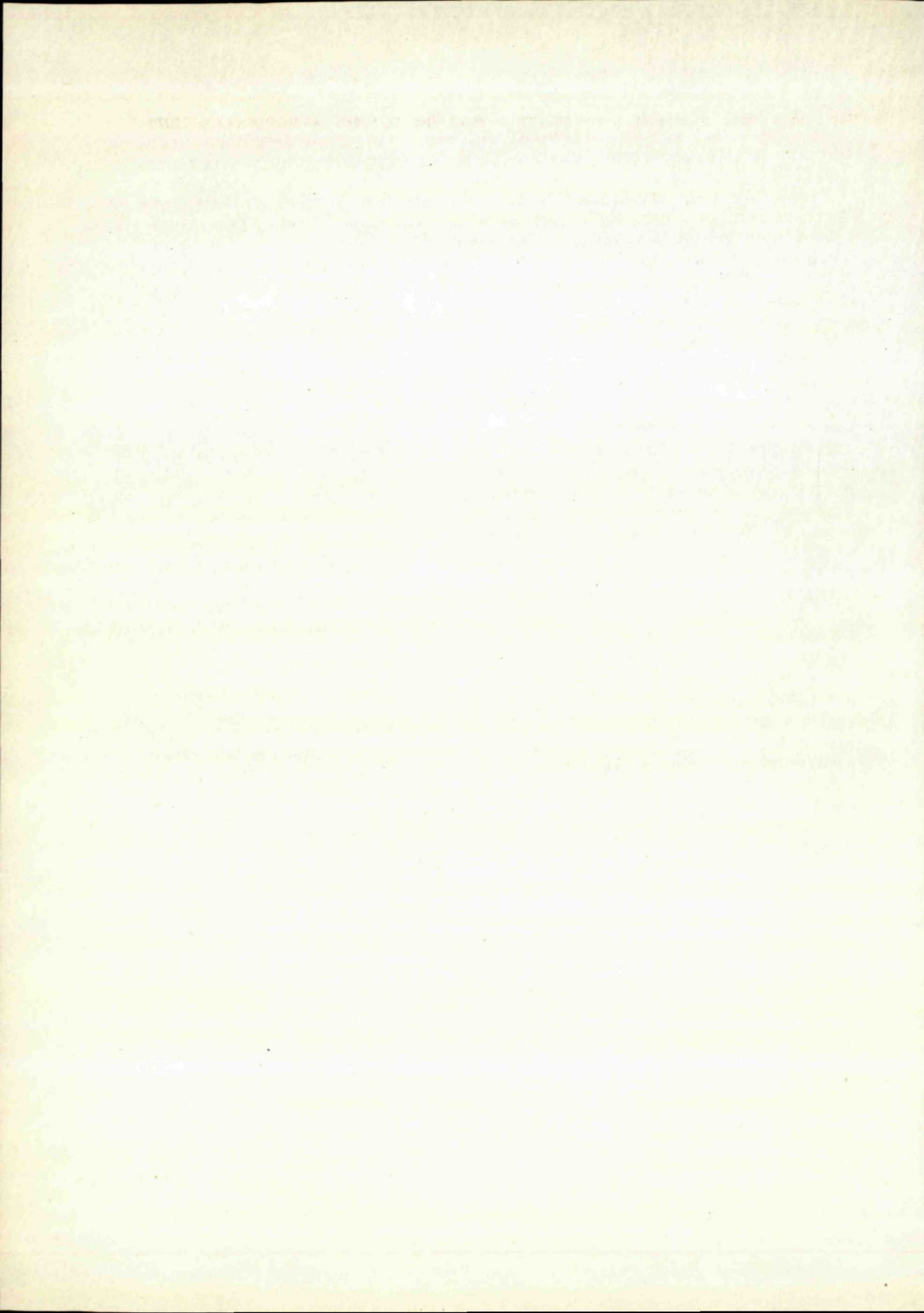
Pollen der zweiten Gruppe kommen im Karn und Mittelkeuper, aber auch im Rhaet beziehungsweise Unterlias vor. Zahlreiche Vertreter dieser Gruppe sind: *Retusotriletes mesozoicus* Klaus, *Laevigatisporites toralis* Leschik, *L. robustus* Kräusel—Leschik, *L. tenuis* Kräusel—Leschik, *Paraconcavisporites lunzensis* Klaus, *Osmundacites alpinus* Klaus, *Apiculatisporites parvispinosus* (Leschik) R. Pot. et Krp., *A. hirsutus* Kräusel—Leschik, *A. spiniger* Kräusel—Leschik, *Raistrickia alpina* E. Kavry, *Camarazonosporites rudis* (Leschik).

Die kleinste, dritte Gruppe bilden Pollen, die in der Trias so wie auch im Lias zu finden sind, und zwar die Arten: *Calamospora nathorstii* (Halle) Klaus, *Dictiophylitides mortoni* (De Jersey) Playf. — Latt., *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilson.

Das beschriebene Pollenspektrum enthält alle Arten, die aus dem Karn der Ostalpen von W. Klaus (1960) beschrieben wurden.

Die Lunzer Schichten aus dem studierten Gebiet befinden sich im Kontakt mit den jüngeren Quarzitsandsteinen und sandigen Schiefern, aus welchen *Globigerina triloculinoidea* Plummer bestimmt wurde (V. Gašpariková) und die für Paläogen charakteristisch ist. Analogische lithologisch-stratigraphische Verhältnisse kennen wir in den Westkarpaten schon aus den Tiefbohrungen Lakšárska Nová Ves 3 und Šaštín 10.

Übersetzt von M. Kochanová



Anna Kullmanová—Mária Kochanová

Výskyt liasu adnetskej fácie v Jablonickom pohorí

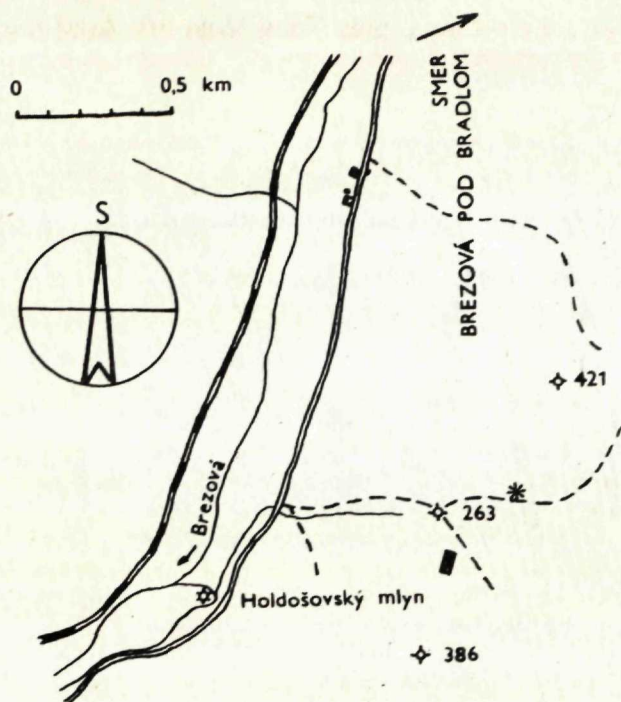
[1 obr. v texte, 3 tab. na kriede -- XXII—XXIV, nemecké resumé]

Abstract. In the western part of Jablonické pohorie Mountains there were found the limestones of Adneth facies, which have not been known in this area so far. Their Pliensbachian age is evidenced by the following specimens: *Cirpa fronto* (Quenstedt), *Rudirhynchia rudis* Buckman, *Cincta numismalis* (Lamarck), *Rimihynchia elevata* Buckman, *Zeilleria waterhousei* (Davidson) (determined by J. Pevný), *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), *Chlamys (Praechlamys) verticilla* (Stoliczka), *Plagiostoma punctatum* Sowerby (determined by M. Kochanová) and *Androgynoceras cf. capricornum* (Schloenbach) (determined by M. Rakús). From the lithological, microfacial and biostratigraphical point of view, the described limestones are identic with the limestones of the Adneth facies of Gemerides (Slovak Karst) at the locality Drienkova hora near the village Drnava.

Východne od Holdošovského mlyna, južne od Brezovej pod Bradlom, na severnom svahu kóty 386,0 (obr. 1) leží menší odkryv vápencov adnetskej fácie (dĺžka 4 m, výška 1,7 m), ktoré tu dosiaľ neboli známe. Z litologického hľadiska sú reprezentované mäsovoružovými celistvými a organogénnymi vápencami, ktoré majú miestami nevýrazne hľuznatý charakter. Vápence sú masívne, no často rozpukané a temer lavicovité. Obsahujú pomerne bohaté spoločenstvo liasovej makrofauny. V najväčšom množstve sa vyskytujú brachiopódy a bivalvie, zriedkavejšie belemnity, ammonity a gastropódy. Brachiopódy sú na rozdiel od ostatných organizmov rekryštalizované a výplň ich schránky tvorí svetlý kryštalický kalcit. Uprostred základnej hmoty sa často nájdu nahromadeniny krinoidových článkov, čím vápence pripomínajú hierlatzskú fáciu. Väčšie množstvo limonitu miestami spôsobuje, že vápence sú tmavšie sfarbené.

Študované horniny na základe mikroskopického vyhodnotenia označujeme ako biomikrity. Bazálna časť horniny je mikritická, v ktorej sa vo väčšom množstve vyskytuje organogénny detrit.

Niektoré organické zvyšky ako napr. prierezy schránok ostrakódov sú rozptýlené po celej hornine, kým krinoidové články, ihlice húb a foraminifery sú zasa nahromadené na jednom mieste. Najbohatšie sú však zastúpené krinoidy a ich vnútorná sieťová štruktúra je zvýraznená limoniforaminifery (tab. XXII), z ktorých boli určené nasledujúce druhy: *In-*



◆ 405 Geografická situácia študovanej oblasti
Geographische Position des studierten Gebiets

volutina liassica (Jones), *Vidalina martana* Farinacci, *Lenticula* a *Nodosaria* sp. Okrem vyššie uvedených organických zvyškov sa v detritu sp. a *Nodosaria* sp. Okrem vyššie uvedených organických zvyškov te nachádzajú ešte kalcifikované ihlice húb, prierezy schránok gastropodov, ammonitov a belemnitov.

Presnejšie stratigrafickú pozíciu týchto vápencov určuje makrofauna, podľa ktorej ide o pliensbach, ako to potvrdzujú nasledujúce druhy (tab. XXIII): *Cirpa fronto* (Quenstedt), *Rudirhynchia rudis* Buckman, *Cincta numismalis* (Lamarck), *Rimirhynchia elevata* Buckman, *Zeilleria waterhousi* (Davidson) (určil J. Pevný), *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), *Chlamys (Praechlamys) verticilla* (Stoliczka), *Plagiostoma punctatum* Sowerby (určila M. Kochanová) a *Androgynoceras cf. capricornum* (Schloenbach) (určil M. Rakús).

Lokalita „Východne od Holdošovského mlyna“ spadá do oblasti, ktorá bola kartograficky vyčleňovaná ako rét (M. Peržel 1963, M. Mahel 1967). Výskyt ružových celistvých organogénnych, miestami pseudohluznatých liasových vápencov adnetskej fácie je teda novým poznatkom. Porovnanie týchto vápencov s vápencami adnetskej fácie gemeridnej jednotky z Drienkovej hory pri Drnave ukázalo, že sa litologicky, mikrofaciálne a biostratigraficky zhodujú. Totožné je aj mikrofaciálne spoločen-

stvo obidvoch lokalít. Makrofauna opisovanej lokality je v porovnaní s Drienkovou horou bohatšia počtom druhov aj jedincov, najmä pokiaľ ide o brachiopódy a bivalvie. K ich spoločným druhom patria *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka) a *Androgynoceras cf. capricornum* (Schloenbach). Na blízke genetické vzťahy s gemeridami poukazuje aj prítomnosť svetlých wettersteinských vápencov v triase Jablonického pohoria.

Opísané adnetské vápence, najmä však ich pomer k vyčlenenému pestrému súvrstviu rétu v Jablonickom pohorí (M. Peržel 1963) si vyžiada ďalšie štúdium, a preto má tento článok len informatívny charakter.

Do tlače odporučil A. Biely

Literatúra

- BYSTRICKÝ, J.—MAHEL, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geologica carpath. XXI, 1, str. 191—196, text. obr. 1. Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. guide to Excursion X. Congres of Carpathian-Balkan Geological Association, str. 1—37, text. obr. 35. Bratislava.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1961: Nové nálezy hlavonožcov v liase južnejších pásiem Slovenska. Geol. Sbor. Slov. akad. vied 12, 1. Bratislava.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty 1, str. 1—486, text. obr. 1—70, tab. I—LVI. Praha.
- MELLO, J. 1970: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000 list Jablonov n/T. a Pavlovský vrch. Archív GÚDŠ, str. 1—149. Bratislava.
- PERŽEL, M. 1964: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, str. 66—67. Bratislava.
- PERŽEL, M. 1966: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. 38, str. 87—97, text. tab. 1. Bratislava.
- PERŽEL, M. 1966: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Biele Pohorie der Malé Karpaty. Geol. Sbor. Slov. akad. vied XVII, 1, str. 157—166, taf. XVIII—XIX. Bratislava.
- RAKÚS, M. 1967: Jura gemeríd Západných Karpát. Archív GÚDŠ, str. 1—12. Bratislava.
- SOWERBY, J. 1812—1846: The Mineral Conchology of Great Britain. 1—7, 1295 str., 648 tab. London.
- STOLICZKA, F. 1861: Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatz-Schichten. Sitz. — Ber. K. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl., str. 157—204, 7 tab. Wien.

Vysvetlivky k tabuľkám XXII—XXIV

Tabuľka XXII

1 krinoidovo-foraminiferový biomikrit

zváčš.: 130 X

2 *Involutina liassica* (Jones)

zváčš.: 240 X

lokalita: Holdošovský mlyn—Jablonické pohorie

Tabuľka XXIII

1 krinoidovo-foraminiferový biomikrit

zváčš.: 95 X

2 *Involutina liassica* (Jones)

zváčš.: 240 X

lokalita: Drienková hora pri Drnave

Tabuľka XXIV

1—3 *Rimirhynchia elevata* Buckman, X 2

4—6 *Rudirhynchia rudis* Buckman, X 2

7 *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), ľavá miska, X 1,5

8 *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), pravá miska, X 1,5

9 *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), ľavá miska — detail skulptúry, X 4

**Vorkommen des Lias der Adnether Fazies
im Jablonica Gebirge
(Westkarpaten, Slowakei)**

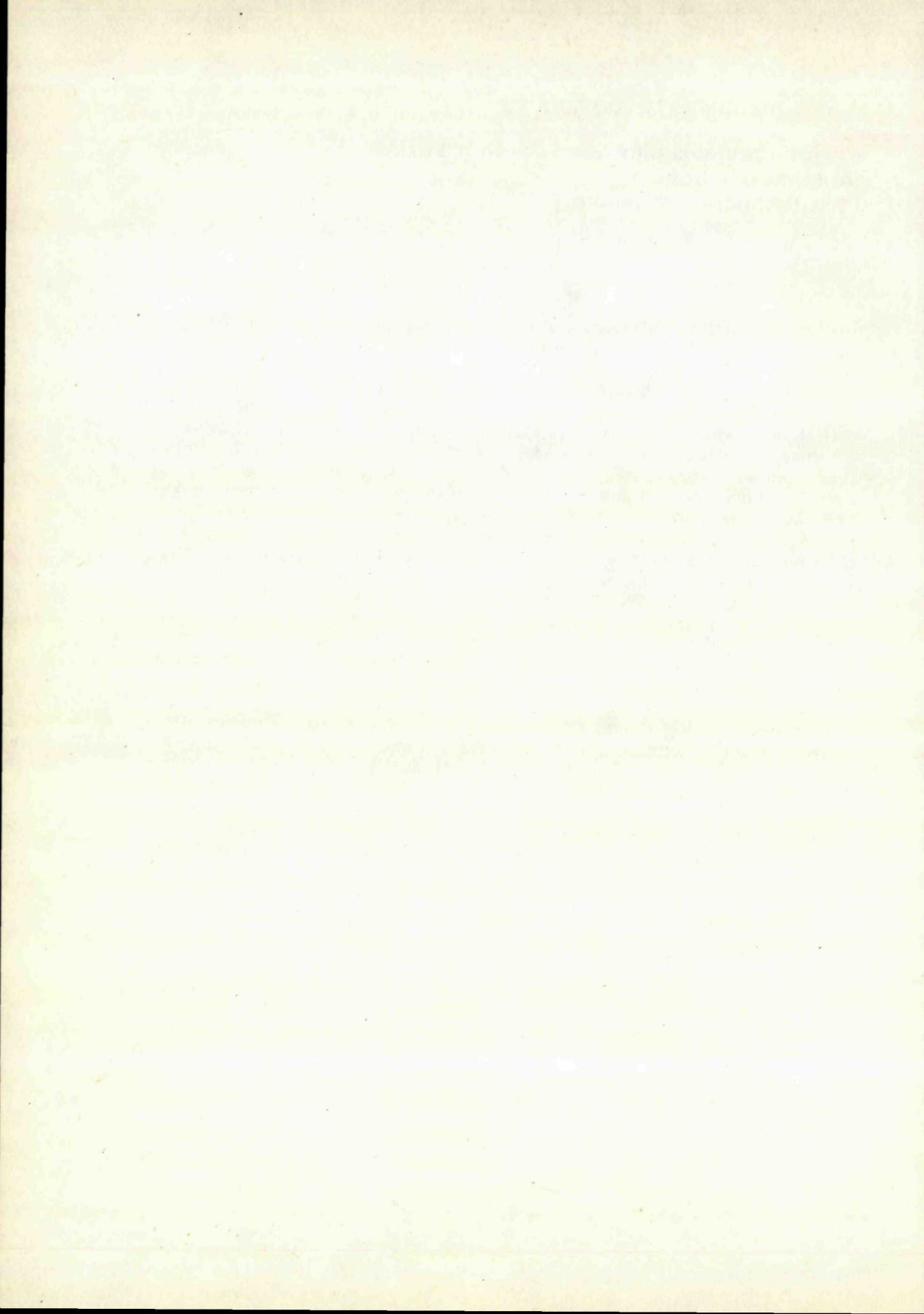
Zusammenfassung der slowakischen Textes

In dem westlichen Teil des Jablonica Gebirges südlich von der Ortschaft Brezová pod Bradlom sind in einem kleinen Aufschluss die Kalksteine der Adnether Fazies festgestellt worden. Es handelt sich um den ersten Fund dieser Fazies im erwähnten Gebiet. Vom lithologischen Standpunkt zeigen sich diese Gesteine als fleischrosa, massige organisch-detritische, örtlich auch undeutlich knollige Kalke. Sie enthalten eine ziemlich reiche Vergesellschaftung von Organismen, die durch Brachiopoden, Bivalvien, Gastropoden, Ammoniten, Foraminiferen und Krinoiden vertreten sind. Das liassische Alter dieser Kalksteine wurde durch Foraminiferen belegt und durch Makrofauna als Pliensbach präzisiert. Zu diesen Arten gehören: *Involutina liassica* (Jones), *Vidalina martana* Farinacci, *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. (bestimmt von A. Kullmanová), *Cirpa fronto* (Quenstedt), *Rudirhynchia rudis* Buckman, *Cincta numismalis* (Lamarck), *Rimirhynchia elevata* Buckman, *Zeilleria waterhousi* (Davidson) (bestimmt von J. Pevný), *Chlamys (Praechlamys) rollei* (Stoliczka), *Chlamys (P.) verticilla* (Stoliczka), *Plagiostoma punctatum* Sowerby (bestimmt von M. Kochanová) und *Androgynoceras* cf. *capricornum* (Schloenbach) (bestimmt von M. Rakús).

Was den lithologischen, microfaziellen und biostratigraphischen Charakter dieser Kalksteine betrifft, können sie mit denen der Adnether Fazies der Gemeriden (Slowakischer Karst) auf der Lokalität Drienkova hora bei der Ortschaft Drnava als identisch betrachtet werden. Auf die nahen genetischen Beziehungen mit den Gemeriden ist auch auf Grund der Anwesenheit der Wettersteinkalke im Jablonica Gebirge zu schliessen.

Die beschriebenen Kalksteine der Adnether Fazies im Jablonica Gebirge, besonders ihre Position zu der bunten rhätischen von M. Peržel (1963) kartographisch gegliederten Schichtfolge, verlangt noch eine weitere Forschung.

Übersetzt von M. Kochanová



Eva Planderová—Milan Polák

O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry

(1 obr. v texte, 3 tab. na kriede — XXIX—XXXI)

Abstract. In the mantle series of the Lubochňa Massif in the Belanská dolina valley, in the dark shales found was an abundant spore-pollen association which is the most reliable evidence of the Karnic age of the sequence under study.

Obalová séria Lubochňianskeho masívu, obnažená v Belanskej doline vo forme tektonického okna, obsahuje okrem jursko-kriedových vrstiev aj komplex dolomitov považovaných za stredný trias (J. Bystričský 1956). Vo vrchnej časti dolomitov sa vyskytujú vložky a medzivrstvičky čiernych ílovitých a slienitých bridlíc, z ktorých sme získali pomerne bohaté mikrofloristické spoločenstvo indikujúce karnický vek vrstiev.

Spodná časť dolomitického súvrstvia, dosahujúceho mocnosť 100 až 150 m, je vytvorená z monotónnych tmavosivých, lavicových, celistvých, jemnokryštalických, miestami pórovitých dolomitov. Hrúbka lavíc sa pohybuje od 100 do 150 m. Ojedinele sú dolomity masívne a sú sfarbené do ružova.

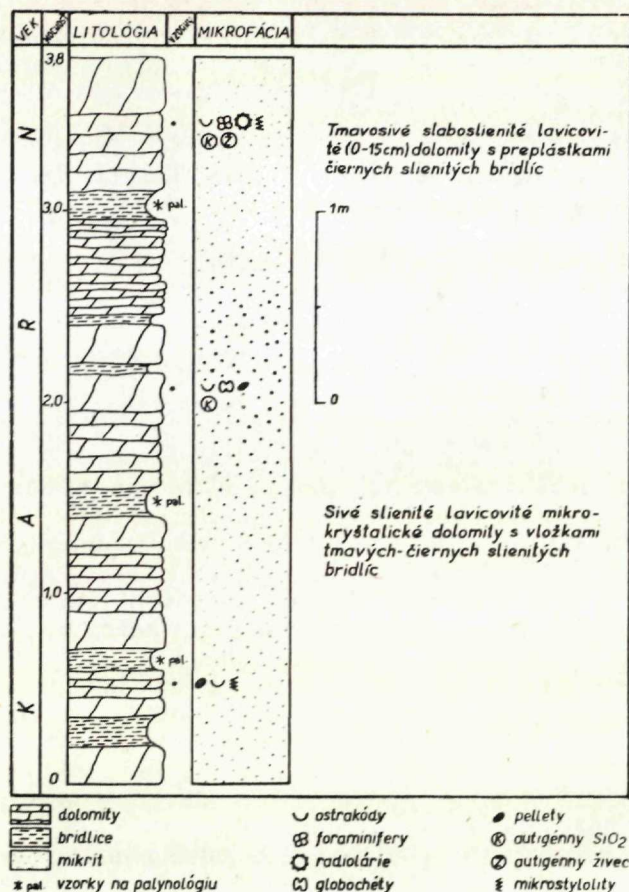
Vrchnejšia časť súvrstvia je veľmi dobre odkrytá v záreze poľnej cesty (zvažnice) vedúcej do bočnej doliny Došná.

Tvoria ju tmavosivé, lavicové (5—15 cm), slaboslienité, celistvé, do hneďa zvetrávajúce dolomity (tab. XXIX, obr. 1, 2), často s nerovnými vrstevnými plochami. Dolomity obsahujú vložky a medzivrstvičky čiernych ílovitých a slienitých, bituminózných bridlíc a ílovcov, ktorých mocnosť sa pohybuje od 3 do 20 cm.

Dolomity v zmysle R. L. Folk (1959) zodpovedajú predovšetkým mikritom, pellmikritom a biomikritom. Allochémy sú zastúpené hlavne pelletmi, ktoré sú vytvorené z tmavých, čiernych, okrúhlych, oválnych a eliptických útvarov bez akejkoľvek vnútornej štruktúry. Ich veľkosť sa pohybuje v rozmedzí 0,1—0,2 mm. Z genetického hľadiska ide o fekálne pellety.

Z organickej zložky sa v najväčšom množstve vyskytujú prierezy kalcifikovaných schránok ostrakódov. Dopĺňajú ich kalcifikované prierezy radiolárií, ojedinele zle zachované foraminifery a *Globochate alpina* Lombarda. Sporadicky sa vyskytuje detrit kolumnálií krinoidov.

RNDr. E. Planderová, CSc. — RNDr. M. Polák, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava.



Z autigénnych zložiek sú prítomné idiomorfne obmedzené stĺpčekovité kremene o veľkosti 0,2—0,8 mm. V jednom prípade bol pozorovaný prierez autigénnym zrnom plagioklasu.

Dolomity sú husto prestúpené mikrostylolitmi, ktoré sú zvýraznené limonitovými povlakmi.

Z celkovej litofaciálnej charakteristiky súvrstvia môžeme usúdiť, že vzniklo v kľudných podmienkach, v slabšie vetranom hlbšom prostredí ako väčšina dolomitových súvrstív.

Výsledky peľovej analýzy

Vzorky na peľovú analýzu sme odoberali z tmavosivých slienitých bridlic, vyskytujúcich sa medzi dolomitovými lavicami z troch polôh (tab. XXX). Maceračná metóda ukázala, že ide o metamorfované slienité bridlice

a mikrofloristický materiál, ktorý sme získali, bol do veľkej miery skorodovaný. Mnohé zo získaných sporomorf sa nedali určiť ani po opätovnej macerácii. Spóry a peľ, ktoré boli identifikovateľné, možno rozdeliť do týchto morfológických skupín:

- A) Triletes;
- B) Bisaccates — trisaccates;
- C) Striates;
- D) Monocolpates;
- E) Polyplicates;
- F) Incertae sedis.

V spóropelovom obraze prevládajú bisakkátne spóry, hlavne druhy rodu *Triadispora*, z ktorého boli identifikované druhy *Triadispora staplini* (Jansonius 1962), Klaus 1964, *Triadispora* cf. *crassa* Klaus 1964, *Triadispora crassa* (trisakkátna forma) Klaus 1964, *Triadispora* cf. *bölichii* Scheuring 1970, *Triadispora* fsp.. Menej početné boli druhy rodu *Chordasporites*, reprezentované druhom *Chordasporites* cf. *singulichorda* Klaus 1964, *Cyatopollenites pallidus* (Reissinger) Couper (1958), *Microcachidites daubingeri* Klaus (1964), *Elipsovelatisporites plicatus* Klaus (1964), *Vesicaspora* fsp., *Pityosporites* fsp.. Zo spór sa zistili trilétne spóry *Cyathitides* fsp., *Apiculatisporites parvispinosus* Krausel et Leschik (1955), *Apiculatisporites* fsp. cf. *Krauselisporites*, *Dulhuntyispora* cf. *minuta* Jansonius (1962). Z monocolpátnych sa vyskytol druh *Cycadopites* cf. *follicularis* Wils. et Webster (1946). Z *Polyplicates* druhy rodu *Gnetaceaepollenites*. Zistili sme aj veľmi skorodované a bližšie neurčiteľné *Hystriochosphaeridae*.

Z hľadiska posúdenia veku skúmaných sedimentov najväčší význam majú druhy rodu *Triadispora*, ktoré sú typické pre trias. Nami zistené druhy tohto rodu sa vyskytujú v strednom triase, niektoré sú typické pre karn a mladší trias. Druh *Chordasporites* cf. *singulichorda* Klaus (1964) sa vyskytuje hlavne v strednom triase, menej v karne. Niektoré sporomorfy vyskytujúce sa v našom materiáli sú bohatšie v strednom triase ako vo vrchnom. Sú to nasledovné druhy sporomorf: *Spinotriletes echinoides*, *Cordasporites* cf. *singulichorda*, *Triadospora staplini*, *Triadispora crassa*, *Gnetaceaepollenites steevesi*.

Niektoré z identifikovaných druhov sa vyskytujú priebežne, niektoré až v keupri (vrchný trias) v Nemecku, sú to *Triadispora bölichii*, *Elipsovelatisporites rugosus*, *Laevigatisporites toralis*.

Porovnaním palinologického spektra z lunzských vrstiev chočského príkrovu (cf. O. Čorná 1969, P. Snopková 1969, E. Planderová 1972), najmä z lokality Liptovského Hrádku (E. Planderová), sme zistili podobnosť v zložení bisakkátneho, monocolpátneho a polyplikátneho peľu. Naopak trilétne a zonálne spóry a druhy typické pre lunzské vrstvy (*Duplicisporites*, *Ovalipollis*, *Satunisporites*), v skúmaných oblastiach obalovej série chýbajú. Na druhej strane niektoré druhy rodu *Triadispora*, ktoré tvoria podstatnú zložku mikroflóry v dolomiticko-bridličnatom súvrství vo Veľkej Fatre, sa nevyskytujú v spórovo-peľových obzoroch lunzských vrstiev chočského príkrovu.

Vyššie uvedené poznatky o mikroflóre skúmanej lokality, ako aj kore-

lácie s triasovými mikroflórami poukazujú na to, že s veľkou pravdepodobnosťou ide o dolomiticko-bridličnatý komplex na báze karnu. K tomuto predpokladu nás vedie výskyt mladších prvkov mikroflóry, významných pre posúdenie veku hornín, ako aj niektoré spoločné znaky s mikroflórou lunzských vrstiev a keuperu.

Do tlače odporučil A. Biely

Literatúra

- BALME, B. E. 1963: Plant microfossil from the Lower Triassic of Western Australia. *Paleontology*, č. 1. 13—40.
- BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. *Geol. práce, Správy* 8, s. 80—85. Bratislava.
- COUPER, R. A. 1958: British — Mesozoic microspores and pollen grains. A Systematic and stratigraphic study. *Paleontographica* Band 103 abt. B. Stuttgart.
- ČORNÁ, O. 1969: Some Triassic microspores from West Carpathians. *Geol. zborník (Geologica Carpathica)* XX/1. Bratislava.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, s. 1—31. Tulsa.
- JANSONIUS, J. 1962: Palynology of permian and triassic sediments Peace River area, Western Canada. *Paleontographica* B. 110/abt. B. Stuttgart.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie CSSR. Díl II. Záp. Karpaty, svaz. I. ČSAV. Praha.
- MÄDLER, K. 1964: Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der deutschen Trias. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch H. 65. Hannover.
- MIŠÍK, M. 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. *Acta geol. et geogr. Viv. Com. NV.* 19.
- KLAUS, W. 1964: Zum sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen Erdöl. *Zchr.* 4. Wien.
- KRÄUZEL, R. — LESCHIK, G. 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. *Schweiz. Paleont.*, Abh. Bol. 72, pp. 5—68. Basel.
- KULLMANOVÁ, A. — KOCHANOVÁ, M. — SNOPKOVÁ P. — SAMUEL, O. 1969: O dvojacom veku „lunzských vrstiev“ v podloží neogénu viedenskej panvy. *Geol. práce, Správy* 50. Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palynological research in the melaphyre series of the Choč. Unit. in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. *Geol. práce, Správy* 60, s. 143—168. Bratislava.
- SCHEURING, B. W. 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupersim Bülchentunnel. *Schweizerische Paleontologische Abhandlungen*, vol. 88, 3—119. Basel.
- WILSON, L. R. — WEBSTER, R. M. 1946: Plant microfossils from a Nort Union coal of Montana. *Amer. J. Bot.* 33. Oklahoma.

Vysvetlivky k tabuľkám XXIX—XXXI

Tabuľka XXIX

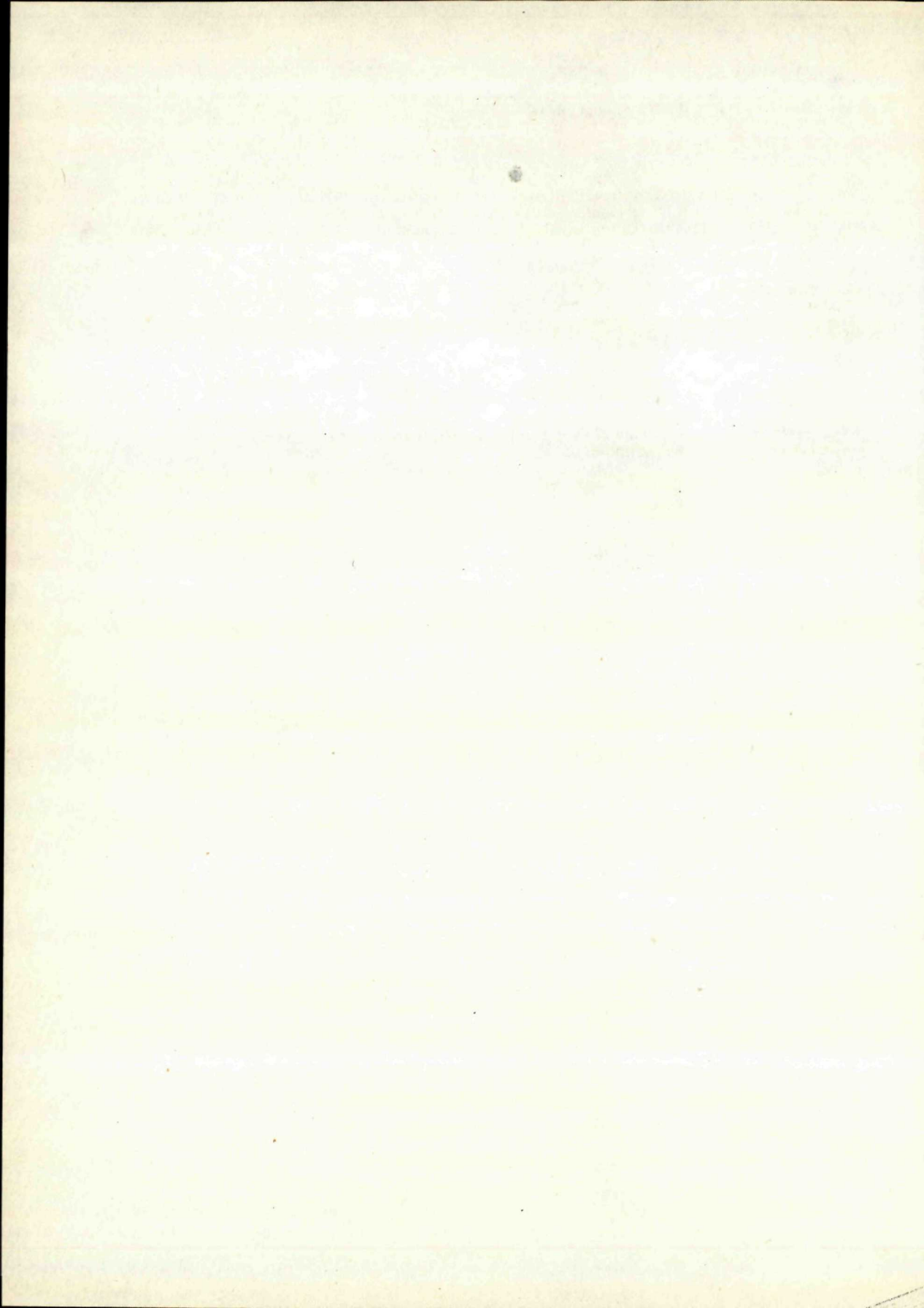
obr. 1, 2 *Cyathitides*; 3 *Apiculatisporites parvispinosus*; 4 *Dulhuntyispora* cf. *minuta*; 5 *Enzonalosporites*; 6, 7 *Laevigatosporites toralis*; 8, 9 *Triadispora falcata*; 10, 11 *Apiculatisporites* fsp.; 12 *Triadispora crassa*; 13, 14 *Triadispora crassa* s tromi vzdušnými vakmi; 15, 16 *Cyatonipollenites pallidus*

Tabuľka XXX

obr. 1, 2 *Elipsovelatisporites plicatus*; 3 *Triadispora crassa*; 4, 5 *Gnetaceaepollenites*; 6, 7 *Triadispora* forme „M“; 8 *Triadispora bölchii*; 9 *Cycadopites* cf. *follicularis*; 10 *Histri-chosphaeridium*

Tabuľka XXXI

1, 2 Profil zárezu cesty v Belanskej doline. Dolomiticko-bridličnatý komplex, z ktorého boli odobraté vzorky na palinológiu.



Dimitrij Andrusov—Olga Čorná

Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen

(mit 1 Abbildung und 1 Tafel — XXXII)

Abstrakt. In graphitaltenden Lagen, die Kalksteine des höheren („bunten“) Komplexes (Gruppe) des Moldanubikums bei Český Krumlov in Südböhmen begleiten, wurden graphitisierte Gefässpflanzen erkannt, wie auch Acritarchen. Diese Pflanzenreste zwingen uns die betreffende Gruppe als nicht älter als Silur (oder ? Mittelordovizium) zu betrachten. Den betreffenden Komplex (Gruppe) des Moldanubikums muss man daher in das Altpaläozoikum einstufen. Der zentrale Teil der Böhmisches Masse ist also keineswegs ein vorcadomisches (vorassynthisches oder archaisches) Zwischengebirge (Nucleus), sondern ein innerer (südlicher) Teil der Varisziden Europas. Der grösste Teil der spekulativen Interpretationen des Baues der Böhmisches Masse und Mitteleuropas im ganzen muss daher revidiert werden.

Vorwort

Im Jahre 1967, bei der Aufsammlung eines reichen Materials von Gesteinen des Präkambriums und des Paläozoikum der Böhmisches Masse im Gebiet des Barrandiens und des Mährischen Karstes, haben wir vereinzelte Proben auch von Gesteinen des zentralen Teiles der Böhmisches Masse, der als Moldanubikum bezeichnet wird, gesammelt. Die Proben wurden sorgfältig bearbeitet um etwa eine Mikrobiostratigraphie der betreffenden Komplexe feststellen zu versuchen.

Die ersten Resultate der mikrophytopaläontologischen Forschungen aus dem Barrandium gaben unerwartet gute Resultate und wurden von O. Čorná (1969, 1970) publiziert. Sie gaben eine allgemeine Vorstellung über die Verbreitung der mikroskopischen Pflanzenreste in der Schichtfolge Algonkium-Unterkarbon und wurden für vergleichende Zwecke beim Studium der karpatischen m. o. w. metamorphierten Folgen benützt (cf. O. Čorná 1972, 1974).

Prof. Akad. D. Andrusov, Pod Rovnicami 3, 816 00 Bratislava
RNDr. O. Čorná, Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, ul. Obrancov mieru 41, Bratislava

Die Proben aus Český Krumlov

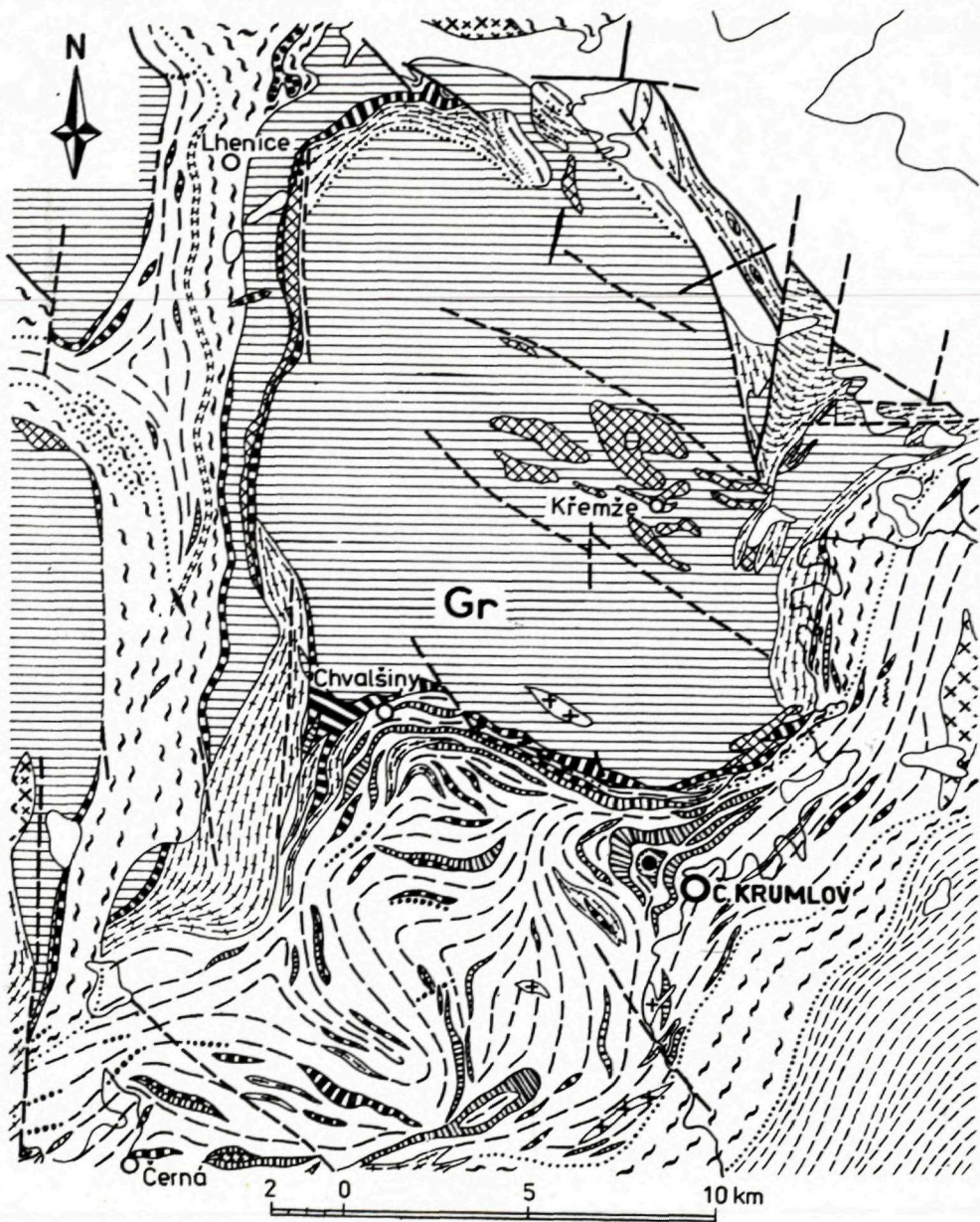
Unter den Proben, die aus dem südlichen Teil der Böhmisches Masse gesammelt wurden, haben wir mehrere Muster von graphitischen Gesteinen, die im grossen Steinbruch der Kalkbrennerei von Český Krumlov (SW von České Budějovice) aufgeschlossen sind (Abb. 1), untersucht. Die Kalksteine und die graphitischen Gesteine gehören der vermutlich oberen oder mittleren Gruppe (Komplex)- der Krumlov-Gruppe (V. Zoubek, siehe weiter) des sogenannten Moldanubikums (moldanubische Hauptgruppe-Komplex) an.

Die Proben aus Český Krumlov wurden von uns gleich nach unserer Reise bearbeitet und untersucht; dabei wurde die pflanzliche Natur der graphitisierten Bruchstücke festgestellt. Mit Sicherheit stellte sich heraus, dass es sich um Pflanzengewebe handelt, da die Präparate eben nicht ein ganz klares Bild lieferten. Die Versuche wurden mehrmals wiederholt, die Resultate blieben aber dieselben. In den Präparaten konnte man einige Formen als Tracheiden von Gefässpflanzen deuten, aber dies würde zu so grossen Änderungen der stratigraphischen Position des Moldanubikums führen, dass wir zögerten. Die Zeit kam uns zur Hilfe. In den älteren Präparaten, die im Laboratorium deponiert blieben, konnten wir nach längerer Zeit feststellen, dass unter dem Einfluss der im Präparate sich befindenden Chemikalien die pflanzliche Natur und der Charakter des Gewebes deutlicher wurden. Man konnte Tracheiden von Gefässpflanzen erkennen, daneben wurden vereinzelt andere Pflanzenreste eher von paläozoischem Typus gefunden.

Das Vorhandensein dieser Organismen in der Krumlov-Gruppe (Komplex) beweist, dass diese Gruppe des Moldanubikums paläozoisch ist. Das steht im guten Einklang mit der radiometrischen Bestimmung des Alters der Metamorphose der kristallinen Schiefer des Moldanubikums und der Intrusivgesteine in deren Gebiete, für die Gneise des Moldanubikums in Bayern, nach O. Kodym jun. in J. Svoboda et al. 1966, S. 45, 46 — ein Alter von 285 M. J. und für Intrusivgesteine in Bayern und in Böhmen (Ibid. S. 45, 46, 70), ein Alter, welches zwischen 285 und 370 M. J. schwankt (Ausnahme — Granit vom Typus Čertovo Brěmeno in Böhmen 417 M. J.). Dies deutet im wesentlichen auf den Zeitintervall der

Geologische Skizze des Moldanubikums in der Umgebung von Český Krumlov (übernommen von O. Kodym in J. Svoboda, ed. et al. 1966).

1 — Neogene und kretazische Sedimente; 2 — Gänge von Porphyry u. Porphyrit; 3 — leukokrate Granite; 4 — muskovitische Adamellite vom Typus von Eisgarn und Mauthausen; 5 — Amphibol-Biotit-Granite u. Syenite von Rastenbergtypus; 6 — Amphibol-Pyroxen-Biotit-Quarzdiorite; 7 — Gneis und Kaplice-Glimmerschiefer; 8 — fein- und mittelkörnige biotitische Paragneise; 9 — Perlgneise; 10a — migmatitische Biotit-Paragneise; 10b — detto, mehr chloritisiert; 11 — biotitische Orthogneise; 12 — (Gr) Granulit, Granulit-Gneis; 13 — Amphibolite; 14 — Eklogit-Amphibolit; 15 — Serpentinite; 16 — Quarzite, quarzitische Gneise; 17 — Graphit, graphitische Gneise; 18 — kristalline Kalksteine; 19 — Quarzgänge; 20 — Verwerfungen, festgestellte (a), vermutete (b); 21 — Kalksteinzug, aus welchem die beschriebenen Pflanzenreste stammen.



- | | | | | | | | | | | | | | |
|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
| 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | |
| 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 | | 21 | |

variszischen Faltung (Anfang des Karbons 320—380 M. J., Anfang des Perms 280—289 M. J. hin; cf. G. Le Pantat—X. Pichon 1974; R. Armstrong. Nicht publ. Tafel, Pretirage, Zürich 1974).

Die Krumlov-Gruppe ist also eine paläozoische Schichtfolge, die variszisch gefaltet und dabei metamorphiert wurde.

Die petrographische Beschaffenheit der Krumlov-Gruppe bei Český Krumlov

Die Krumlov-Gruppe (Komplex) wurde bei Český Krumlov ausführlich von V. Zoubek (1953, S. 40—41) beschrieben und benannt. Eine übersichtliche Kartenskizze (nach der Karte 1:200 000 der Tschechoslowakei) hat O. Kodým, jun. (cf. Abb. 1) in J. Svoboda et al. 1966, S. 54 publiziert. V. Zoubek bezeichnet die Schichtfolge bei Český Krumlov als Krumlov-Gruppe (im tschechischen „Serie“*). Im Liegenden erscheinen nach V. Zoubek — Gneise; nach der Karte, in O. Kodým jun. — verschiedenartige Gneise, Paragneise u. Migmatite. Im Hangenden beschreibt V. Zoubek wieder Paragneise, die wie jene im Liegenden dem vermutlich älteren Komplex (Gruppe) des Moldanubikums, der als monotone Gruppe (Komplex), im tschechischen Serie, bezeichnet wurde, angehören (cf. Lexique etc. 1968, S. 252). Nach V. Zoubek (l. c.) überlagert der homogene Komplex den Krumlov-Komplex tektonisch. Nach O. Kodým jun. (l. c.) ist nördlich des Aufschlusses des Krumlov-Komplexes (Gruppe) bei Český Krumlov ausser Gneisen auch eine grosse Masse von Granulit mit kleineren Serpentin-Körpern anwesend.

Nach V. Zoubek (1965, S. 136) bildet der Krumlov-Komplex im Gebiete des ganzen Moldanubikums den mittleren Teil der moldanubischen Hauptgruppe (Komplex). [1. Monotone-Gruppe; 2. Krumlov (Sušice usw.)-Gruppe; 3. Flyschartige (Kaplice) Gruppe].

Die Krumlov-Gruppe selbst hat bei Český Krumlov eine sehr verschiedenartige Zusammensetzung: fein- und mittelkörnige biotitische Paragneise, Quarzite, Erlane, kristalline Kalksteine, auch in mächtigeren Lagen Graphitschiefer und Graphitgneise, auch Amphibolite (Lagergänge und Gänge), Serpentinite. Dazu kommen auch aplitische Lagergänge.

Nach V. Sattran und A. Gorek (1968) enthalten die Kalksteine im Steinbruch neben einer graphitischen Beimischung auch: Diopsid, Amphibol, Granat, Zoisit, Klinozoisit, Plagioklas, K-Feldspat, Phlogopit, Muskovit, Quarz, Cyanit, Pyrrhotin und Pyrit. Gehalt an CaO — 47—52 %, MgO — 0,5—5 %.

Nach V. Zoubek ist die Krumlov-Gruppe stark tektonisch gestört,

* Auch „bunte Gruppe“ (Krumlov—Sušice—Votice-Gruppe). Für die Erläuterung der Bezeichnungen (Gruppe) in verschiedenen Sprachen vergl. D. Andrusov—E. Scheibner (1964, S. 167—170). Für die des Ausdruckes „Komplex“ vergl. H. Hedberg (1972, S. 304).

Die Bezeichnung, die O. Kodým jun. vorschlägt „Krumlov varied group“ (krumlovská pestrá série) ist ein jüngeres Synonym, welches auch im Lexique 1968 übernommen wurde.

so dass die Form der Körper verschiedener Gesteine oft tektonisch bedingt ist.

V. Zoubek (1953, S. 411) vergleicht die Krumlov-Gruppe mit der Schichtfolge der „äusseren Phyllite“ des Moravikums und betrachtet die liegenden Gneise der monotonen Gruppe als ein wahrscheinlich älteres stratigraphisches Glied (Ordovizium-Algonkium).

Die mikroskopischen Pflanzenreste aus dem Krumlov-Komplex

Wie erwähnt, schien es uns schon gleich nach der Verfertigung der Präparate (1967), dass die leichte Fraktion morphologisch an graphitisierte Pflanzenreste erinnert. Die Gelatine-Glyzerin-Präparate haben wir im Jahre 1973 nochmals zusammen mit Dr. B. V. Timofejev (Leningrad) untersucht und festgestellt, dass die Reste inzwischen klarer geworden sind. Nach der Meinung von Dr. B. V. Timofejev hätten die pflanzlichen Reste einen „devonischen Charakter“.

Nachträglich haben wir mehrere ältere Präparate aus Český Krumlov untersucht und auch neue aus verschiedenartigen graphitischen Gesteinen neu verfertigt.

In den Präparaten wurden zahlreiche Pflanzenbruchstücke gefunden, die zu den Gefässpflanzen gehören. Es ist bezeichnend, dass fast alle Pflanzenreste ein- und denselben morphologischen Charakter haben. Die Bruchstücke sind schwarz oder dunkelbraun, die Grösse der Bruchstücke schwankt zwischen 20 und 500 μ . Sie haben charakteristische rundliche einfache Öffnungen, ohne Kanten. Die Öffnungen (Taf. I) sind längst der ganzen astförmigen Bruchstücke ausgebildet und je nach der Grösse der Bruchstücke befinden sie sich entweder in einer vertikalen Reihe oder haben eine alternierende Stellung auf der ganzen Oberfläche des Pflanzenbruchstückes. Wir wiederholen, dass alle Bruchstücke einen ähnlichen Charakter haben und das führt uns zur Meinung, dass alle Bruchstücke einer Art angehören. Da die Morphologie der Reste einfach ist, ist es möglich auf Grund des Vergleiches mit Pflanzenresten aus verschiedensten Gruppen ab Algonkium bis Karbon (aus unserer Kollektion) die Reste aus Český Krumlov als primitive Gefässpflanzen zu betrachten, die in altpaläozoischen Schichtfolgen auftreten. Es könnten Pflanzen sein die nicht älter sind als Silur (? oder vielleicht als Mittelordovizium). Devon kommt auch in Frage.

Ausser Resten von Gefässpflanzen wurden in den Präparaten vereinzelte Reste anderen Organismen gefunden, von denen einige an Arcitarchen von subtriangularer Form erinnern, die durchaus nicht den Organismen dieser Gruppe, die im Präkambrium vorkommen, gleichen.

Stratigraphische Position des Krumlov-Komplexes

Über das Alter des Moldanubikums+ (im südlichen Teil der Böhmisches Masse) wurden verschiedene Meinungen ausgesprochen. A. Dudek und M. Suk (1965, S. 147) sind der Meinung, dass nur zwei Anschau-

ungen vorgeschlagen wurden. Wir konnten aber in der Literatur sehr viele Anschauungen finden.

Im Sinne einer der ältesten Richtungen in der Anschauung auf das Alter des Hauptkomplexes, welchen vorher F. E. Suess (1897, S. 505) definierte und zuerst als „Archaische Region“, später aber als „Donau-Moldaugebiet“ (1903, S. 29) bezeichnet hatte, vereinigte z. B. F. Kätzer (1892, S. 11 u. weitere) als „Urgneissystem“ („Laurentian“) und stufte sie in die „Archaische Gruppe“ ein. Sie wäre älter als das andere, ebenfalls alte System von Böhmen, welches Kätzer als „Urschiefer-system“ („Huron“) bezeichnete und einer weniger metamorphen Gruppe angehört, die in Mittelböhmen später recht allgemein als „Algonkium“ bezeichnet wurde. Die Bezeichnung „Moldanubikum“ wurde zum ersten mal von F. E. Suess (1908) verwendet, dann „Moldanubische Masse“ von Eduard Suess (1909, S. 25). Die Meinung, dass in Südböhmen sehr alte Glieder auftreten, wurde durch die Autorität von Eduard Suess sehr stark unterstützt (1903, Vorwort zum Werk „Bau und Bild Österreichs“, S. XIII) als er „zwischen der Moldau und der Donau“ ... „eine der ältesten Gebirgsmassen Europas“ emporragen sah. Er wiederholte die Ansicht, dass die Moldanubische Masse (E. Suess 1909: Das Antlitz der Erde III/2, S. 25) „den ältesten, westlichen Teil“ vorstellt, in dem er schon vorher (Ibid. 1888, S. 144) einen älteren „Bojischen Gebirgsstock“ (nach Gümbel) sah.

Eine andere Meinungsrichtung, die aber, wie die vorige, dem Moldanubikum ein einheitliches Alter zuschrieb, wurde vor kurzem z. B. von Z. Vejnár (1965) vorgeschlagen. Er versuchte zu beweisen, dass das Moldanubikum als Ganzes mit dem mittelböhmischen Algonkium verglichen werden könnte.

Das hohe Alter des Moldanubikums wurde inzwischen von sehr vielen Geologen angenommen (S. Bubnoff v. 1930, S. 416, 423; H. Stille 1951, Taf. I.; O. Kodým sen. 1946; M. Máška — V. Zoubek 1961, S. 32; V. Zoubek — M. Malkovský 1974 und viele andere).

Nach einer wesentlich anderen Richtung der Anschauungen auf das Alter des Moldanubikums wurden in dieser Hauptgruppe (Komplex) Äquivalente von mehreren „Formationen“ (Ären oder Ärathemen, im engl. Eonen) unterschieden. C. W. Gümbel (1868, S. 361), der in den Anschauungen auf die Bildung von kristallinen Gesteinen zwar noch einen neptunistischen Standpunkt verteidigte, unterschied im Westteil der Böhmisches Masse ältere „bojische Gneise“ (Urgebirge) und eine obere „herzynische“ Abteilung, in der neben Gneisen auch kristalliner Kalk und Graphitschiefer vorkommen (also teilweise sicherlich auch die Krumlov-Gruppe). Im weiteren hat K. Hinterlechner (1911, S. 365 u. w.) eindeutig die Kalke und graphitischen Gesteine des Moldanubikums mit silurischen Gesteinen (S. 369) der Železné hory verglichen. R. Kettner (1913, S. 10) nimmt an, dass im Moldanubikum präkambrische, kambrische, silurische und devonische Glieder vorhanden sind. Ebenso klar schildert das Alter des Moldanubikums F. E. Suess (1926, S. 31) und nimmt an, dass in den moldanubischen Schiefer „die vorkambrische und die altpaläozoische Schichtenserie“ ..., „mit begleitenden Erstarrungsgesteinen enthalten ist“.

Eine ausführliche Analyse des Moldanubikums, die zu ähnlichen Resultaten führte, gab V. Zoubek (1948, S. 339 u. w.). Er unterscheidete: 1. eine ältere „monotone Serie“ (Gruppe) und 2. eine „Serie“ (Gruppe) mit vielen Einlagerungen“ (kristalline Kalke, graphitische Lagen, Quarzite usw.) die er mit dem Altpaläozoikum vergleicht. Derselbe Autor bezeichnete später (V. Zoubek 1953), wie gesagt die letzte Gruppe als Krumlov-Gruppe (Serie, Komplex). Wir sehen also, dass das paläozoische Alter der Krumlov-Gruppe so frühzeitig als möglich erfasst wurde. Unsere Forschungen geben aber den ersten bescheidenen Beweis dazu. Es ist sehr wahrscheinlich, dass alle Züge mit Kalken und graphitischen Gesteinen des moldanubischen Komplexes gleichalterig sind aber das müsste man noch beweisen. Bei Sušice, wo mächtige Kalkmassen vorkommen, haben wir keine graphitführende Gesteine gefunden.

Einige tektonische Rückschlüsse

Da im Moldanubikum (hochmetamorphe, katametamorphe bis ultrametamorphe) gefaltete Gesteine vorhanden sind, zwischen denen auch Paläozoikum vorhanden ist (vielleicht auch mit Deckenbau, cf. O. Thiele in M. Mahel 1974, S. 414), ist das moldanubische Gebiet keinesweges ein schon vor dem Paläozoikum oder selbst vor dem Proterozoikum konsolidiertes Zwischengebirge, wie es besonders M. Máška und V. Zoubek (1961, S. 35) und neuerlich auch V. Zoubek und M. Malkovský (in M. Mahel 1974, S. 407 und weitere) und viele andere Autoren behaupteten. Das Moldanubikum* ist sicherlich ein Teil der Südzone ausseralpiner Varisziden Europas. Aus unseren Forschungen, sowie auch aus allen bisher bekannten Angaben, geht hervor, dass im Moldanubikum auch vopaläozoische Komplexe (Algonkium, älteres Proterozoikum?) vorkommen. Im Gebiet des Moldanubikums wurde aber die vopaläozoische (und die älteren) Diskordanz nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Sie ist aber im Nordteil der Böhmisches Masse (cf. W. Lorenz 1972) nicht so klar sichtbar wie im Gebiete des Barrandiens.

Zu einer gleichen Deutung der Faltungszeit des Moldanubikums gelangten S. Dudek und M. Suk (1965), denen aber das Vorhandensein von Altpaläozoikum im Gebiete des Moldanubikums unbekannt blieb.

Alle spekulative Deutungen des Baues der Böhmisches Masse als „zweiseitigen Faltengebirges“ (mit einer vorassynthetischen, „frankopodolischen Zone, einem „allemanischen Scheitel“), oder mit einem „voralgomischen Zwischengebirge“, fallen also ab.

* Wir können hier nicht näher auf den Sinn des Ausdrucks „Moldanubikum“ „moldanubisch“ usw. eingehen. Wir bemerken aber, dass diese Ausdrücke erstens auf eine grosse stratigraphische Einheit (Hauptkomplex), der einem zeitlich verstandenem Begriff (nach unserer hier vorgelegten Forschungen) — Ära them entspricht. Der Ausdruck bezieht sich ebenfalls auf die Vorstellung einer Region mit einer ursprünglichen eigenartigen Zusammensetzung und einem wesentlich einheitlichem starken Metamorphismus. Andererseits wurde der Ausdruck „Moldanubikum“ ebenfalls als eine „Strukturstufe“ im Sinne von A. Bogdanoff (1964, S. 14) verstanden. Letzlich ist das Moldanubikum der Böhmisches Masse ein Teil einer langen tektonischen Zone (oder Haupteinheit). Wenigstens teilweise decken sich die genannten Begriffe gegenseitig.

Das Problem der variszischen Grossüberschiebungen im Sinne K o s s m a t ' s (vergl. z. B. 1931) muss wieder in Betracht gezogen werden.

Weitere Rückschlüsse sind schon heute möglich und werden von D. A n d r u s o v bearbeitet. Sicherlich ist es aber nötig gleichzeitig ein grösseres Material von Pflanzenresten zu sammeln und zu untersuchen und zwar von vermutlich präkambrischen und paläozoischen Alter.

Aus dem Artikel geht hervor, dass ein gewisser Teil des moldanubischen Hauptkomplexes, die Krumlov-Gruppe (Komplex) paläozoisch ist und am ehesten (nach lithologischen Kriterien) dem Obersilur-Devon entspricht (ein biostratigraphischer Beweis des genaueren Alters fehlt aber). Das Liegende der Krumlov-Gruppe kann teilweise altpaläozoisch sein, gehört aber grösstenteils wahrscheinlich dem Proterozoikum (oberen, ? mittleren) an und ist ein Äquivalent des Mittelböhmischen Algonkiums. Die Stellung der vermutlich jüngeren Glieder (Kaplice-Glimmerschiefer) bleibt vorläufig unsicher (höheres Devon ? Unterkarbon ?).

Der südliche Teil der ausseralpinen Varisziden Europas entspricht einem variszisch gefalteten und stark metamorphierten Zuge dieses Faltensystems. Nicht einem Zwischengebirge!

Eine ausführliche Beschreibung aller Pflanzenreste aus Český Krumlov wird in einem anderem Aufsatz O. Č o r n á publizieren.

Schrifttum

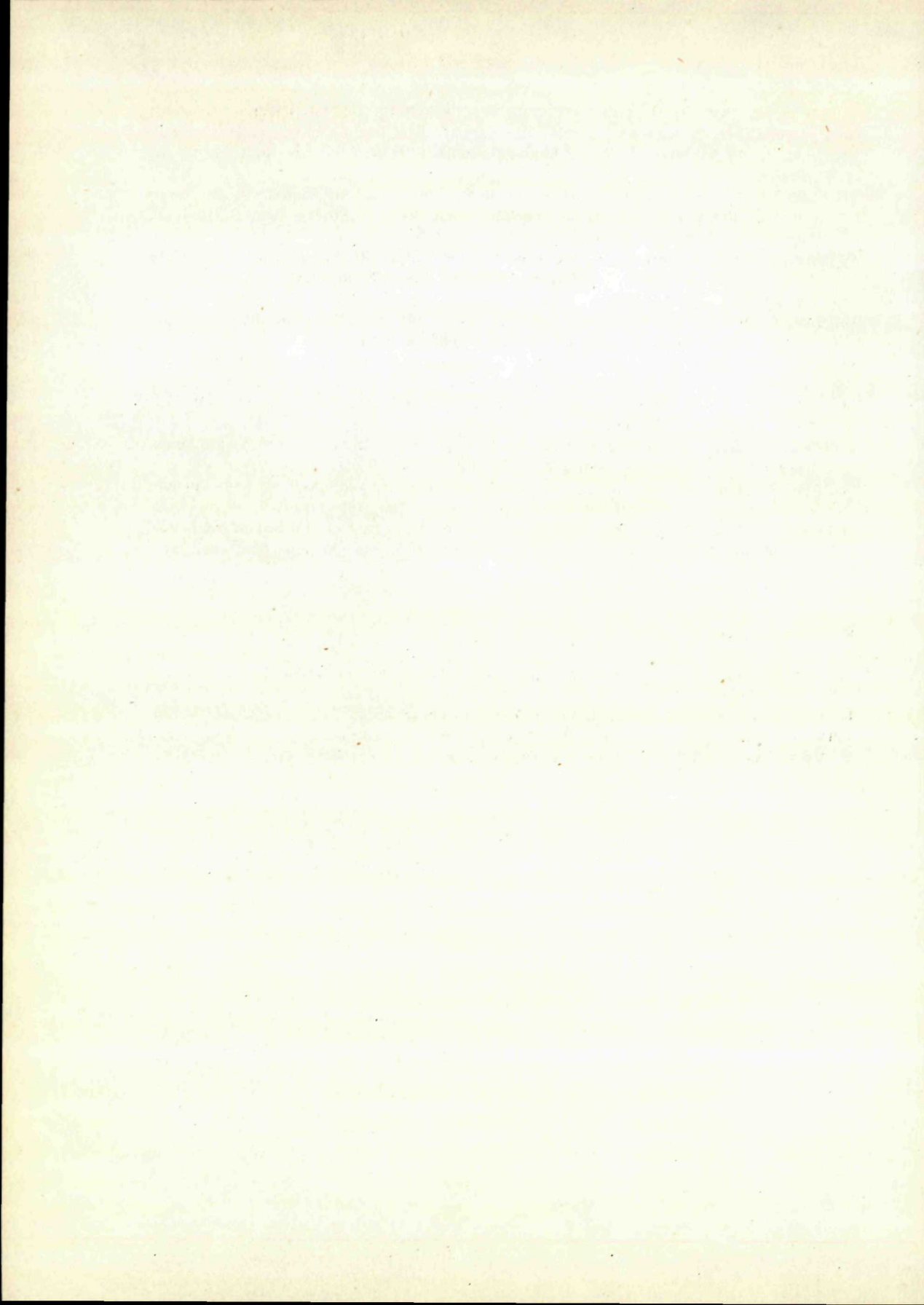
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1960: Variscian structural territorial units of the Czech Massif and their development. In: Tectonic Development of Czechoslovakia, 1, Aufl., S. 25—51. Praha.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1964: The Czech Massif, in Bogdanoff, A. et al.: Tectonics of Europe. Verl. „Nauka“ S. 177—185. Moskva.
- PANDAT, G.—LE PICHON, X. 1974: Résultats scientifiques du Programme Juides. Bull. Soc. Geol. de France, 7-me sér., 15, (5—6), S. 403—425. Paris.
- RUTTEN, M. G. 1969: The Geologie of Western Europe. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam—London—New York. Russ. Übers. 1972, Verl. „Mir.“ Moskva.
- SATTRAN, V.—GOREK, A. 1968: Crystalline and Magmatic Complexes of Czechoslovakia. Geol. Congr. 23th Sess. Guide to Excurs. 1 AC, S. 1—50. Praha.
- SUESS, E. 1888: Das Antlitz der Erde II. S. 1—703. Leipzig.
- SUESS, E. 1903: Vorwort an: Bau u. Bild Österreichs., 1, Aufl., S. XIII—XXIV. Leipzig.
- SUESS, E. 1909: Das Antlitz der Erde III/2. S. 1—158. Wien—Leipzig.
- SUESS, F. E. 1897: Der Bau des Gneisgebirges von Namiest und Gross-Bittesch in Mähren. Jahrb. Geol. Reichsanst., S. 505—532. Wien.
- SUESS, F. E. 1903: Bau u. Bild der Böhmisches Masse. In: Bau u. Bild Österreichs, 1. Aufl, S. 1—322. Wien—Leipzig.
- SUESS, F. E. 1908: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen un dem moravischen Grundgebirge im Gebiete von Frain und Geras. Verh. geol. Reichsanst. No. 17, 18, S. 395—412. Wien.

- SUESS, F. E. 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variscischen Grundgebirge. Verl. Borntrager, 1. Aufl., S. I—VII, 1—268. Berlin.
- ŠMEJKAL, V. in Svoboda, J. et al. Regional Geology of Czechoslovakia, I, S. 1—667. Praha.
- THIELE, O. 1974: The Austrian Part of the Bohemian Massif. In: MaheI, M. ed. Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúr, 1. ed., S. 414—417. Bratislava.
- VEJNAR, Z. 1965: Bemerkungen zur lithostratigrafischen Beziehung zw. dem Mittelböhmischem Algonkium und dem Moldanubikum. N. Jb. Geol. Pal. Mh., H. 2, S. 102—111. Stuttgart.
- VEJNAR, Z. 1971: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischer Masse. Geol. Rundschau 60, 4, S. 1460—1465. Stuttgart.
- VOLL, G. 1960: Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum (Saxothuringikum) in Bayern etc. Beih. z. Geol. Jahrb. 42, S. 1—382. Hannover.
- ZOUBEK, V. 1948: Poznámky ke geologii krystalinika Českého masivu. Sborn. stát. geol. úst., 15, S. 339—398. Praha.
- ZOUBEK, V. 1953: III. zpráva o výzkumu a mapování v jihočeské grafické oblasti (1951). Věst. ústř. úst. Geol., 28, S. 40—41. Praha.
- ZOUBEK, V. 1965: Moldanubikum and seine Stellung im geologischen Bau Europas. Freiburger Forschungshefte, C 190, Geologie, S. 129—148. Freiberg.
- ZOUBEK, V.—MALKOVSKÝ, M. 1974: The czechoslovakian part of the Bohemian massif, in MaheI, M. ed.: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Ed. Geol. Inst. D. Štúr, 1. Aufl., S. 407—414. Bratislava.

Erläuterungen zur Tafel XXXII

Bruchstücke von Gefäßpflanzen aus dem Kalksteinbruch von Český Krumlov in Böhmen. Mikrophoto O. Čorná.

1. Vergr. 500 X, 2. Vergr. 950 X, 3. Vergr. 700 X, 4. Vergr. 250 X, 5. Vergr. 400 X, 6. Vergr. 750 X, 7. Vergr. 250 X, 8. Vergr. 600 X, 9. Vergr. 80 X, 10. Vergr. 500 X, 11. Vergr. 500 X, 12. Vergr. 250 X, 13. Vergr. 250 X, 14. Vergr. 200 X, 15. Vergr. 500 X, 16. Vergr. 500 X.



Jaroslav Haško

Czertezický vývin bradlového pásma v Zázrivej-Plešivej

(3 obrázky v texte)

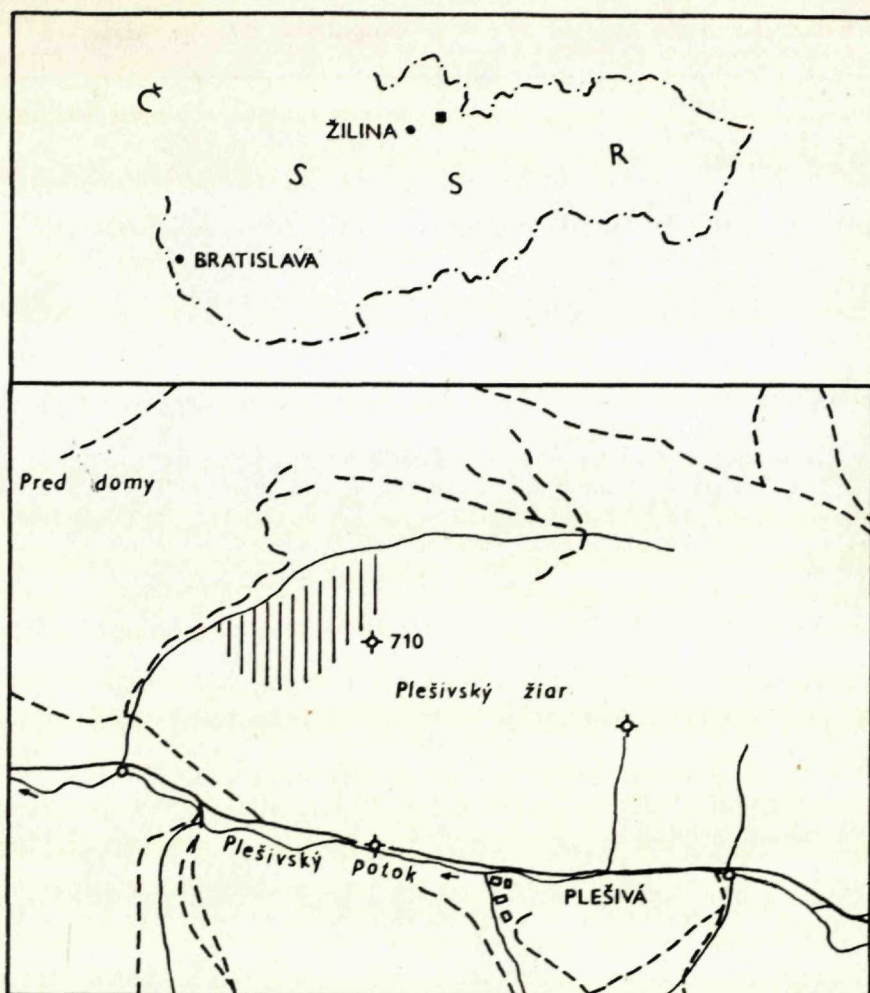
Abstract. In the valley Plešiva below the hill Plešivský Žiar an isolated klippe occurs, the lithological composition and stratigraphy of which corresponds to the Czertezik development distinguished by K. Birkenmajer (1959) in the Polish part of the Klippen Belt. The stratigraphic range of the klippe is Aalenian — Neocomian. It is the first finding of the Czertezik development in the western part of the Klippen Belt and thus also an evidence of shallow-water sedimentation in the northern part of the Pienid geosyncline.

Pri doterajších výskumoch západnej časti bradlového pásma nebol na našom území zistený prechodný vývin czorsztyńskiej série, ktorý K. Birkenmajer (1959) v Pieninách vyčlenil ako czertezický vývin. V doline Zázrivá — Plešivá na Plešivskom Žiari vystupuje izolované bradlo, ktorého litologické zloženie hornín a ich stratigrafický rozsah zodpovedá czertezickému vývinu.

Bradlo na Plešivskom Žiari má nasledovný vrstevný sled:

Biely a šedozelený krinoidový vápenec

Jemnozrné a strednozrné krinoidové vápence bielej a šedozelenej farby sú masívne, prípadne nevýrazne lavicovité, dosahujú mocnosť asi 50 m. Z mikrofaciálneho hľadiska ide o biosparit. Bio-zložka je zastúpená výhradne krinoidovými kolumnáliami. Typická sieťkovitá štruktúra je zvýraznená limonitizáciou. Okolo článkov krinoidov je opticky zhodne dorastaný kalcit tmelu. V izolovaných miestach môžeme pozorovať prímes zaoblených zŕn klastického kremeňa. Brachiopódová fauna (určil J. Pevný) *Capillirhynchia wrighti* (D a v. 1851) poukazuje na vek aalen — bajok).



Obr. 1 Geografická situácia skúmanej oblasti. Zostavil J. Haško 1974

Červený krinoidový vápenec

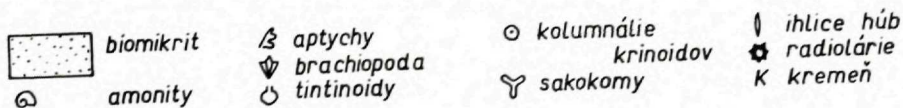
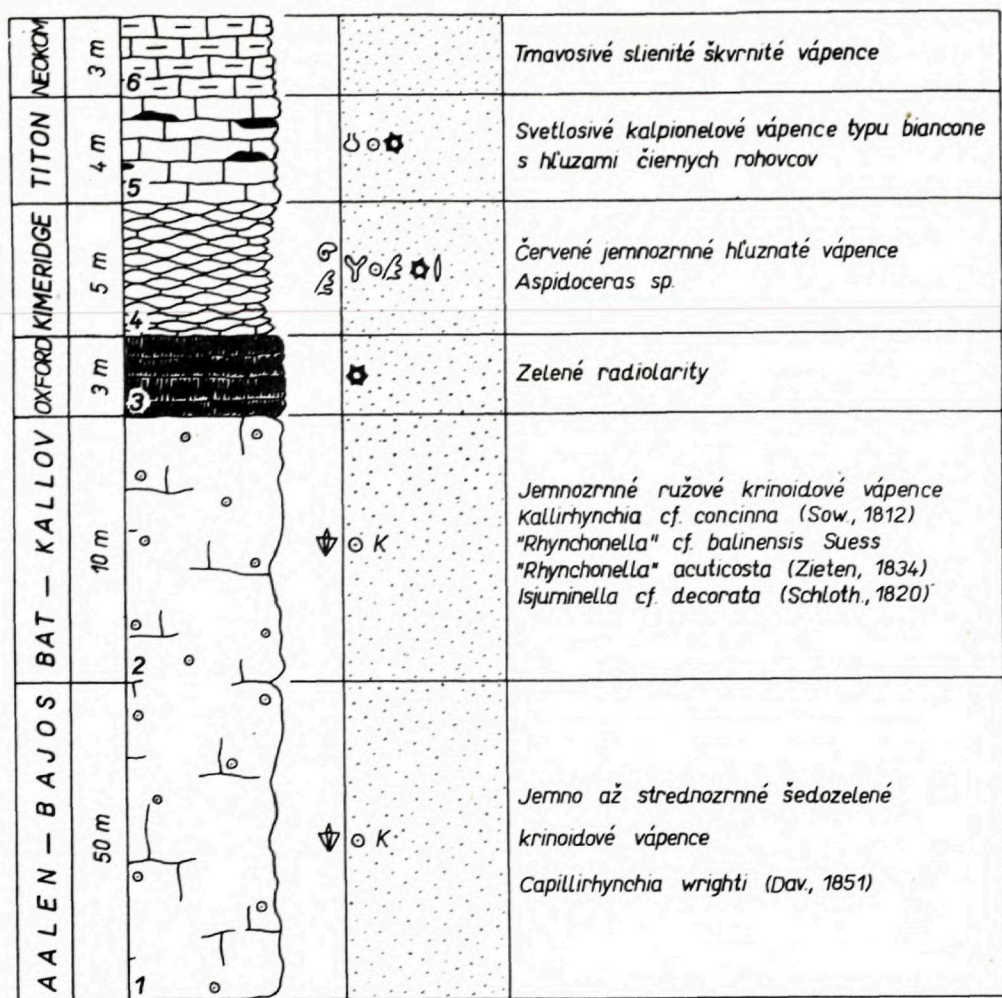
Jemnozrný ružový až červený vápenec, ktorý sa laterálne strieda so šedými krinoidovými vápencami alebo vystupuje v ich nadloží, obsahuje brachiopódovú faunu:

Kallinrhynchia cf. *concinna* (Sow. 1812) — bat

Rhynchonella cf. *balinensis* Suess, bat — kallov

Rhynchonella *acuticosta* (Zieten, 1834), bajok — bat

Isjuminalla cf. *decorata* (Schloth., 1820), ktorá poukazuje na vek — kallov.



Obr. 2 Stratigraficko-litologický profil czertezickým vývinom bradla Plešivský Žiar v Zá-zrivej — Plešivej

Zelené rádiolarity

Ide o súvrstvie zelených lavicovitých rádiolaritov a kremitých rádiolá-riových vápencov vyskytujúcich sa v nadloží šedých a červených krinoido-vých vápencov. Rádiolarity dosahujú mocnosť 3 m. Mikrofaciálne pred-stavujú biomikrit. Bio-zložka je zastúpená kalcifikovanými rádioláriami.

Fauna nebola nájdená, ale podľa aptychov z czertezického vývinu Pienin (S. M. Gasiorowski 1962) a na základe stratigrafickej pozície v profile môžeme súvrstvie rádiolaritov pričleniť k oxfordu. Rádiolarity nevystupujú v celom bradle v nadloží krinoidových vápencov. Na niektorých miestach sa súvrstvie krinoidových vápencov priamo stýka s červenými hľuznatými kimmeridžu. Tento jav možno vysvetliť tektonickým vyvalcovaním súvrstvia rádiolaritov.

Červené hľuznaté vápence

V nadloží zelených rádiolaritov vystupujú tmavočervené jemnozrnné hľuznaté vápence s krinoidmi, ktoré dosahujú mocnosť 5 m. Štúdium mikrofácií umožňuje vyčleniť saccocomovo-krinoidovo-spongiovo-rádiolariovú mikrofáciu. Základná hmota je mikritická. Bio-zložka tvorí 90 % stavebnej hmoty. Tvoria ju prevažne planktonické krinoidy rodu *Saccocoma*. Saccocomy sú väčšinou zachované v úlomkoch jednotlivých častí schránok. 30—40 % bio-zložky tvoria krinoidy s typickou sieťkovitou štruktúrou. Úlomky saccocom a prítomnosť krinoidov svedčia o nekludnom sedimentačnom prostredí v plytkejšom mori, netypickom pre saccocomovú cenzónu. Pod mikroskopom ďalej pozorujeme spikule spongí (monoaxómy, triaxómy) kalcifikované rádiolárie a sporadicky prierezy aptychmi. Na základe saccocomovej mikrofácie a aptychu patria červené hľuznaté vápence do kimmeridžu.

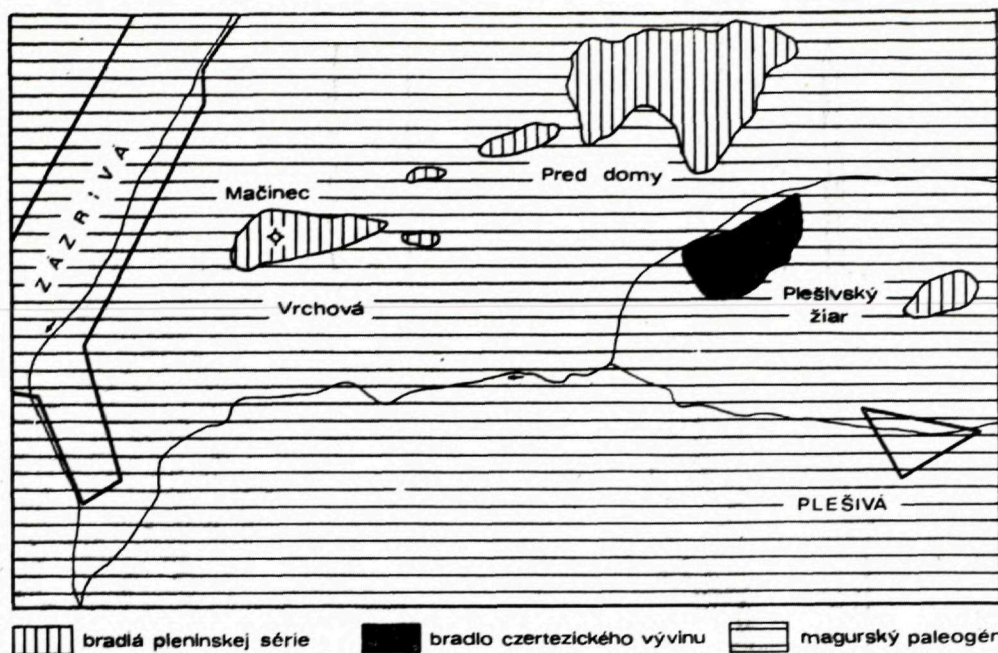
Kalpionelový vápenec

Tvorí súvrstvie lavicovitých celistvých sublitografických vápencov svetlosivej farby typu „biancone“ s úlomkami krinoidov ružovej farby v nadloží červených hľuznatých vápencov. Mocnosť do 4 m. Z mikrofáciálneho hľadiska sú to biomikritické vápence s kalpionelovo-krinoidovou mikrofáciou. Podstatnú časť bio-zložky tvoria tintinoidné infuzórie rodu *Calpionella alpina* Lorenz a prierezy pentagonálnych kolumnálií krinoidov s dobre zachovanými prírodnými kanálikmi. Obsah krinoidov v kalpionelovom vápenci, ktorý je typický pelagický sediment, sa podľa A. Carozziho (1957) vytvoril transportom v kalových prúdoch. Ďalej môžeme pozorovať kalcifikované rádiolárie. Na základe mikrofácií tintinoidných infuzórií ide o spodný a stredný titón.

Škvrnité slienité vápence

V nadloží kalpionelového vápenca vystupujú tenkolavicovité tmavosivé škvrnité vápence s rohovcami. Mocnosť 3 m. Zatiaľ sa nenašli ani mikropaleontologické ani makropaleontologické dôkazy umožňujúce presné stratigrafické zaradenie. Na základe analógie s obdobnými vápencami v pieninskej sérii ich zaraďujeme do neokomu.

Mladšie členy czertezického vývinu neboli zistené. Z tektonických foriem bradlového pásma je pre skúmanú oblasť typická stavba izolovaných skupinových bradiel, ktoré sú obklopené horninami magurského paleogénu a sú s nimi v tektonickom styku (obr. 3).



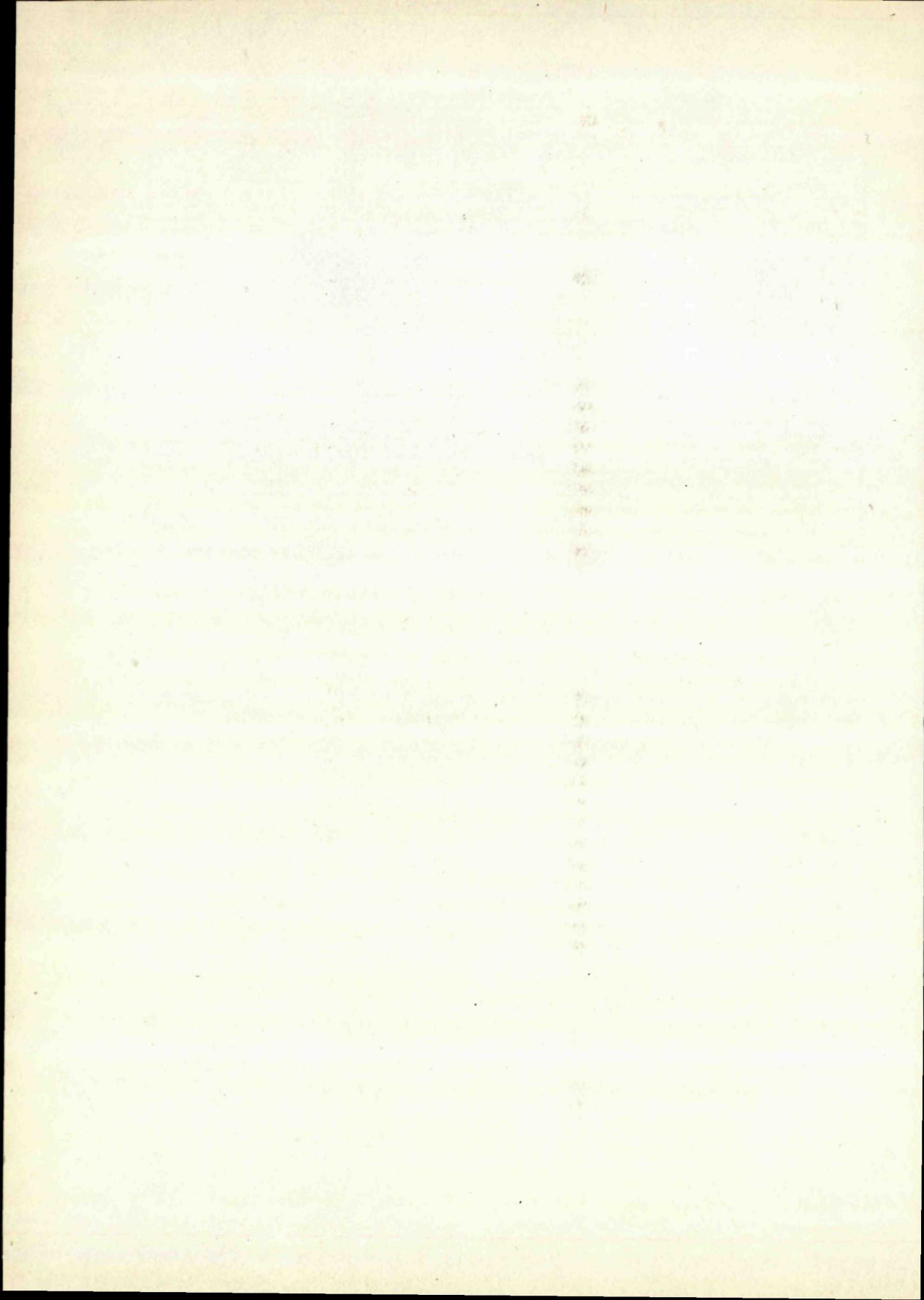
Obr. 3 Tektonická schéma bradlového pásma v Zázrivej — Plešivej. M : 1:10 000. Zostavil J. Haško 1974

Záverom môžeme konštatovať, že czertezický vývin bol po prvý raz zistený v zázrivskom úseku bradlového pásma. Dokázalo sa tak jestvovanie plytkomorskej sedimentácie v oblasti výskytu, kde sú zastúpené výhradne horniny hlbokomorskej sedimentácie pieninskej série.

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1926: O sigmoidálných ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysou. Věstn. St. geol. ústavu 2, 4—6, s. 334. Praha.
- BIRKENMAJER, K. 1959: Seria czertezicka — nowa seria skalkowa Pienin. Acta geol. Pol. 9, 4, s. 499. Warszawa.
- CAROZZI, A. 1957: Tracing turbidity currents deposits down the slope of an Alpin basin. Journal Sedim. Petrology 27, 3.
- HAŠKO, J. 1974: Stratigrafia a prehľad výskumov bradlového pásma ČSSR, PER a ZSSR. Práce z aspirantského minima. Manuskript-archív GÚDŠ, s. 29, 55. Bratislava.
- SCHEIBNER, E. 1964: Contribution the knowledge of the Murchisonae Beds in the klippen of West Carpathians in Slovakia. Geol. sborník SAV, roč. XV — 1964, s. 27. Bratislava.



Miroslav Ivanov

K litológii a geochemii karpatského keupru krížňanskej jednotky v Považskom Inovci

Roku 1971 sme sa zaoberali litologickým a geochemickým výskumom karpatského keupru od Malých Karpát až po Turčiansku kotlinu.

Ako prvú časť týchto štúdií predkladáme výsledky terénnych a laboratórnych prác z Považského Inovca. Je to pohorie, kde síce nie sú zastúpené všetky litofácie, ktoré sa vyskytujú v karpatskom keupri v Karpatoch. Terén je tu však dobre odkrytý, a preto bolo možné sledovať faciálne pomery v profiloch i v širších areáloch tohto stratigrafického útvaru.

Celkove treba konštatovať, že karpatský keuper pôsobením atmosférických značne mení svoj pôvodný ráz, zvlášť ílovité súvrstvia sa rozpadajú (v typicky ihličkovitom rozpade) a zvetrávajú až na hlinu.

Tento zvetraný materiál karpatského keupru síce môže poslúžiť pre mapérske účely (dobré je rozoznateľný pre svoju výraznú typickú červenkastú, červenofialovú farbu) pri podrobných litologických a geochemických štúdiách sme boli však odkázaní hlavne na zárezy ciest, dolín a malé odkryvy, nakoľko v eleváciách spravidla vystupuje už v zvetranej forme.

Karpatský keuper v Považskom Inovci je vyvinutý v súvislom pruhu od Sokoloviec smerom na S k Piešťanom, Moravanom a ďalej severovýchodným smerom k chate na Bezovci. Vyskytuje sa i v osobitnom menšom priestore pri Raďobici. Faciálne sú oba vývinu zhodné.

Charakteristickou črtou karpatského keupru v Považskom Inovci je striedanie ílovitých a dolomitických polôh, pričom sú jednotlivé horniny výrazne ohraničené. Na rozdiel od Malých Karpát a Strážovskej hornatiny tu úplne chýbajú kremence. Vyskytli sa len v oblasti v. od Sokoloviec, teda v najjužnejšej časti pohoria (najbližšie k Malým Karpatom). Tak isto tu nie sú relikty sadrovcovu-anhydritovej sedimentácie, ktoré sa často nachádzajú v Tríbečskom pohorí.

Mocnosť keupru v Považskom Inovci je rozdielna. Ovplyvnená je miestnou tektonikou (vyvalcovaním) a dosahuje 30—300 m.

Hlavnými litologickými typmi v karpatskom keupri Považského Inovca sú fialovo-červené bridlice, medzi ktorými sa nachádzajú 0,5—2 m polohy svetlošedých dolomitov, ktoré zvetrávajú do žltá. Prevládajú však bridlice.

Hoci karpatský keuper sa v Považskom Inovci vyskytuje na pomerne

rozsiahlom území, nespozorovali sme podstatnejšie faciálne zmeny laterálnym smerom. Faciálne pomery sú v jednotlivých profiloch rovnaké a litologický ráz hornín sa mení iba minimálne.

V najúplnejšom odkryve — v defilé pri Hubine sú dolomitické polohy početnejšie smerom k stredotriasovému dolomitickému komplexu, naopak smerom k rétu ubúdajú. Z toho vyplýva, že stredotriasová Mg-anomália, ktorú zaznamenávame v celých Karpatoch, smerom k rétu vyznieva.

Mikroskopickým štúdiom keuperských bridlíc Považského Inovca zistíme, že v ílovito-železitej základnej hmote, ktorá dominuje, sa nachádza značné percento klastického detritického materiálu. Sú variety (hlavne v oblasti j. od Modravy), kde bridlice nadobúdajú až charakter piesčitých bridlíc (40 % klastického materiálu). Predpokladáme, že tieto polohy piesčitých bridlíc sú akosi obdobou polôh kremencov z južných častí Považského Inovca. Tento hrubozrnný detritický materiál v keuperských bridliciach pozostáva hlavne z undulózneho kremeňa, plagioklasov, menej z ortoklasov, muskovitu, biotitu a bližšie neurčiteľných Fe-minerálov. Veľké množstvo klastického materiálu pochádza zrejme z kryštalinika. Jeho slabé opracovanie (idiomorfné tvary plagioklasov, ortoklasov), svedčí o blízkosti znosovej oblasti, blízkosti pevniny.

Ílovité a železité častice sú v základnej hmote keuperských bridlíc nerovnomerne rozmiestnené. (Zhluky Fe-minerálov v podobe nepravidelných tvarov sa miešajú s ílovitými minerálmi.) Podľa rtg. analýz ide u ílovitých minerálov prevažne o illit, menej kaolinit a len čiastočne o montmorillonit. Okrem toho sa v základnej hmote bridlíc vyskytuje drobnozrnný kremeň a karbonátové minerály (dolomity), niekedy majú oolitickú štruktúru.

V polohách dolomitov medzi bridlicami sa nachádzajú dva typy hornín. V prvom type prevažnú časť horniny tvoria jemnozrnné dolomitické minerály (skrytokryštalické). Kde-tu sa v nich objavujú klastické kremene a plagioklasy.

Druhý typ je z genetického hľadiska zaujímavejší. Tvoria ho dolomity oolitickej štruktúry. Nachádza sa však menej často. V týchto typoch dolomitov sa okolo úlomkov kremeňa, plagioklasov a ortoklasov koncentricky vyzrážali dolomitické minerály. Tieto dolomitické oolity sa nachádzajú v amorfnej forme. Oolitická štruktúra dolomitov dokazuje, že sedimentácia sa uskutočnila v príbrežných genetických podmienkach. Zachovaná pôvodná oolitická štruktúra a tým, že mineralogicky karbonáty okolo úlomkov klastických minerálov zodpovedajú dolomitom, potvrdzujú náš predošlý názor (M. I v a n o v, 1969), že dolomitizácia nie je sekundárna, ale že polohy dolomitov medzi keuperskými bridlicami vznikli primárnym vyzrážaním horčička z morskej vody.

Geochemický obraz keuperských bridlíc a dolomitov Považského Inovca nám dokumentuje séria kompletných a kvantitatívno-spektrálnych analýz.

Analýzy sú zoradené tak, že lokality nasledujú od juhu Považského Inovca na sever. Všetky analýzy boli vypracované v GÚDŠ (Gregorová, Sůrová, Jirásková, Kupčo a Klinčeková).

Podľa kompletných silikátových analýz majú keuperské bridlice Považského Inovca vcelku ustálený chemizmus, čo dokumentuje pomernú

Kompletné silikátové analýzy keuperských bridlic

geol. čis.	chem. čis.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	
23	912	60,93	17,02	6,03	1,50	0,73	0,08	0,63	1,80	7,68	0,32	0,02	
24	913	59,25	17,09	8,11	1,57	0,81	0,02	0,56	2,00	7,32	0,16	0,02	
18	904	45,18	17,06	7,98	1,04	0,53	0,03	4,35	7,26	4,16	0,52	0,03	
19	905	51,78	18,99	8,56	0,89	0,53	0,11	2,52	3,53	4,56	0,48	0,02	
20	907	42,48	13,82	9,15	1,05	0,57	0,03	7,41	7,25	3,76	0,12	0,04	
25	914	54,95	18,53	10,40	1,35	0,73	0,05	0,39	3,43	5,08	0,28	0,05	
7	890	58,10	17,24	7,95	1,29	0,61	0,05	0,60	3,46	5,28	0,52	stopy	
8	892	56,30	18,27	5,67	1,72	0,61	0,05	0,49	3,56	5,08	0,48	stopy	
9	894	41,94	15,36	6,24	0,86	0,53	0,04	7,00	7,90	4,80	0,34	0,04	
10	896	42,28	18,21	9,43	0,86	0,70	0,08	4,53	6,22	6,32	0,24	0,03	
11	898	54,86	19,28	12,05	0,89	0,48	0,05	0,38	2,82	5,08	0,28	0,01	
12	899	52,45	18,77	6,48	1,64	0,49	0,06	1,26	6,55	4,40	0,40	0,02	
13	900	66,26	14,07	2,35	1,34	0,45	0,05	0,64	4,23	3,48	0,92	0,02	
14	901	57,21	18,63	7,55	0,89	0,50	0,08	0,20	4,84	4,20	0,99	0,02	
21	909	60,05	17,02	8,32	2,25	0,73	0,12	0,42	2,85	5,20	0,76	0,02	
22	911	70,37	12,96	5,20	1,65	0,57	0,09	0,49	2,14	3,50	1,24	stopy	piesčité variety bridlic
87	1687	48,84	15,93	5,60	1,43	0,56	0,01	4,13	8,69	3,60	0,24	0,02	dolomiticko- piesčité bridlice
88	1688	30,62	7,03	2,64	0,86	0,28	0,05	16,08	13,71	2,88	0,10	0,09	

Kvantitatívne spektrálne analýzy keuperských bridlic

geol. čís.	chem. čís.	Mn	Sr	Ba	Ni	Cr	Pb	Cu	Zr	V	Co
23	905	229	28	302	44	100	10	20	30	95	16
24	906	204	30	302	63	104	10	38	39	117	15
18	900	562	100	125	25	89	16	3	70	72	10
19	901	478	89	109	33	97	16	3	75	74	7
20	902	933	234	74	33	67	17	3	63	60	10
25	907	500	57	186	63	104	54	4	93	112	15
7	890	67	47	134	46	95	10	3	38	87	8
8	891	63	43	120	48	109	10	54	52	120	9
9	892	426	245	138	33	77	10	3	31	97	10
10	893	281	60	104	25	117	10	3	42	162	7
11	894	41	117	85	43	141	23	3	87	134	10
12	895	338	34	97	41	79	50	3	58	53	15
13	896	309	60	114	33	85	14	5	70	54	9
14	897	223	46	177	46	117	10	7	60	79	10
21	903	204	25	269	42	89	21	4	107	74	12
22	904	173	51	120	20	67	10	5	177	52	10
87	944	346	70	141	38	97	16	3	69	114	14
88	945	891	50	141	9	26	12	3	30	25	10

Kompletné analýzy keuperských dolomitov

geol. čís.	chem. čís.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO
19a	906	3,61	0,51	0,67	0,45	stopy	0,02	28,01	18,11	0,15	0,20	0,09
20a	908	5,16	0,32	1,25	0,45	0,01	0,02	27,48	20,31	0,08	0,12	0,08
7a	891	7,24	0,90	1,85	0,50	stopy	0,03	26,65	19,85	0,16	0,28	0,05
8a	893	7,26	1,80	1,65	0,50	stopy	0,04	26,65	19,36	0,48	0,08	0,05
9a	895	7,20	2,18	1,53	0,43	stopy	0,04	26,79	19,16	0,32	0,40	0,09
10a	897	3,75	0,38	0,58	0,60	stopy	stopy	27,90	20,87	0,04	0,24	0,06
21a	910	3,85	1,14	1,04	0,67	0,07	0,03	27,34	20,07	0,28	0,20	0,07

(oolitická
štruktúra)(oolitická
štruktúra)

Keuperské dolomity — lokalita

geol. čís.	lokalita
19a	juv. dolinka od Sokoloviec
20a	pri priehrade v Moravanoch
26	obec Hubina
8a	pri južnom okraji Hubiny
10a	detto
21a	zárez lesnej cesty cca 6,5 km južne od Modravy

Keuperské bridlice

geol. čís.	lokalita
23	dolinka juv. od Sokoloviec
24	detto
18	pri chatkách južne od Moraván
19	detto
20	pri priehrade v Moravanoch — Považský Inovec
25	obec Hubina
7	pri južnom okraji Hubiny
7a	detto
8	odkryv pri južnom okraji Hubiny
9	detto
9a	pri južnom okraji Hubiny
10	pri južnom okraji Hubiny
11	cca 1,5 km južne od Hubiny
12	južne od Modravy, cca 2 km južne od pionier. tábora
13	detto
14	južne od Modravy, nočné údolíčko 250 m južne vz. č. 13
21	zárez lesnej cesty, cca 6 km južne od Modravy
22	lesná cesta, cca 6,5 km južne od Modravy
87	cca 1 km severne od Radošinej
88	cca 2 km severne od Radošinej

stálosť sedimentačných podmienok. Pre keuperské bridlice sú charakteristické vysoké obsahy najmä trojmocného železa, Súvisí s tým aj fakt, ktorý bol zistený pomocou scintilačného γ -rádiometra, že v keuperských bridliciach zaznamenávame relatívne vysoké hodnoty rádioaktívnych prvkov (U, Th) (18–21 μ R).

Z pomeru $Fe^{+++} : Fe^{++}$ vyplýva, že trojmocné železo vysoko prevažuje, čo poukazuje na oxidické prostredie v sedimentačnej panve. Keď sledujeme distribúciu horčíka v sedimentoch keupru, zistíme, že v bridliciach prevažuje vždy horčík nad vápnikom, čo v bridliciach mezozoika ostatných útvarov nebýva, a dolomity medzi keuperskými bridlicami obsahujú o niečo menej Mg ako dolomity ladinu-anisu. Treba pripomenúť, že dolomity keupru sú do značnej miery znečistené klastickou zložkou, výrazne to vidieť najmä na vzorkách z Hubiny, kde bola zaznamenaná oolitická štruktúra (vysoké obsahy SiO_2).

Obsahy horčíka v karpatskom keupri nám teda potvrdzujú, že Mg-anomália, ktorá sa tak mohutne prejavuje v anise-ladine, zasahuje až do noru-karnu.

Pri sledovaní alkálií v bridliciach keupru zisťujeme, že K_2O vysoko

prevažuje Na_2O . Podľa toho v základnej hmote bridlíc dominujú fľovité minerály. U piesčitých variet pochopiteľne vzrastá obsah SiO_2 .

Z kvantitatívno-spektrálnych analýz keuperských bridlíc Považského Inovca nám opäť vyplýva spomenutá chemická ustálenosť i u mikroelementov. Určitú variabilitu, ktorú je dosť ťažko vysvetliť, zaznamenávame len v pomere Ba : Sr.

Vzorky 7, 8 a 11 majú veľmi nízke hodnoty Mn. Súvisí to s veľmi vysokým obsahom Fe^{+++} pri malom obsahu Fe^{++} v týchto horninách.

Podľa celkovej asociácie prvkov v keuperských bridliciach nie je žiadne anomálne nahromadenie mikroelementov, iba u vanádu v bridliciach čiastočne zaznamenávame zvýšený klark. Niektoré zvýšené hodnoty meďi (u vzoriek 8, 23, 24) môžu súvisieť so zanesením rudných minerálov do sedimentačnej panvy.

Do tlače odporučil J. Gubač

Literatúra

- BIELY, A. 1961: Predbežná správa o geologickom výskume Tribečského pohoria. Geologické práce, Správy, 22. Bratislava.
- IVANOV, M. 1963: Geochémia krížňanskej a chočskej jednotky Strážovskej hornatiny. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- MAHEL, M. 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. zborník, 2. Bratislava.
- MAHEL, M. 1967: Regionálna geológia ČSSR, diel II. Praha.

Pavol Gross—Margita Vaňová

The Budín Paleogene in the borehole GK-8

(1 obr. v texte, 6 tab. na kriede XXXIII—XXXVIII, slovenské resumé)

Abstract. The authors discuss lithology, stratigraphy and tectonic of the Paleogene sediments found in the Central-Slovakian neovulcanic area, in the borehole GK-8, situated near Ostrá Lúka. The results of investigations show that the beds studied belong to the Budín Paleogene.

A complex geological research in the Central-Slovakian neovulcanites, including the borehole GK-8 near Ostrá Lúka, resulted in encountering a basal transgressive lithofacies of the Paleogene, containing many larger foraminifers.

The Paleogene is quite frequent a phenomenon in the area studied. Since long ago there have been conglomerates extending discontinuously northward between Vyhne and the valley Teplá or the Juraj pit (north of Banská Štiavnica). Near the Juraj pit, the conglomerates rest upon Middle-Triassic limestones and dolomites. In southwest they are confined by a dacite dyke (J. Burian 1970). The Paleogene sediments from Vyhne were already mentioned by J. Pettko (1853). L. Rozložník (1966) described conglomerates near the elevation point 600,6 m — Ostružľa, Bartko—Henderlová, and between Kopanice and the elevation point 650,8 m — Trstenné. Exposures near Vyhne and Ostružľa may be regarded as the only localities evidenced stratigraphically. Here the top constituents of the sequence are nummulitic limestones; from Ostružľa described by J. Szabó (1891). Conglomerates and breccia at Mravište and Bartko, referred with the greatest probability to the Eocene by L. Rozložník (1966) should be examined more in detail. Petrographical description and microscopical examination show that they are identical with the Neogene breccia from the borehole GK-8, overlying the basal Paleogene. In the area of mines in Štiavnica, the boreholes KOV-39, KOV-33, KOV-40, VŠ-5 and KOV-41 encountered conglomerate layers 0,30 m—177,20 m in thickness. J. Burian (1970), basing upon their geologic position and a lithological comparison with analogous conglomerates described by L. Rozložník, referred them to the Paleogene.

RNDr. P. Gross—RNDr. M. Vaňová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

Besides the localities and boreholes mentioned, conglomerates were also found in a passage along the Bieber vein. The latest occurrences of the Paleogene in this region are mentioned by L. Rozložník — O. Samuel — J. Jacko (1973) from the borehole HDŠ-1 north of Banská Štiavnica near Repište.

Concise profile of borehole GK-8

In the borehole GK-8, the Quaternary is underlain by a thick complex of neovolcanites (K. Karolus 1974). In the basement of the neovolcanites are coarse-grained and bouldershaped conglomerates and breccia from elevations destroyed by exogene processes in the period between the Upper Lutetian and commencement of volcanism, and perhaps by increased seismic activity. The Paleogene material consists of pebbles, fragments and blocks several meters in size. They originate from the rocks of the subjacent basal lithofacies of the Paleogene.

The Neogene breccia is underlain by a Paleogene sequence — the basal lithofacies discussed.

By boreholes encountered were Mesozoic and Permian sediments below the Paleogene. They will not be treated here in detail.

Geologic characteristics of the Paleogene sediments

The basal transgressive lithofacies of the Paleogene consists of sandstones, organodetrital and organogenic limestones, and of conglomerates and breccia poor in fauna. The total thickness of the sequence is 96,90 m.

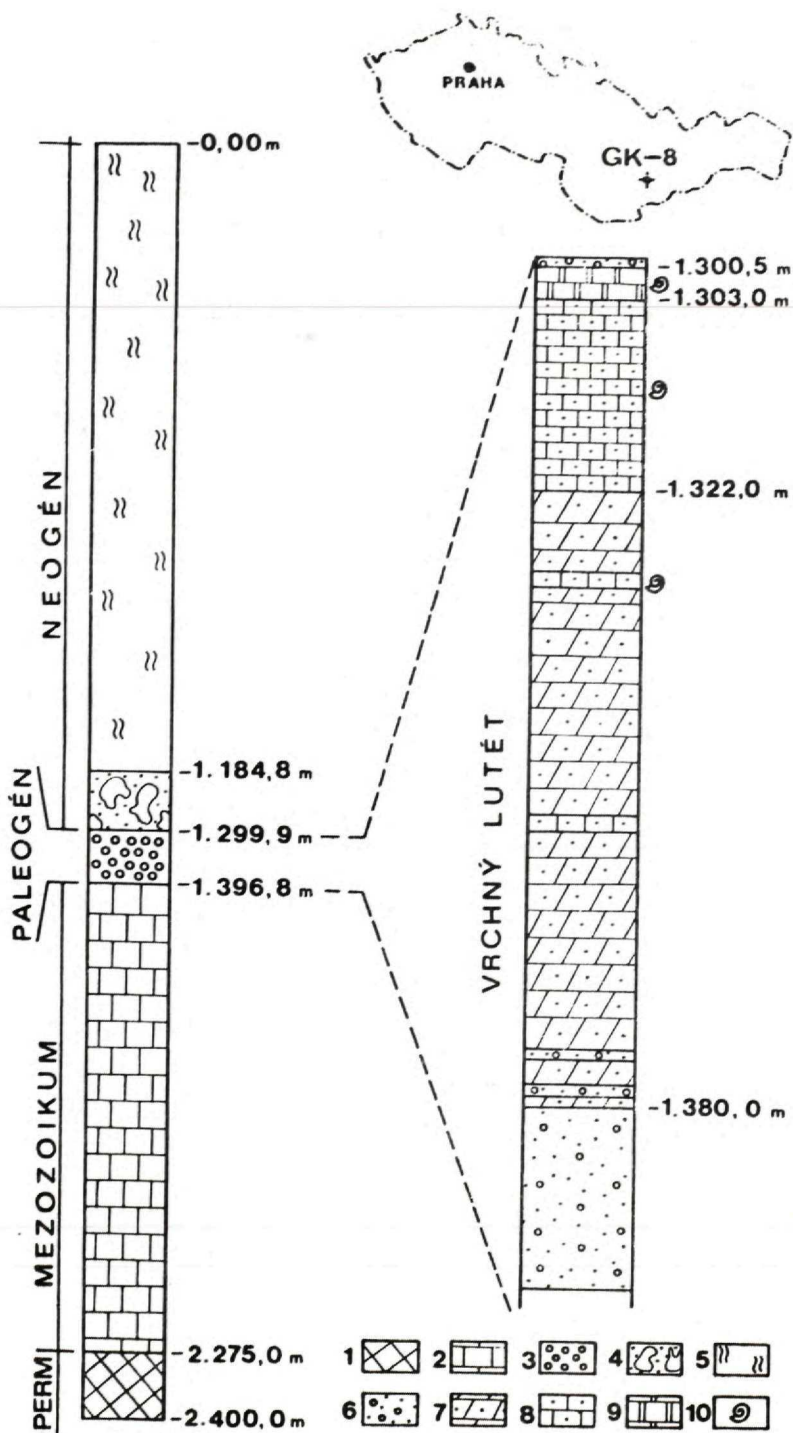
Between 1299,90 m and 1300,50 m are finegrained breccia and conglomerates in places in the form of poorly rounded pebbles. The pebbles 2 mm — max. 25 mm in size are composed by granular, mostly grey — black dolomite. Less frequent are finegrained and muddy limestones, and greenish epimetamorphosed sandstones. The roundness of the pebbles is 0° — max. 2° (isolatedly; in the sense of A. V. Chabakov 1933). Cement among the pebbles is abundant or even prevalent in places. It is recrystallized calcareous matter with frequent quartz grains and accessories: glauconite, zircon, muscovite and autigenic pyrite. As regards organic remains in cement, most frequent are nummulites, less fragments of red algae and minor fragments of organic nature.

Lithological-stratigraphical column of the borehole GK-8

Non-dissected sequences (1—5): 1 — Permian, 2 — Mesozoic of the Choč nappe, 3 — basal Paleogene, 4 — Neogene breccia, 5 — Neovolcanic rocks;

Upper Lutetian (6—9): 6 — fine- and medium-grained conglomerates and breccia, 7 — dolomite sandstone, 8 — sandy limestones, 9 — organogenic and organodetrital limestones, 10 — fossil occurrences.

Perm—Permian, Mezozoikum—Mesozoic, paleogén—Paleogene, neogén—Neogene, vrchný lutét—Upper Lutetian



Between 1300,50 m and 1303,00 m is a layer of grey-white and white organogenic (nummulitic) limestones in the sense of J. Petránek (1963) or bioaccumulated limestones in the sense of K. W. Stauffer (1962). Among organic remains most frequent are nummulites (they are even rock-forming), less alveolines, fragments of echinoids, red algae, macrofauna and indetermined smaller foraminifers (*Rotalidae*, etc.). In partially recrystallized calcareous matrix are minor angular grains of quartz, and accessory amounts of zircon, orthoclase, biotite and pyrite. Among rock fragments are isolated grains of quartzites and finegrained limestones.

Between 1303,00 m and 1380,00 m downwards to the basement the amount of organic remains decreases, and organogenic limestones gradually pass into lightgrey and yellow-white sandy limestone-calcarenite in the sense of A. W. Grabau (1904). At the depth of 1315,60 m the limestone contains about 10 % grains of quartz and other silicites, and accessory amounts of zircon, biotite, tourmaline, orthoclase grains, and among rock fragments — epimetamorphosed sandstones (sericitic quartzites in the sense of B. Hejtmán 1956). Like in almost the whole segment of the borehole described there are minor grains of pyrite decomposed in iron oxides. The matrix of the sandy limestone is extremely finegrained in places recrystallized into calcite.

From the depth of 1322,00 m calcarenite is gradually replaced by dolomite sandstone which is medium — and coarsegrained. There are also isolated layers of calcareous sandstones with nummulites or layers of sandy limestones without fauna. In a sample of markedly sandy limestone from the depth of 1335,00 m found were quartz (to 20 %), and accessory amounts of muscovite, feldspars, zircon, apatite ?, and among rock fragments quartzites, hornfels and epimetamorphosed sandstones. Some fissures in the dolomite sandstones (like in the depth of 1320,50 m and 1324,20 m) are filled with redbrown and violet pelrites with indications of polish.

In the middle and lower parts of the segment described dolomite sandstones alternate with layers finegrained carbonatic conglomerates (absolutely predominant are pebbles of dolomites, less frequent — various types of limestones and quartzites). At the depth of 1379 m the dolomite pebbles are up to 5 cm in size, with an average roundness 1—2°, angular in places.

Between 1380,00 m and 1396,80 m are medium-grained conglomerates with varied pebble material. The size of the pebbles is 2 cm or exceeds the diameter of the borehole. They are composed of dolomites, quartzites, variegated sandstones, white-milky quartz, a. o. Roundness of pebbles is very good, 3—4° in average. Cement is coarse-sandy and fine-conglomeratic.

Larger foraminifers in Paleogene sediments

Two finds of larger foraminifers may be quoted from the borehole GK-8. The first is from the blocks of the basal transgressive lithofacies, sunk in the Neogene breccia (1184,80—1299,90 m); the second from the basal

transgressive lithofacies (1299,90—1396,80 m). The tests are not sorted by size. The upper part of the basal transgressive lithofacies (1301,80—1302,80 m) is very rich in nummulites. Their amount decreased downward to the basement. The bottom beds (1330,50 m) are poorest in the number of specimens. Very abundant are nummulites in the Neogene breccia in the block of the basal transgressive lithofacies. As regards individual species, they are almost the same in the bioassociations.

In the block of the basal transgressive lithofacies in the Neogene breccia are the species *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites discorbinus* (Schlotheim), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac. The basal transgressive lithofacies at the depth of 1301,80—1314,00 m shows the same faunal content. At 1330,50 m are also alveolines and an isolated fragment of a test of *Orbitolites* sp. As regards the individual species and their arran-

Larger Foraminifera from the borehole GK-8

Tab. 1

Upper Lutetian	Age		Lithology (P. GROSS 1974)	Depth in M	<i>Nummulites variolarius</i> (LAMARCK)	<i>Nummulites striatus</i> <i>minor</i> ARCHIAC & HAIME	<i>Nummulites discorbinus</i> (SCHLOTHEIM)	<i>Nummulites perforatus</i> <i>perforatus</i> (MONTFORT)	<i>Nummulites puschi</i> ARCHIAC	<i>Alveolina</i> sp.	<i>Orbitolites</i> sp.		
	Basal transgressive Lithofacies	Neogene											
Basal transgressive Lithofacies	Block of Paleogene Basal transgressive Lithofacies in Neogene breccia	Neogene	Nummulite limestone	1184,80	+	+	+	+	+				
				1249,50— 1249,90				+	+	+	+		
				1250,50				+			+	+	
					1301,80				+	+			
					1302,80				+	+			
					1308,30				+	+			
					1313,50— 1314,00				+	+			
					1314,00	+	+		+	+			
					1330,50	+	+		+	+	+	+	+

gement in the rock, the block of the basal transgressive lithofacies in the Neogene breccia is analogous with the basal transgressive lithofacies at the depth interval 1301,80—1302,80 m. Destruction of the basal transgressive lithofacies followed its compaction. According to age diapason of the individual species it may be referred to the Upper Lutetian.

The bioassociation of occurrences of the individual species is particular. Very frequent is the species *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac. Less frequent are *Nummulites striatus minor* Archiac—Haime, *Nummulites discorbinus* (Schlotheim), and isolated *Nummulites variolarius* (Lamarck). Besides those, at the depth of 1330,50 m are alveolines, and a fragment of a representative of the genus *Orbitolites*. Interestingly there are *Nummulites discorbinus* (Schlotheim) and *Nummulites puschi* Archiac. So far *Nummulites discorbinus* (Schlotheim) has not been recorded from the basal transgressive lithofacies of the Central-Carpathian Paleogene. It was only recorded from a marginal facies in the borehole ČČ-4 (upper Priabonian, F. Bieda 1959), in the East Slovakian Flysch Belt in the borehole PU-1 Šambron.

The species *Nummulites puschi* Archiac occurs in the basal transgressive lithofacies in the Upper Lutetian of the Central-Carpathian Paleogene at the locality of Veľká Kýčora (F. Bieda 1963), in redeposited blocks at the locality Pucov (the Upper Lutetian — Lower Priabonian boundary F. Bieda 1957) and in graded-bedded sandstones SSE of Drienica (Lower Priabonian, M. Vaňová 1964). In the East-Slovakian Flysch it was found in the Čerchov unit of the Magura nappe near Kračúnovce (F. Bieda 1960).

Out of our region F. Bieda (1963) recorded *Nummulites puschi* Archiac from the Tatra Eocene in Poland. In the first "hemera" it occurs with the species *Nummulites brongniarti* Archiac—Haime; in the IInd hemera with *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) in the IIIrd hemera — with the species *Nummulites millecaput millecaput* Boubée. In the IVth hemera it is present together with the Priabonian species *Nummulites fabianii* (Prever). The bioassociation from the borehole GK-8, with very frequent *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) corresponds to bioassociations from the IInd hemera in the Tatra Eocene. Different is the associate fauna. Common are *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites striatus minor* Archiac—Haime, *Alveolina* and *Orbitolites* sp. In the association of the borehole GK-8 missing are *Nummulites striatus striatus* (Bruguière), *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Nummulites rotularius* Deshayes, and representatives of the genera *Operculina*, *Assilina* and *Discocyclusina*.

Nummulites puschi Archiac and *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) are out of our country at the localities Bakonybél, Olaszfalu, Péntesgyőr and Bakonybánya in the Bakony mountains (G. Kopek—T. Kecskeméti—E. Dudich 1965). Associate fauna comprises *Nummulites striatus striatus* (Bruguière), *Nummulites discorbinus* (Schlotheim) and *Alveolina fusiformis* Sowerby. The authors mentioned included the localities in the horizon with *Nummulites*

tes perforatus perforatus (Montfort), which is the tenth (X) horizon with larger foraminifers in the Eocene of the Bakony mountains.

When the bioassociation from the borehole GK-8 is compared with the common occurrences of *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac in bioassociations out of our territory, then it is obvious that in the borehole GK-8 is an association similar to the associations from the horizon with *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort). On the grounds of the presence of the associate species *Nummulites discorbinus* (Schlothheim), the basal transgressive lithofacies in the borehole GK-8 may be regarded as a part of the non-flysch Budín Paleogene. Most likely it is its northeastern confinement.

Paleogeographical estimation

The area of sediments of the basal Paleogene is rather small in the region discussed. It is either due to considerably dissected pre-Lutetian relief or to the fact, that some blocks were uplifted or subsided by post-Paleogene fault tectonics; eventually due to both alternatives. The deposited basal Paleogene was removed from the uplifted blocks by post-Paleogene erosion before the Neogene sedimentation. In the overjacent Neogene breccia are fragments and pebbles of varied size, and blocks up to 7 m — of the Paleogene rocks.

Besides the occurrence of the claystone lithofacies in the borehole HDŠ-1 (L. Rozložník — O. Samuel — S. Jacko 1974), elsewhere were only found coarseclastic sediments belonging to the basal lithofacies. Most likely in the area of the Central-Slovakian neovolcanites deposited predominantly basal sequences. It is also indicated by the fact, that no higher sequence was found in any of the Paleogene localities known (boreholes, natural exposures). In the overjacent sequence of the Neogene breccia — in the boreholes GK-8 and PKŠ-1 near Gondovo were only old basement rocks and fragments of basal Paleogene, and no fragment indicating the lithofacies from the overlier of the basal Paleogene.

On the grounds of paleogeographic data on the Liptovská kotlina depression (D. Andrusov 1965; P. Gross 1971; R. Marschalko 1968), the existence of an extensive source area of clastic material in the area of the Nízke Tatry and Veľká Fatra mountains or in the area of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains is doubtless. It is likely that during the Eocene, the southern margin of the large cordillera extended farther northwards than all the Paleogene occurrences known in the Central-Slovakian volcanic region. On the grounds of evidenced transgression of the Central-Carpathian Paleogene sea from northwest south-eastward it is assumed that the sea started inundating locally the elevation during the Upper Lutetian, and the inundation was most intensive during the Priabonian. By the comparatively slow southeastward transgression (E. Köhler 1970)* the Central Carpathian sea could only

* E. Köhler (1970) presumes the transgression rate to be about 8 km for the minimum of 3 m. Y.

reach to the area of the Central-Slovakian neovolcanites as late as the Uppermost Priabonian — Oligocene.

Since the sediments in the borehole GK-8 are Upper Lutetian, the sequence studied cannot be in any connection with the Central-Carpathian Paleogene sea. On the grounds of the species of larger foraminifers corresponding to those in the Xth horizon in the Bakony mountains, and according to their stratigraphic values it is supposed that the Paleogene sequences studied deposited in the northern part of the epicontinental sea open southwards. We do not discuss here the possible later connection of the Central-Carpathian sea with the epicontinental.

In contrast to J. Burián (1970), we do not explain lithologic differences in the pebbly material of the basal Paleogene by various communicative lines between the source area and sedimentation basins formed at the beginning of the Eocene transgression, but we regard the differences as due to the nature of the basement. The pebble material, particularly in the bottom parts of the base, reflects the composition of the immediate basement in the respective place. In places of the Paleogene transgressing upon the Mesozoic carbonates, basal carbonatic breccia and conglomerates arose. Sea transgression upon other Mesozoic rocks or on crystalline rocks resulted in polymict conglomerates with pebbles of all types of the basement rocks. The local character of the material is evidenced by minimal or almost no roundness of pebbles. The upper parts of the basal sequence deposited farther from the margins will, naturally, differ from the immediate basement as regards material composition.

Review by O. Samuel

Translated by E. Jassingerová

References

- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. diel 1. vydanie, Vydavat. Slov. Akad. Vied, 392 p. Bratislava.
- BIEDA, F. 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, p. 28—71, Nr. 1, tab. 2—6. Bratislava.
- BIEDA, F. 1959: Fauna veľkých foraminifer od Veľkej Čausy. Geol. Práce, Zoš. 53, p. 97—104, tab. 13. Bratislava.
- BIEDA, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyša na Východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 18, p. 131—139, tab. 5—6. Bratislava.
- BIEDA, F. 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Inst. geol. 37, p. 1—215, tab. 1—26. Warszawa.
- BURIAN, J. 1970: Perspektívy metasomatického zrudnenia v oblasti Štiavnické Bane. Sbor. geol. Vied, Rad ZK, 12, p. 7—53. Bratislava.
- CIZANCOURT, M. 1948: Nummulitidae et Orbitoidae de l'éocène de Bojnice-les-Bains près Prievidza, Karpathes Slovaques. Geol. práce, Zoš. 17, p. 41—58, tab. 6—9, text. fig. 1. Bratislava.
- GRABAU, A. W. 1904: On the classification of sedimentary rocks. Amer. Geologist, 33, p. 228—247.
- GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. práce, Správy, 56, p. 109—124. Bratislava.
- GROSS, P. 1974: Paleogén vo vrte GK-8. Manuscript-Geofond, 8 p. Bratislava.

- HEJTMAN, B. 1956:** Všeobecná a systematická petrografia. Skriptum, Ediční středisko vysoké školy báňské v Ostravě, 356 p.
- CHABAKOV, A. V. 1933:** Kratkaja instrukcija dlja polevogo issledovanja konglomeratov. VGRO, GONTI.
- KAROLUS, K. 1974:** Závěrečná správa z vrtu GK-8. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1975:** Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Pliešovskej kotliny z vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke. Geol. Práce Správy 65. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1974:** Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8 Ostrá Lúka v Pliešovskej kotline. Manuskript, Geofond, Bratislava.
- KECSKEMÉTI, T.—VAŇOVÁ, M. 1972:** Nummulites of the Dorog—Štúrovo basin. Sbor. Geol. Vied, Rad ZK, 17, p. 105—146, pl. 27—32, text. fig. 1, 2. Bratislava.
- KOPEK, G.—KECSKEMÉTI, T.—DUDICH, E. 1965:** Stratigraphische Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. Acta Geol. Hung. 9, p. 411—426. Budapest.
- KÖHLER, E. 1967:** Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paleogäns des Rajec und Turiec-Kessels. Náuka o Zemi, Ser. Geol.; Geogr.; pedol. 3, Nr. 5, p. 1—87, Tab. 1—16, Text. Fig. 1—6, Text. Tab. 1—15. Bratislava.
- KÖHLER, E. 1970:** Stratigrafia liptovského eocénu na liste Ružomberok (1:50 000) na základe veľkých foraminifer. Manuscript-Geofond, 14 p. Bratislava.
- KÖHLER, E. 1971:** Štúdium veľkých foraminifer v eocéne Liptova. Manuscript-Geofond, 7 p. Bratislava.
- MARSCHALCO, R. 1968:** Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath. 19, Nr. 1, p. 69—94. Bratislava.
- PETRÁNEK, J. 1963:** Usazené horniny. 1. vyd., Naklad. ČSAV, 718 p. Praha.
- ROZLOŽNÍK, L. 1966:** Závěrečná správa. Výskum hornín Štiavnického ostrova (časť stratigrafia, tektonika, metalogenéza). Manuskript-Geofond, 244 p. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L.—SAMUEL, O.—JACKO, S. 1973:** Prejavy eocéneho vulkanizmu pri Banскеj Štiavnici. Geologické práce, Správy 61, p. 143—150. Bratislava.
- STAUFFER, K. W. 1962:** Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Catalo Mountains, New Mexico. Jur. Sedim. Petrol. 32, p. 357—396. Tulsa.
- SZABÓ, J. 1891:** Selmez kőrnyékének geológiai leírása. 1. A magy. tud. akad. külön kiadványa, 2 Mat. Term. Ért., IX. Budapest.
- VAŇOVÁ, M. 1962:** Veľké foraminifery z centrálnokarpatského paleogénu z lokality Huty pri Zuberči, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Miklušovce. Geol. Práce, Zoš. 63, p. 85—92. Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1964:** Veľké foraminifery z hromoško-šambrónskeho antiklinálneho pásma. Zpr. Geol. výsk. 2, p. 123—124. Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1972:** Nummulites from the area of Bojnice, the Upper Hron Depression, and the Budín paleogene around Štúrovo. Sbor. geol. vied, Rad ZK, 17, p. 104, pl. 1—26, Text. fig. 1—6, tab. 1—25. Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1973:** Tektonický a litologický výskum flyšu. Manuscript-Geofond, 29 p. Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1974:** Veľké foraminifery z vrtu GK-8. Manuscript-archív GÚDŠ, 11 p. Bratislava.

Explanation of plates XXXIII—XXXVIII

Plate XXXIII

- 1— 2 *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac in the block of the basal transgressive lithofacies in the Neogene breccia, borehole GK-8, 1184,80 m, 1×14, 2×4,5

foto M. Vaňová

Plate XXXIV

Nummulites striatus minor Archiac & Haime, *Nummulites discorbinus* (Schlotheim), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac in the block of the basal transgressive lithofacies in the Neogene breccia, borehole GK-8, 1243,00 m, X 4,5

foto M. Vaňová

Plate XXXV

Nummulites striatus minor Archiac & Haime, *Nummulites discorbinus* (Schlotheim), *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) and *Nummulites puschi* Archiac in the basal transgressive lithofacies, borehole GK-8, 1302 m, X 4,5

foto M. Vaňová

Plate XXXVI

- 1— 5 *Nummulites striatus minor* Archiac
1 A form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 21
2 A form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 20
3 B form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 20
4 B form, borehole GK-8, 1249,00 m, X 23
5 B form, borehole GK-8, 1302,00 m, X 20
6— 9 *Nummulites discorbinus* (Schlotheim)
6 A form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 20
7—8 A form, borehole GK-8, 1148,80 m, X 21
9 B form, borehole GK-8, 1148,80 m, X 20
10—11 *Alveolina* sp., borehole GK-8, 1330,50 m, 10×21, 11×20

foto M. Vaňová

Plate XXXVII

- 1— 3 *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort)
1 A form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 15
2 A form, borehole GK-8, 1302,00 m, X 10
3 A form, borehole GK-8, 1313,50 m, X 15
4— 5 *Nummulites puschi* Archiac
4 A form, borehole GK-8, 1314,00 m, X 11
5 borehole GK-8, 1313,50 m, X 11

foto M. Vaňová

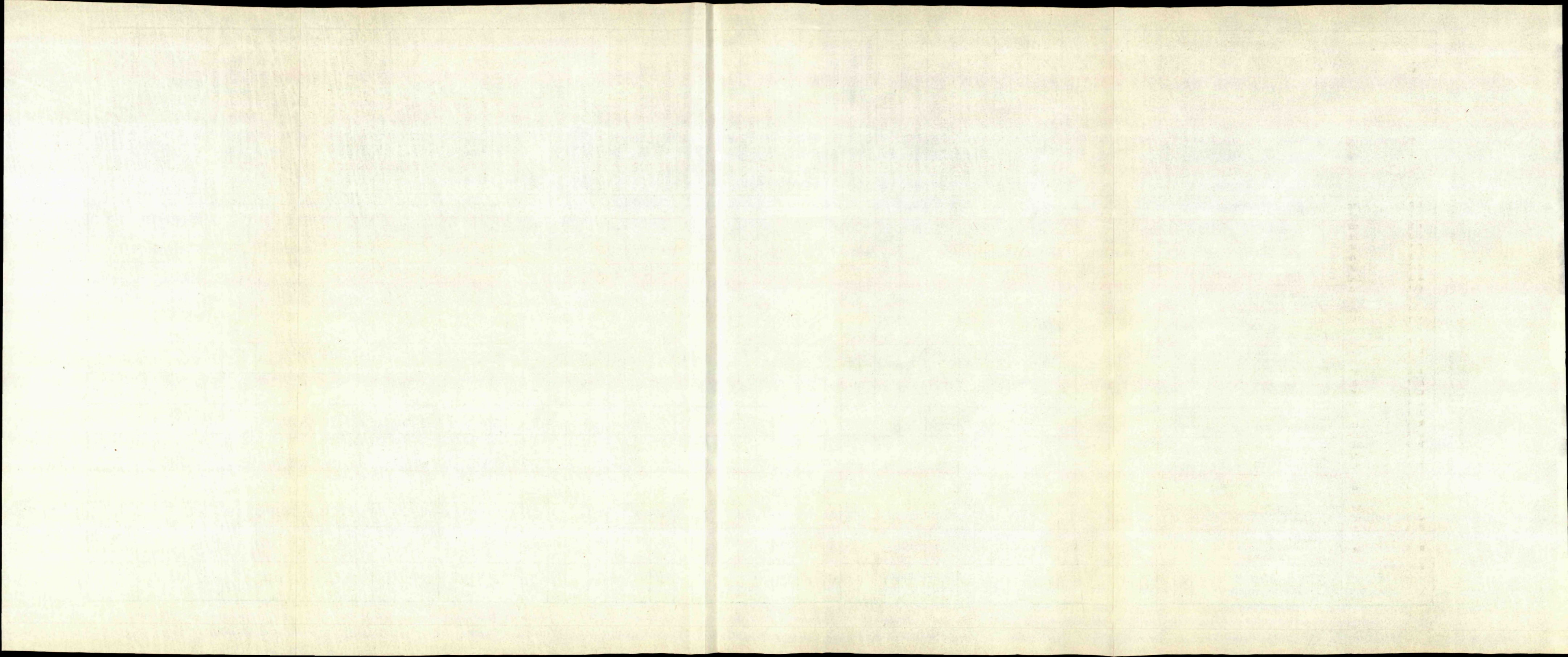
Plate XXXVIII

- 1 A form, borehole GK-8, 1249,90 m, X 11
2 B form, borehole GK-8, 1184,80 m, X 7,6

foto M. Vaňová

Comparative table of Larger foraminifers of Upper Lutetian Basal transgressive Lithofacies from the Budín Paleogene, Central-Carpathian Paleogene and the Tatra Eocene

Tatra Eocene (F. BIEDA 1963)	Central-Carpathian Paleogene		Budín paleogene		GK 8	1308,00—1314,00 m 1330,50 m	Orbitolites complanatus (LAMARCK)
	Hemera I — the hemera with <i>N. brongniarti</i> ARCHIAC & HAIME	Hemera II — the hemera with <i>N. perforatus</i> (MONTFORT)	X. horizon — the horizon with <i>N. perforatus</i> (MONTFORT) (G. KOPEK — T. KECSKEMÉTI — E. DUDICH 1965)	Bakony Mts.			
							<i>Orbitolites</i> sp.
							<i>Alveolina bosci</i> (DEFRANCE)
							<i>Alveolina elongata</i> d'ORBIGNY
							<i>Alveolina fusiformis</i> SOWERBY
							<i>Alveolina</i> sp.
							<i>Sphaerogypsina globulus</i> (REUSS)
							<i>Nummulites atacicus</i> LEYMERIE
							<i>Nummulites rotularius</i> DESHAYES
							<i>Nummulites variolarius</i> (LAMARCK)
							<i>Nummulites semicostatus</i> (KAUFMANN)
							<i>Nummulites anomalus</i> HARPE
							<i>Nummulites striatus striatus</i> (BRUG.)
							<i>Nummulites striatus minor</i> A & H
							Transitional forms from <i>N. striatus minor</i> ARCHIAC & HAIME to <i>N. striatus pannonicus</i> (ROZLOZSNIK)
							<i>Nummulites striatus pannonicus</i> (ROZLOZSNIK)
							<i>Nummulites kovácsiensis</i> HANTKEN & MADARÁSZ
							<i>Nummulites discorbis</i> (SCHLOTHEIM)
							<i>Nummulites subtilis subtilis</i> VAŇOVÁ
							<i>Nummulites subtilis maior</i> KECSKEMÉTI
							<i>Nummulites incrassatus incrassatus</i> HARPE
							<i>Nummulites incrassatus ramondiformis</i> HARPE
							<i>Nummulites subplanulatus mehesi</i> VAŇOVÁ
							<i>Nummulites distans heimi</i> (ROZLOZSNIK)
							<i>Nummulites cf. parvus</i> PREVER
							<i>Nummulites inkermanensis</i> SCHAUB?
							<i>Nummulites gallensis</i> (HEIM)
							<i>Nummulites garnieri sturti</i> VAŇOVÁ
							<i>Nummulites perforatus perforatus</i> (MONTFORT)
							<i>Nummulites perforatus sismondai</i> ARCHIAC
							<i>Nummulites aturicus</i> JOLY & LEIMERIE
							<i>Nummulites brongniarti</i> A & H
							<i>Nummulites aff. brongniarti</i> ARCHIAC & HAIME
							<i>Nummulites puschi</i> ARCHIAC
							<i>Nummulites millecaput millecaput</i> BOUBÉE
							<i>Nummulites millecaput minor</i> (HEIM)
							<i>Assilina exponens</i> (SOWERBY)
							<i>Assilina spira planospira</i> (BOUBÉE)
							<i>Assilina spira</i> (ROISSY)
							<i>Assilina</i> sp.
							<i>Operculina alpina</i> DOUVILLE
							<i>Operculina parva</i> DOUVILLE & GORMAN
							<i>Operculina</i> sp.
							<i>Discocyclina multiplicata</i> (GÜMBEL)
							<i>Discocyclina scalaris</i> (SCHLUMBERGER)
							<i>Discocyclina dowillei</i> (SCHLUMBERGER)
							<i>Discocyclina discus</i> (RÜTIMEYER)
							<i>Discocyclina ephippium</i> (SCHLOTHEIM)
							<i>Discocyclina pratti</i> (MICHELIN)
							<i>Discocyclina fortis</i> (ARCHIAC)
							<i>Discocyclina umbo</i> (SCHLOTHEIM)
							<i>Discocyclina nummulitica</i> (GÜMBEL)
							<i>Discocyclina varians</i> (KAUFMANN)
							<i>Discocyclina andrusovi</i> CIZANCOURT
							<i>Discocyclina rancotensis</i> DAVIES
							<i>Discocyclina daguini</i> NEUMANN
							<i>Discocyclina</i> sp.
							<i>Asterocyclina stella</i> (GÜMBEL)
							<i>Asterocyclina stellaris</i> (BRUNNER)
							<i>Asterocyclina stellata</i> (ARCHIAC)
							<i>Actinocyclina radians</i> (ARCHIAC)



Budínsky vývoj paleogénu vo vrte GK-8

Resumé anglického textu

Tab. XXXIII—XXXVIII

Pri komplexnom geologickom výskume stredoslovenských neovulkanitov bola neďaleko Ostrej Lúky vo vrte GK-8 prevítaná bazálna transgresívna litofácia paleogénu s bohatým obsahom veľkých foraminifér. Vytvorená je z organodetrítických a organogénnych vápencov a zo zlepcov a brekcií chudobných na faunu. Celková hrúbka súvrstvia dosahuje 96,90 m.

V predmetnom území boli okrem doteraz opísaného výskytu ílovcovej litofácie vo vrte HDŠ-1 (L. Rozložník, O. Samuel, S. Jacko 1974) nájdené iba hruboklastické sedimenty bazálnej litofácie. Je pravdepodobné, že tu, v oblasti dnešných stredoslovenských neovulkanitov, sedimentovalo prevažne iba bazálne súvrstvie. Vedie nás k tomu okrem iného aj poznatok, že ani na jednom z doteraz známych miest výskytu paleogénu (či už vo vrtoch, alebo v prirodzených odkryvoch) sa vyššie súvrstvie nenašlo. V nadložnom súvrství neogénnych brekcií, tak vo vrte GK-8, ako aj vo vrte PKŠ-1 pri Gondove sme okrem starších podložných hornín a úlomkov bazálneho paleogénu nenašli ani jediný úlomok, ktorý by pripomínal litofáciu z nadložia paleogénu.

Na základe paleogeografických poznatkov z Liptovskej kotliny (D. Andrusov 1965, P. Gross 1971, R. Marschalko 1968) sa už dnes nepochybuje o existencii mohutnej zdrojovej zóny klastík rozprestierajúcej sa niekde v priestoroch dnešných Nízkych Tatier a Veľkej Fatry, resp. v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. V eocéne južný okraj tejto veľkej kordiliery zasahoval pravdepodobne až do miest, ktoré ležia o niečo severnejšie ako všetky známe výskyty paleogénu stredoslovenskej vulkanickej oblasti. Na základe preukázanej transgresie centrálnokarpatského paleogénneho mora zo SZ v smere na JV bolo zistené, že more začalo zaplavovať opisovanú eleváciu lokálne vo vrchnom lutéte, no v rozhodujúcej miere až v priabone. Pri pomerne pomalom postupe transgresie na juhovýchod (E. Köhler 1970)* by centrálnokarpatské more dosiahlo oblasť stredoslovenských vulkanitov až niekedy vo vyššom priabone, prípadne oligocéne.

Pretože sedimenty vo vrte GK-8 sú vrchnolutétske, nie je možné dávať študované súvrstvie do súvisu s centrálnokarpatským paleogénnym morom. Na základe zhodného druhového zastúpenia veľkých foraminifér s X-tým horizontom veľkých foraminifér v Bakonskom pohorí a ich stratigrafickej hodnoty predpokladáme, že sa tu študované paleogénne súvrstvia usadili v najsevernejšej časti epikontinentálneho mora otvorené-

* E. Köhler (1970) uvádza postup mora na vzdialenosť približne 8 km minimálne za 3 milióny rokov.

ho smerom k juhu. Neskorším spojením centrálnokarpatského mora s epikontinentálnym, ktoré možno predpokladať, sa tu nezaoberáme.

Na rozdiel od J. Buriana (1970) litologické rozdielnosti vo valúnovom materiáli opisovaných výskytov bazálneho paleogénu nepripisujeme rôznym komunikačným spojom medzi oblasťou znosu a sedimentačnými panvami, ktoré vznikli v začiatkoch eocénnej transgresie, ale charakteru podložia. Dôkazom, že materiál má miestny charakter, je aj minimálne, resp. takmer žiadne, opracovanie valúnov. Vyššie členy bazálneho súvrstvia, usadzované ďalej od okraja, majú odlišné zloženie ako bezprostredné podložie.

Ivona Žůrková

Nález vějířovitého mechanoglyfu ve zlínských vrstvách křivského pásma

(2 tab. na kriede — XXXIX—XL)

Abstract. Described is a fan-shaped hieroglyph from the Zlín Beds of the Křivá zone in the Magura Flysch (Middle-Upper Eocene). The hieroglyph was found near the village Poličná on the river Bečva, to the south of Valašské Meziříčí [the northeastern part of the Hostýnské vrchy mountains].

K vnějším texturním znakům sedimentárních hornin náleží mimo jiné i nerovnosti vrstevních ploch. Z těchto pro flyšové uloženiny jsou charakteristické a nejběžnější hieroglyfy. Dělí se podle původu na bioglyfy (organický původ) a mechanoglyfy (mechanický původ).

Z bioglyfů nalézáme ve flyši nejčastěji stopy po lezení organismů, organismy vyvrtávané rourkovité chodbičky, někdy s keříčkovitými tvary (chondrity).

Z mechanoglyfů jsou to především proudové, erozní, vlekové a skluzové stopy. Mechanického původu a dosti rozšířené jsou ve flyši tzv. vtisky, vznikající v důsledku plastické deformace ještě nezpevnělé vrstvy při jejím pozdějším zatížení nadložním sedimentem.

Vějířovitý mechanoglyf byl nalezen u obce Poličné (j. od Valašského Meziříčí) ve zlínských vrstvách křivského pásma (Matějka — Roth 1949, Matějka 1949) o stáří střední-svrchní eocén.

Lokalita se nachází v levém nárazovém břehu Bečvy při s. okraji přirozeného odkryvu, pod studánkou, cca 2250 m jz. od kostela ve Valašském Meziříčí.

V tomto cca 170 m odkrytém souvrství se hrubě-středně rytmicky střídají mocné vrstvy vápnitých jílovců s méně mocnými vrstvami prachovců—střednězrnných pískovců, pelitomorfních a dolomitických vápenců a podřadnými vrstvičkami jílovců.

Vápnité jílovce jsou šedohnědé, šedé a čokoládově hnědé, jílovce zelenavěšedé, šedozeleňé, šedé, vzácně i hnědé. Maximální mocnost pískovcových lavic je 250 cm, vápnitých jílovců 800 cm, jílovců 12 cm. Poměr pískovců k vápnitým jílovcům a jílovcům je cca 15:84:1.

Nápadným znakem pískovcových lavic je skluzový způsob sedimentace jejich středních částí (viz tab. XXXIX, obr. 2). Prohněteny, roztrhány a chaoticky uspořádané bývají v těchto zvětralých a drobných skluzových polohách šedé, šedohnědé a čokoládově hnědé vápnité jílovce. Tyto jílovce vytvářejí kromě útržků i souvislejší polohy paralelní s vrstevními plochami.

MUDr. I. Žůrková, Ústřední ústav geologický, Brno

Dalším diagnostickým znakem souvrství je přítomnost glaukonitu v prachovco-pískovcových vrstvách. Zajímavé jsou rovněž rourkovité bioglyfy, orientované kolmo a různě kose k vrstevním plochám, hlavně však vytvářející nerovnosti na spodních vrstevních plochách. Častý je i výskyt převážně neměřitelných mechanoglyfů charakteru proudových (orientace h 4–5), nárazových stop nebo vtisků. Směr a sklon je h 7/60 k J.

Pouze přítomností vápencových lavic (vápence zastoupeny v souvrství přibližně 1 %) se souvrství liší od jinak podobného vývoje svrchních zlínských — vsetínských vrstev račanské jednotky.

Lavice pískovce s vějířovitými mechanoglyfy na spodní vrstevní ploše se nachází ve spodní části odkryvu a je 65 cm mocná (tab. XL, obr. 1). Skládá ji jemně-střednězrnný zelenavěšedý vápnitý pískovec, houževnatý, ve svrchních 20 cm podle nerovných odlučných ploch dělitelný. Přechod do nadložních břidlic není zcela zřetelný. V nadloží je více než 100 cm hnědošedých střípkovitých vápnitých jílovců. Podložní vrstvu 180 cm mocnou tvoří špinavě šedý, slabě nazelenalý, silně jemně písčitý vápnitý jílovec. Obrázek (tab. XL, obr. 2) zachycuje vějíř mechanoglyfu. Úplný rozvinutý vějíř je při spodním okraji vpravo překryt částí dalšího vějíře (viz kresba na obr. 1, tab. XL). Šířka jednotlivých laloků vějíře je 3–7 cm, délka 30–60 cm. Laloky se mírně obloukovitě ohýbají od středové osy. Jejich okraje jsou zvlněné a opět drobně lalůčkovité. Každý lalok vykazuje dílčí výraznou jemnou strukturu. Nerovnosti mechanoglyfu tvoří na spodní vrstevní ploše výškové rozdíly od několika mm do 6, místy až 10 cm.

Svým tvarem tyto mechanoglyfy připomínají listy, peří nebo vějíře, odtud také nesou různá pojmenování. K u e n e n je vzpomíná ve své práci (1957) jako „cabbate leaf structures“ („textury lupenu hlávky zeli“), Birkenmajerem (1958) byly popsány jako „deltoidálne hieroglyfy“ („deltoidální hieroglyfy“, „deltoidální hieroglyfy“), Książkiewicz (1958) pro ně zavedl název „hieroglify pierzaste“ („feather like hieroglyphs“, „pernaté hieroglyfy“), Haaf (1959) je nazývá „frondescent marks“ („vějířovité stopy“). Džułyński — Ślącza (1958), Džułyński (1963) používají Książkiewiczem zavedený název „pernaté stopy“. V roce 1963 Džułyński — Walton publikují experimentálně vyrobené „frondescent marks“ — vějířovité stopy. Gubler et al. (1966) v nomenklaturní práci řadí tyto mechanoglyfy do skupiny jazykovitých kontinuálních stop spodních vrstevních ploch jako vějířovité textury — vějířovité stopy (Structure Frondescente, „Frondescent-marks“).

Tak jako se různí pojmenování tohoto druhu mechanoglyfů, různí se i názory na jejich původ. Birkenmajer (1958) a Džułyński — Ślącza (1958) předpokládají, že jde o sekundární jevy, vytvářející se na písčito-jílovitém povrchu vrstev. Podle Birkenmajera jsou tyto stopy obměnou hieroglyfů skluzových. Jsou vázány na hieroglyfy vlekové nebo erozní, kdy jíl podložní vrstvy přiměřené konsistence je pod vahou mobilního písku, vtiskujícího se do dna rýh či žlabů, vytlačěn a hnut do boků. K rozvinutí vějířovitých mechanoglyfů dochází pak hlavně při zanikání žlabů nebo vlekových vyhloubenin. Podle vysvětlení Džułyń-

skeho — Śląc z k y (1958) jsou tyto stopy výsledkem lokálního „zkapalnění písku“ a vytlačení jílu. Nemusí se pak vyskytovat spolu se stopami vykazujícími proudové směry. Podle K s i ą ż k i e w i c z e (1958) a H a a f a (1959) je na tyto textury možno nazírat jako na reprezentanty typu proudových stop, jejichž listy se rozbíhají ve směru proudu. V roce 1963 D ż u ł y ŋ s k i píše, že za stavu znalostí o pojednávaných stopách nemůže vyslovit věrohodný názor o jejich původu nebo vyznačení směru. Téhož roku D ż u ł y ŋ s k i — W a l t o n publikují článek o experimentálně vyráběných stopách na vrstevních plochách. Při jejich pokusech vznikly vějířovité mechanoglyfy jako součást umělých turbiditů. Autoři udávají, že takové textury vznikají ve směru toku, v čelní části turbiditu, v části proudu s nejmenší turbulencí. Jsou vyvolávány vtékáním písku do hydroplastického podloží. Následkem zpomalování proudu suspenze v průběhu jejího pronikání do podkladu mohou pak být měřené směry jednotlivých laloků šikmé nebo dokonce až kolmé ke generelnímu směru proudu. M a r s c h a l k o (1966) považuje podobné vějířovité mechanoglyfy vzhledem k jejich pravidelnému tvaru a proudovému seříznutí lamin podložních jílovců za stopy erozního původu.

V místě nálezu vějířovitého mechanoglyfu u Poličné se nachází pouze malé množství měřitelných proudových stop, hlavně ve svrchnější části odkryvu. Proudové stopy vykazují směr h 4—5. Lavice s vějířovitým mechanoglyfem je nedokonale odkrytá a kromě toho nebyly na její vrstevní ploše nalezeny žádné jiné stopy. Generelní směr vějíře zde se částečně odchyluje od výše zmíněných proudových mechanoglyfů a vykazuje směr h 7—8. Vzhledem k malému počtu měřitelných mechanoglyfů, malému rozšíření vějířovitého mechanoglyfu (nedokonale odkrytá spodní vrstevní plocha lavice) a s ohledem na tektoniku v souvrství nelze se hlouběji zabývat ani otázkou vzniku těchto vějířovitých stop, ani otázkami jejich orientace.

Zajímavým zůstává místo výskytu, lépe typu sedimentu nebo sedimentačního prostředí, ve kterém se podobné textury mohou tvořit. Kromě výše popsaného vějířovitého mechanoglyfu ze zlínských vrstev křivského pásma magurského flyše byly popsány podobné D ż u ł y ŋ s k i m — Ś l ą c z k o u (1958) z Polska z krosněnských vrstev (oligocén) v okolí Wetliny, D ż u ł y ŋ s k i m (1963) z krosněnských vrstev u Tylawy nad Wislokou a Rudawky Rymanowske, B i r k e n m a j e r e m (1958) z vrstev chocholonskich (svrchní eocén) podhalanského flyše z okolí Szaflar a Cichego a ze zlínských vrstev (eocén) magurského flyše v oblasti Krásno nad Kysucou (ČSSR), dále M a r s c h a l k e m (1966) z okrajových litofacií flyše centrálních Karpat (lokalita Ovčie a Chminianske Jakubovany).

Všechna souvrství, v nichž byly vějířovité mechanoglyfy zaznamenány, jsou charakteristická bohatostí konvolutních a skluzových jevů.

Do tlače doporučil R. Marschalko

Literatura

- BIRKENMAJER, K. 1958: Orientowane hieroglify splywowe ve fliszu karpackim i ich stosunek do hieroglifów pradowych i wleczeniowych. *Acta geol. pol.*, 8, 117—147. Warszawa.
- DŹUŁYŃSKI, S. 1963: Wskazniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. *Stud. geol. pol.*, 12, 1—136. Warszawa.
- DŹUŁYŃSKI, S.—ŚLĄCZKA, A. 1958: Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 28, 205—260. Kraków.
- DŹUŁYŃSKI, S.—WALTON, E. K. 1963: Experimental production of sole markings. *Trans Edinburg geol. Soc.* 19, 3, 279—305. Edinburgh.
- GUBLER, Y. et al. 1965: Essai de nomenclature et caracterisation des principales structures sedimentaires. Paris.
- HAAF TĚN, E. 1959: Graded Beds of the Northern Apenines. Thesis, State University. Groningen.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidze Średnim. *Geol. Biul. inform.*, 135, 43—96. Warszawa.
- KUENEN, PH. H. 1957: Sole markings of graded greywacke beds. *J. Geol.*, 65, 231—258. Chicago.
- MARSCHALCO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát. *Zborn. geol. Vied, Rad ZK*, 5, 7—102. Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1949: Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. *Sborn. Stát. geol. Úst.*, 18, 2, 643—694. Praha.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949: Zpráva o geologickém mapování v okolí Rožnova pod Radhoštěm. *Věst. Stát. geol. úst.*, 24, 125—130. Praha.
- PESL, V. 1967: Die Vormagura-Einheit auf dem Gebiet der ČSSR. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 62, 1, 45—48. Praha.

Vysvětlivky k tabulkám XXXIX—XL

Tabulka XXXIX

Obr. 1 Typ sedimentace zlínských vrstev křivského pásma

Obr. 2 Detail lavice prachovce—jemnozrnného pískovce se skluzovým charakterem její střední části. Poloha lavice normální, nepřekocená

Tabulka XL

Obr. 1 Lavice pískovce s vějířovitými mechanoglyfy. Spodní partie plně vyvinutého vějíře, vpravo je překryta částí dalšího vějíře

Obr. 2 Deail povrchové struktury vějířovitého mechanoglyfu

Foto V. Mlýnek

Jozef Forgáč—Karol Karolus

Pozícia a vzťah mladých pyroxenických andezitov k biotiticko-amfibolicko-andezitovému komplexu

(3 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Detailed geological investigations in the Central-Slovakian neovolcanites during the last 10—15 years resulted in many important data on the history and structure of the neovolcanic complex in regional scale. One of them are data concerning the position of young pyroxenic andesites and their relationship to biotite — hornblende andesites. The authors deal with mutual relations between the andesite complexes with respect to the regional scale.

Úvod

V rámci podrobných geologických výskumov stredoslovenských neovulkanitov sa v posledných 10—15 rokoch dospelo k mnohým závažným poznatkom o vývoji a stavbe neovulkanického komplexu v regionálnej mierke. Patria k nim i vedomosti o pozícii mladých pyroxenických andezitov a ich vzťahu k biotiticko-amfibolickým andezitom.

Vzťah obidvoch uvedených erupčných typov je časovo a priestorovo veľmi úzky. Po konfrontácii viacerých vulkanických teritórií sa ukázalo, že má niekoľko spoločných znakov:

1. Pyroxenické andezity ležia miestami nad a miestami medzi produktmi biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu.
2. Pyroxenické andezity predstavujú skupinu zloženú z niekoľkých petrografických typov, a to z pyroxenických andezitov, leukokrátnych andezitov s biotitom (typ Sitno — s makroskopickým biotitom; typ Bzenica — so submikroskopickým biotitom).
3. Biotiticko-amfibolicko-andezitový komplex sa skladá z viacerých mineralogicko-petrografických odrôd. Platí to pre pevné efúzívno-extrúzívne telesá ako i pre vulkanoklastické členy. Sú to predovšetkým biotiticko-amfibolické andezity, biotiticko-amfibolické andezity s pyroxénom (hyperstén alebo augit), dacitoidné odrody — biotiticko-amfibolické andezity ± kremeň ± pyroxén.
4. Úzke časové a priestorové vzťahy pyroxenických andezitov k biotiticko-amfibolicko-andezitovým komplexom sa neobmedzujú len na určité územie, ale majú regionálnu pôsobnosť, ako sa to doteraz javí napr. v Kremnickom pohorí, Štiavnickom pohorí a Pohronskom Inovci.

RNDr. Jozef Forgáč, CSc.—RNDr. Karol Karolus, CSc., GÚDŠ, Bratislava, Mlynská dolina 1



Obr. 1 Schéma rozmiestenia vrtov v Pohronskom Inovci a v Štiavnickom pohorí

Niektoré z týchto poznatkov nachádzame už aj v starších prácach autorov. Najväčším prínosom spomedzi nich boli práce F. Fialu v Kremnickom pohorí, hlavne práca z roku 1957. Podáva v nej najkompletnejší obraz o geologickej stavbe a vulkanickom vývoji širšieho okolia Kremnice. Medzi mladšími pyroxenickými andezitmi (II. skupina) sú vyčlenené pyroxenické andezity tzv. hrebeňového typu (dosť často s pigeonitom popri hypersténe a namiesto augitu), „ktorých erupcie časove presahujú niektoré erupcie biotiticko-amfibolických andezitov z južnej časti pohoria a vystupujú potom v ich nadloží“ (l. c. str. 244). R. Lukáč (1955) nachádza pyroxenické andezity s biotitom (typ Sitno) na území južne od Banskej Štiavnice v Štiavnickom pohorí, v nadloží biotiticko-amfibolicko-andezitových vulkanoklastík. V rámci prehľadných geologických výskumov boli vyčlenené ako najmladšie pyroxenické andezity pod názvom „vitrofyrické“, paralelizované s tzv. „bohunickými“ andezitmi podľa Szabóa (1894) [M. Kuthana 1963, 1967], ktoré v geologickej mape 1:200 000 tvoria lávové prúdy, rozšírené často na značnej ploche, hlavne v priestore medzi Krškanmi, Ladzanmi, Počúvadlom a Bohunicami. Tieto andezity reprezentujú v schéme vulkanických fáz podľa M. Kuthana (l. c.) tzv. záverečnú fázu subsekventného vulkanizmu. Ďalšie výskumy však ukázali, že vitrofyrické andezity sú len jedným z viacerých štruktúrno-textúrnych typov pyroxenických andezitov, ktoré môžu mať i rôznu stratigrafickú príslušnosť. Vitrofyrické andezity z oblasti Čajkov—Rybník—Hronský Beňadik potvrdili, že sú staršieho veku. Ležia

v podloží tufitického horizontu spodného sarmatu (K. Karolus 1955, 1965; K. Karolus et al. 1967; K. Karolus—E. Karolusová 1964; K. Karolus—M. Vaňová 1973). Výskumy v tejto oblasti ukázali, že vitrofyrické andezity časovo nepresahujú erupcie ryolitov. V podloží ryolitov, ktoré ležia vo vrcholových častiach kopca Kliča pri Hronskom Beňadiku, sa nachádza vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie vyššie uvedeného spodného sarmatu a až pod ním ležia vitrofyrické andezity (K. Karolus 1965; K. Karolus—E. Karolusová 1964).

Začiatkom šesťdesiatych rokov k Fialovým poznatkom o mladých andezitoch pribúdali ďalšie, zistené v iných pohoriach, napr. v Pohronskom Inovci, v juhozápadnej časti Štiavnického pohoria (K. Karolus 1964; K. Karolus—E. Karolusová 1963), v západnej časti štiavnického ostrova (L. Rozložník—J. Slavkovský 1968), južne od Banskej Štiavnice (J. Burian 1964; M. Kuthan 1961).

Tieto poznatky doplnené výsledkami výskumov $M = 1:100\ 000$ poskytli konkrétne podklady pre vyčlenenie a definovanie tzv. IV. andezitovej fázy (K. Karolus 1967). Takto sa zjednotili výsledky výskumu mladých pyroxenických andezitov v Pohronskom Inovci a v Štiavnickom pohorí, čo sa prejavilo i v geologickej mape 1:100 000 z uvedených pohorí ako nový prvok v sukcesii neovulkanitov (J. Forgáč—K. Karolus 1968; K. Karolus—J. Forgáč 1969; J. Forgáč—K. Karolus—V. Konečný—E. Karolusová—M. Kuthan 1968; K. Karolus—J. Forgáč—V. Konečný 1968). Z týchto prác vyplynulo regionálne rozšírenie erupcií pyroxenických andezitov, v menšej miere pyroxenických \pm amfibol \pm biotit, ktoré sa uskutočnili po alebo medzi erupciami biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu. Pyroxenické andezity skončili svoju aktivitu pred výstupom sarmatských ryolitov typu Nová Baňa—Hliník—Kremnica (K. Karolus—J. Forgáč 1968; J. Forgáč 1968).

Pozícia mladých pyroxenických andezitov

Znalosti o väčšom rozšírení mladých pyroxenických andezitov v stredo-slovenskej neovulkanickej oblasti majú pre schému následnosti erupcií nesmierny význam. Ako sme zdôraznili už v úvode, ich výskyt je závislý od časových a pozičných vzťahov ku komplexu biotiticko-amfibolického andezitu. Ich osobitnou črtou je vzájomné striedanie sa s členmi AB komplexu. Potvrdilo to i niekoľko geologických profilov, ktoré boli buď vy-mapované, alebo pochádzajú zo série vrto. Je to predovšetkým zásluhou hlbších vrto, ktoré rozhodujúcou mierou prispeli k overeniu vzájomných vzťahov oboch andezitových komplexov hlbšie pod povrchom.

Pohronský Inovec

Komplex mladých pyroxenických andezitov je v Pohronskom Inovci rozšírený na veľkej ploche a má i značnú mocnosť (K. Karolus 1961, 1962, 1964, 1967; K. Karolus—E. Karolusová 1963; K. Karolus—J. Forgáč 1969). Vytvorený je prevažne z lávových prúdov

a vulkanoklastických členov tufového až aglomerátového charakteru, ktoré sa navzájom striedajú. Bohato a v typickom vývoji sa vyskytujú v masíve Veľkého Inovca medzi Novou Baňou—Orovnicou a Obycami—Machulincami, ojedinele, ale dokázateľne vo Vojšinskej kryhe medzi Novou Baňou—Štále a Veľkou Lehotou. Tento pyroxenický andezitový komplex leží na biotiticko-amfibolicko-andezitových tufoch, lokálne na tufitoch v profile Sedlová skala, ktorý bol overený vrtom NBK-4 (obr. 3; podľa K. Karolusa 1961). Na inom mieste, západnejšie pri Veľkej Lehote 70 m' mocný lávový prúd leukokrátneho andezitu leží na rozdiel od predchádzajúceho vrtu na ignimbritoch intermediárneho zloženia (andezitový typ ignimbrítov). Tento profil dokumentuje vrt GK-5 (obr. 3; podľa K. Karolusa 1969), ako aj séria profilov medzi Veľkou Lehotou a Obycami—Papierňou (K. Karolus 1967). Na severných svahoch a úpäť masívu Veľkého Inovca sa pyroxenické andezity striedajú s biotiticko-amfibolicko-andezitovými tufmi. Najlepší profil poskytujú severné svahy hrebeňa Firceng siahajúce až do údolia Starohutského potoka (K. Karolus 1967). Západnejšie medzi Starou Hutou a Bukovinou potvrdil striedanie pyroxenických andezitov s biotiticko-amfibolicko-andezitovými tufmi profil vrtu NBK-1 (obr. 3; podľa K. Karolusa 1961). Nadložný pyroxenický andezit je spravidla najmocnejší a predstavuje vrcholové časti hrebeňov Fircengu a i.

Pyroxenické andezity Pohronskeho Inovca sú sčasti leukokrátne, prevažne však hyperstenicko-augitické.

Štiavnické pohorie

Mladé pyroxenické andezity sú regionálne rozšírené i v tomto pohorí. Boli zistené pri mapovacích i vrtných prácach v južnej, západnej, ako aj v severnej časti.

V juhovýchodnej a južnej časti ležia pyroxenické andezity bežného typu a pyroxenické andezity sitnianskeho typu. Vzájomné vzťahy oboch typov nie sú predbežne doriešené. Sitniansky typ je hyperstenický andezit so sporadicky sa vyskytujúcim diopsídom, amfibolom a biotitom. Biotit je charakteristický makroskopický minerál.

Údaje o nadložnej pozícii sitnianskeho andezitu nad biotiticko-amfibolicko-andezitovým komplexom uvádzajú viacerí autori, ako R. Lukáč (1955), M. Čajková (1955) a E. Krist (1955). Novšie údaje prináša z oblasti Krnišova M. Kuthan (1961) a z oblasti Prenčova—Sitna, južne od Banskej Štiavnice J. Burian (1961, 1962, 1964). J. Burian dokumentuje vzájomné pozičné vzťahy geologickou mapou a vrtnými prácami. Je to hlavne BB-16 (0,0—16,75 m: pyroxenický andezit s makroskopickým biotitom; 16,75—30,0 m: tufy typu Biely Kameň) a BB-17 (obr. 2; 0,0—37,5 m: pyroxenický andezit s makroskopickým biotitom; 37,5—50,0 m: tufy typu Biely Kameň; J. Burian 1962). (Tufy typu Biely Kameň J. Burian geneticky pričleňuje k biotiticko-amfibolicko-andezitovému komplexu.) Nadložné sitnianske andezity vystupujú vo forme erozívnych zvyškov lávových prúdov, ktoré sa nachádzajú vo vrcholových častiach hrebeňov, napr. Malé a Veľké Sitno a i.

V podobnej pozícii je niekoľko andezitových telies jz. od Banskej

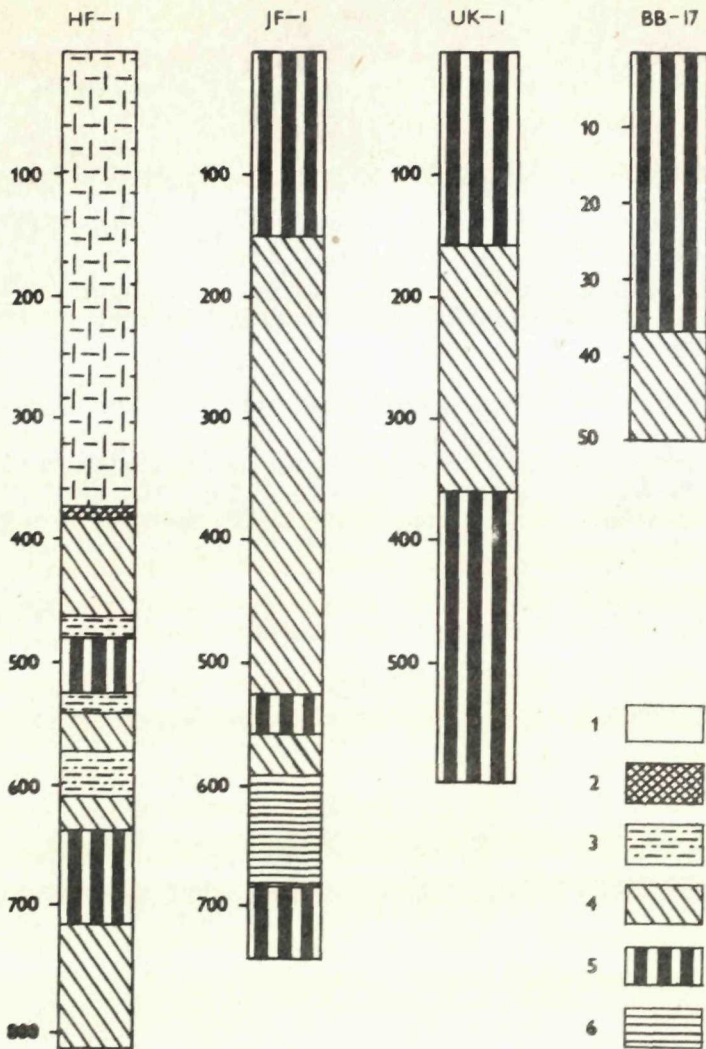
Štiavnice, napr. Lipovo, Mníša, Bralo a i. (V. Konečný 1965 a V. Konečný — A. Brlay 1966). Okrem efuzívnych foriem V. Konečný uvádza aj výskyty subvulkanických telies na území západne od Dekýša. Prenikajú produktmi biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu a sú vytvorené z pyroxenického andezitu s biotitom. Nad hájovňou Sigoňov cez biotiticko-amfibolicko-andezitový komplex, ako i cez aglomerátové tuffy augiticko-hyperstenických andezitov s olivínom, zaraďované do II. andezitovej fázy (V. Konečný — A. Brlay 1966), prenikajú tiež žilné amfibolicko-hyperstenické andezity.

Na území medzi Počúvadlom, Dekýšom a Uhliskami, juhozápadne od Banskej Štiavnice sú bohato rozšírené pyroxenické andezity bežného typu (hyperstenické, augitické, augiticko-hyperstenické) (A. Brlay 1965; V. Konečný 1966; V. Konečný — A. Brlay 1966). Vystupujú väčšinou vo forme lávových prúdov spolu so širokou škálou vulkanoklastík v nadloží biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu.

Podľa geologických výskumov 1:100 000 K. Karolusa boli vyčlenené do IV. andezitovej fázy. Pozíciu mladých pyroxenických andezitov možno dokumentovať vrtom UK-1 (obr. 2; V. Konečný 1973), ktorý je lokalizovaný pri obci Počúvadlo. V nadloží produktov biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu leží pemzovo-tufitické súvrstvie sedimentov limnického typu, uprostred ktorého je cca 74 m mocný lávový prúd pyroxenického andezitu. Pred komplexom biotiticko-amfibolického andezitu leží propylitizovaný pyroxenický andezit.

Na západnom okraji Štiavnického pohoria v blízkosti styku vulkanického komplexu so západným okrajom štiavnického ostrova boli v nadloží biotiticko-amfibolického komplexu určené mladé pyroxenické andezity viacerých typov (L. Rozložník — J. Slavkovský 1968). Najmladšie predstavuje typ „Mäsiarka“, stredné typ „Kašivár“ a spodné typ „Košiar“. Tieto andezity L. Rozložník (1966) v sukcesii vulkanitov považuje za pyroxenické andezity II („vrcholové“) v poradí ako šiesty základný typ. V štiavnickom ostrove za mladými pyroxenickými andezitmi nasleduje ešte „felzitický dacit“ ako siedmy základný typ. Je to dôležitý údaj, ktorý možno pozorovať aj v iných oblastiach, ako napr. v Pohronskom Inovci, severnej časti Štiavnického pohoria a v Kremnickom pohorí, pričom namiesto dacitu sú tu vyvinuté petrografické typy biotiticko-amfibolicko-andezitové, dacitoidné a i. L. Rozložník — J. Slavkovský (1968) pyroxenické andezity II považuje za analogické s vrcholovými pyroxenickými andezitmi v Kremnickom pohorí.

Podobné striedanie pyroxenicko-andezitových produktov s produktmi biotiticko-amfibolicko-andezitovými ako v Pohronskom Inovci existuje v oblasti Hlínka—Sklené Teplice a v severnej časti Štiavnického pohoria. Východne od Hlínka nad Hronom medzi Szabóovou skalou a Sklenými Teplicami bolo vrtom HF-1 (obr. 2; J. Forgáč 1969a) zistené, že lávové prúdy pyroxenických andezitov sa striedajú s prúdmi, brekciovitými lávami, aglomerátmi a biotiticko-amfibolicko-andezitovými tufitmi, ako aj s polohami ílov až piesčitých ílov. Vrt JF-1 južne od Jalnej (obr. 2; J. Forgáč 1969b) dokázal, že v podloží komplexu pyroxenického andezitu, ktorý je vytvorený z lávových prúdov a tufitov, sa nachádza komplex biotiticko-amfibolického andezitu zložený z andezitov, brekciovitých

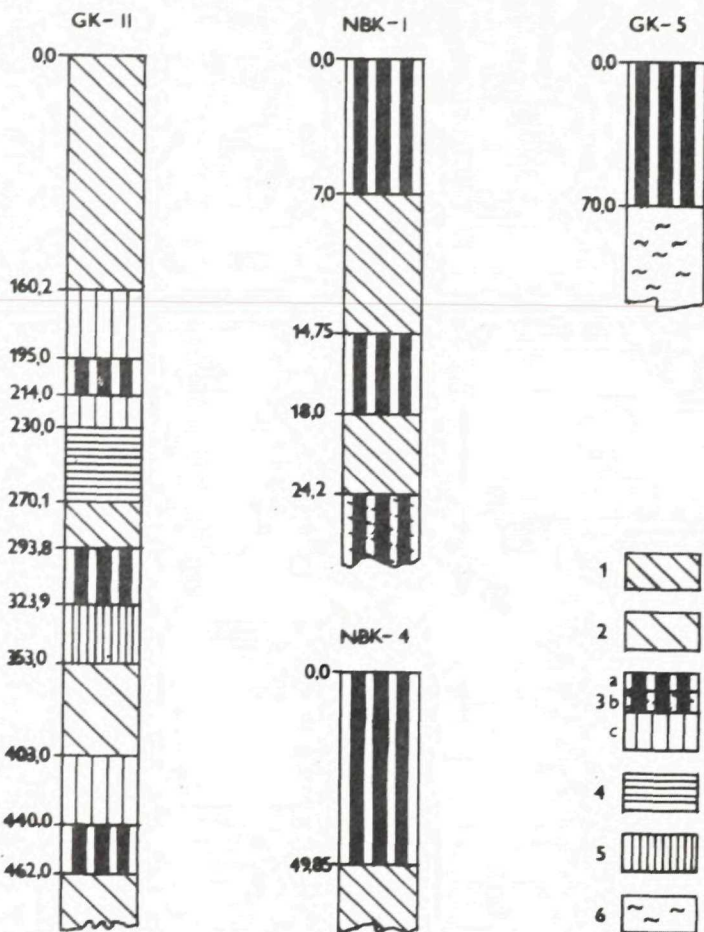


Obr. 2 Schematické profily vrtov
 Vrt HF-1 3 km sz. od Sklených Teplíc (podľa J. Forgáča 1969a); vrt JF-1 južne od Jalnej (podľa J. Forgáča 1969b); vrt UK-1 Počúvadlo (podľa V. Konečného 1969); vrt BB-17 južne od Banskej Štiavnice, Biely Kameň (podľa J. Buriana 1962).
 1 — Ryolitové tufity, tufy, aglomeráty s fragmentmi andezitov a ryolitov, polohy fľov až piesčitých fľov; 2 — ryolit; 3 — andezitové tufity s polohami fľov; 4 — biotiticko-amfibolické andezity, ich brekciovitě lávy, aglomeráty, tufy, epiklastiká; 5 — pyroxenické andezity, ich brekciovitě lávy a tufity; 6 — amfibolicko-pyroxenické andezity, ich brekciovitě lávy.

láv a poloh aglomerátov s fragmentmi pyroxenických a biotiticko-amfibolických andezitov a lávového prúdu pyroxenického andezitu (obr. 2). Ako ďalší príklad môže slúžiť profil vrtu GK-11 pri Močiarí (obr. 3; K. Karolus et al. 1971, 1972). Potvrdil, že pyroxenické andezity doplnené vulkanoklastickým materiálom sa niekoľkokrát striedajú s biotiticko-amfibolickými andezitmi, resp. s ich klastickými členmi, ďalej s amfibolicko-pyroxenickými andezitmi, dacitoidnými biotiticko-amfibolickými andezitmi a ich sprievodnými klastikami (obr. 3).

V severnej časti Štiavnického pohoria je niekoľko povrchových profilov s mladými pyroxenickými a biotiticko-amfibolickými andezitmi (J. Forgáč 1968). Pyroxenické andezity charakterizuje hyperstén a augit. Často sú popri nich vulkanoklastické členy, ktoré miestami ob-

Obr. 3 Schematické profily vrto
 GK-11 Močiar (podľa K. Karolusa 1971);
 vrt GK-5 Veľká Lehota (podľa K. Karolusa 1969); vrt NBK-1 Bukovina pri Novej Bani (podľa K. Karolusa 1961); vrt NBK-4 Sedlová skala pri Novej Bani (podľa K. Karolusa 1961).
 1 — Biotiticko-amfibolický andezit a jeho vulkanoklastiká; 2 — dacidoidný biotiticko-amfibolický andezit a jeho vulkanoklastiká; 3 — a) pyroxenický andezit, b) pyroxenický andezit propylitizovaný, c) vulkanoklastiká pyroxenického andezitu; 4 — pyroxenicko-amfibolický andezit (\pm biotit) a jeho vulkanoklastiká; 5 — amfibolicko-pyroxenický andezit a vulkanoklastiká; 6 — ignimbrit intermediónneho zloženia.



sahujú tiež vložky jemnozrnnejších vulkanogénnych sedimentov. Striedanie obidvoch andezitových komplexov zo severných častí Štiavnického pohoria pokračuje v južných častiach Kremnického pohoria, kde ich už v roku 1957 opísal F. Fiala. Ako vidíme, Fialova predstava o vzájomných časových a pozičných vzťahoch mladých pyroxenických andezitov a biotiticko-amfibolických andezitov sa potvrdila v Pohronskom Inovci i v Štiavnickom pohorí.

Vzťah mladých pyroxenických andezitov k biotiticko-amfibolicko-andezitovému komplexu

V poslednom období koncepcia vývoja subsekventného vulkanizmu Západných Karpát, ktorú vypracoval M. Kuthan (1963, 1967), našla v našej geologickej verejnosti široký ohlas. Stalo sa tak hlavne preto, že Kuthanova schéma postupnosti eruptív sa zakladá na objektívnych stra-

tigrafických princípoch, ktoré sú zovšeobecnené osobitne pre stredoslovenskú a osobitne pre východoslovenskú neovulkanickú oblasť. Ako naznačili už práce F. Fialu (1957) a neskôr aj práce niektorých iných autorov, na základe podrobného rozboru a dôkladnej korelácie nových geologických a mineralogicko-petrografických údajov je vývoj vulkanizmu oveľa zložitejší. Tiež vzájomné vzťahy mladších erupcií, ktoré produkujú na jednej strane pyroxenické andezity a im blízke odrody a na druhej strane biotiticko-amfibolické andezity a im príbuzné mineralogicko-petrografické odrody, sú komplikovanejšie, než sa chápalo v minulosti.

Podľa vyššie uvedenej Kuthanovej koncepcie (l. c.) boli v stredoslovenskej oblasti produkty erupcií biotiticko-amfibolických andezitov poňímané ako horniny, ktoré vznikli v určitom časovom intervale a z petrografického hľadiska (t. j. mineralogicky, štruktúralne) a čiastočne i podľa chemického zloženia sa odlišovali od produktov starších erupcií, hlavne pyroxenicko-andezitových so sprievodnými blízкими mineralogicko-petrografickými odrodami. V Kuthanovej schéme postupnosti produkty biotiticko-amfibolických erupcií reprezentujú III. andezitovú fázu a produkty pyroxenických andezitov II. andezitovú fázu. Erupcie pyroxenických andezitov v Kuthanovej schéme postupnosti, reprezentujú „záverečnú fázu subsekventného vulkanizmu“. Revíziou tejto fázy sa potvrdilo, že časť reprezentantov „záverečnej fázy“ môže zastupovať tzv. „záverečnú andezitovú fázu“ (K. Karolus 1964) a určitá časť reprezentantov nepochybne patrí do II. andezitovej fázy (časť, ktorá reprezentovala tzv. „záverečnú andezitovú fázu“ tvorila základ pre neskoršie vyčlenenie a definovanie IV. andezitovej fázy).

Nové údaje, ktorými sa dokumentuje striedanie produktov pyroxenicko-andezitových a biotiticko-amfibolicko-andezitových (pozri obr. 2 a 3), podstatne menia doterajšie názory na vývoj vulkanizmu, ako i schému postupnosti erupcií. Súčasne potvrdzujú, že v tomto prípade nemožno chápať pozíciu mladých pyroxenických andezitov ako nadložnú a pozíciu biotiticko-amfibolicko-andezitového komplexu ako podložnú. Tým sa podáva jednoznačný doklad o tom, že obidva komplexy nemôžu mať v schéme vulkanických fáz (s. s.) pôvodné postavenie. V širšom slova zmysle sa preto pôvodné členenie vulkanických produktov na vulkanické fázy ukázalo ako negenetické a je pre ďalšie geologicko-vulkanické a petrograficko-petrochemické štúdie nevhodné.

Aj keď týmto príspevkom nepredkladáme za Kuthanove vulkanické fázy rovnocennú náhradu, chceme ním demonštrovať na konkrétnych príkladoch geologických profilov, že vulkanický vývoj v stredoslovenskej oblasti je oveľa zložitejší, než sa predpokladalo a treba počítať s vytvorením nového modelu rozvoja a postupnosti erupcií subsekventného vulkanizmu na strednom Slovensku.

Do tlače odporučil J. Slávik

Literatúra

- BRLAY, A. 1965: Správa o geologickom výskume na liste Pukanec. Správy o geologických výskumoch v roku 1964. Bratislava.
- BRLAY, A. 1966: Geologické mapovanie západnej časti listu Uhliská. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BURIAN, J. 1961: Základný geologický výskum západnej časti Prenčov (M-34-122-D-d) listu Banská Štiavnica. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BURIAN, J. 1962: Geologická stavba vulkanického komplexu južne od Sítina. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BURIAN, J. 1964: Geologická stavba vulkanogénneho komplexu južne od Sítina. Geol. práce, Správy 33, p. 139—156. Bratislava.
- ČAJKOVÁ, M. 1955: Geologicko-petrografické pomery južne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 4, str. 146—151. Bratislava.
- FIALA, F. 1957: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, 23, p. 233—298. Praha.
- FORGÁČ, J. 1966: Správa o zostavení mapy 1:100 000 na liste Hronská Dúbrava. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1968: Postavenie mladých pyroxenických andezitov v severných výbežkoch Štiavnického pohoria. Geol. práce, Správy 46, str. 209—212. Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1969a: Záverečná správa z vrtu HF-1. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1969b: Záverečná správa za vrt JF-1. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- FORGÁČ, J.—KAROLUS, K. 1968: Vysvetlivky ku geologickej mape z neovulkanitov stredného Slovenska M = 1:100 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- FORGÁČ, J.—KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E.—KONEČNÝ, V.—KUTHAN, M. 1968: Subsequent and Final Volcanism of the West Carpathians. Int. Geol. Congress, Report of the XXIII Session Czechoslovakia, Academia Prague.
- KAROLUS, K. 1955: Základný geologický výskum a výpočet zásob kategórie C₂ ložiska andezitových tufov v katastri obcí Svätý Beňadik—Psiare. Manuskript-archív GÚDŠ, str. 105. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1961: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1:25 000 a 1:50 000 spojený s edíciou máp v M = 1:50 000. Ročná správa za rok 1961. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1962: Základný geologický výskum Hronského Inovca a juhozápadnej časti Štiavnického pohoria. Správa za ročnú etapu 1962. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1964a: Základný geologický výskum v M = 1:50 000 na liste Nová Baňa. Výsledky za rok 1963. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1964b: Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1965a: Správa o geologických výskumoch juhozápadnej periférie Štiavnického pohoria. Čiastková správa za r. 1964. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1965b: Správa o geologickom výskume na liste Nová Baňa. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1967: Čiastková správa za rok 1965—1966. Organizácia geologickej mapy 1:100 000 — niekoľko pripomienok k následnosti erupčných fáz v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1967: Záverečná správa k listu 1:50 000 Nová Baňa a priľahlej časti listu 1:50 000 Zlaté Moravce. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

- KAROLUS, K. et al. 1969: Závěrečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte GK-5 Veľká Lehota. Čiastková záverečná správa za rok 1965—1969. Geofond. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1971: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-11 Močiar sev. od Banskej Štiavnice. Čiastková záverečná správa za roky 1968—1971. Geofond, str. 52. Bratislava.
- KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E. 1964: Správa o geologických výskumoch neovulkanitov Hronského Inovca, Kozmálovských kopcov a jz. častí Štiavnického pohoria. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko. Bratislava.
- KAROLUS, K.—FORGÁČ, J.—KONEČNÝ, V. 1968: Neovolcanics of the West Carpathians. Excursion Guides of XXIIIrd Geological Congress. Praha.
- KAROLUS, K.—FORGÁČ, J. 1969: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí v mierke 1:100 000. Mineralia slovaca roč. 1, č. 3—4, str. 197—205. Spišská Nová Ves.
- KAROLUS, K.—HOJSTRIČOVÁ, V. 1972: Hlbinná stavba severných častí Štiavnického pohoria. Abstrakty referátov I. ved. geol. konferencie absolventov Prír. fak. UK, str. 44—45. Bratislava.
- KAROLUS, K.—VÁŇOVÁ, M. 1973: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovulkaniten der mittleren Slowakei. Vzťah sarmatských sedimentov k neovulkanitom stredného Slovenska. Geol. práce, Správy 61, str. 155—182. Bratislava.
- KRIST, E. 1955: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Prenčvom a Belujou južne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 4, str. 152—160. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1961: Základný geologický výskum juhovýchodnej sekcie Prenčov (M-32-122-D-d) listu Banská Štiavnica. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963: Vulkanický komplex. Subsekventný a finálny vulkanizmus. In M. Kuthan et al.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 M-34-XXXI Nitra. Geofond, str. 32—37, 105—123. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1967a: Neovulkanity Československých Karpát. In T. Buday et al.: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 2, str. 491—547. Praha.
- KUTHAN, M. 1963b: Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations Between Volcanism and Tectonic. Geol. práce, Správy 28, str. 185—196. Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1966: Geologické mapovanie na liste Uhliská (M-34-122-D-c). Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1969: Závěrečná správa k vrtu KU-1 Počúvadlo. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1973: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Uhliská M-34-122-D-c v mierke 1:25 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—BRLAY, A. 1967: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Uhliská (M-34-122-D-c) za rok 1966. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- LUKÁČ, R. 1955: Správa o geologicko-petrografickom výskume okolia Sitna južne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 4, str. 135—145. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. 1966: Závěrečná správa — výskum hornín štiavnického ostrova. Geofond. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. 1969: Vývoj neogénneho subsekventného vulkanizmu na území štiavnického ostrova. Geol. práce, Správy 48, str. 29—45. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L.—SLAVKOVSKÝ, J. 1968: Príspevok k postaveniu tzv. vrcholových andezitov v rámci neovulkanitov Slovenského stredohoria. Geol. práce, Správy 46, str. 95—100. Bratislava.

Position and relationship of young pyroxenic andesites to biotite-hornblende-andesite complex

Summary of the Slovak text

Detailed geological research of the Central-Slovakian neovolcanites in the past 10—15 years resulted in significant data on the history and structures of the neovolcanic complex in regional scale. Such is also the problem concerning the position of young pyroxenic andesites and their relation to biotite-hornblende andesites.

As regards time and space, the two types of eruptive rocks are closely related. A comparison among some volcanic areas showed the following features of the relation:

1. Pyroxenic andesites are above or among the products of the biotite-andesite complex.

2. The group of pyroxenic andesites comprises more petrographic types: pyroxenic andesites, leucocratic andesites, pyroxenic andesites with biotite (the type Sitno — with macroscopic biotite; the Bzenica type — with submicroscopic biotite).

3. The biotite-hornblende-andesite complex consists of more mineralogical-petrographical varieties as regards compact effusive-extrusive bodies and of volcanoclastic members. Such are first of all: biotite-hornblende andesites, biotite-hornblende andesites with pyroxene (hypersthene or augite), dacitoid varieties — biotite-hornblende andesites \pm Quartz \pm pyroxene.

4. Close chronologic and spatial relations between pyroxenic andesites and biotite-hornblende-andesite complexes are not restricted to a certain area, they are of regional extent: in the Kremnické pohorie mountains, in the Štiavnické pohorie and the Pohronský Inovec mountains.

The new evidences of alternating pyroxene-andesite and biotite-hornblende-andesite products (cf. fig. 2, 3) mean a change in the existing opinions about the evolution of volcanism and the scheme of the succession of eruptive rocks. At the same time they show that young pyroxenic andesites cannot be regarded as overjacent, neither the biotite-hornblende complex as subjacent. Consequently, the two complexes cannot keep their original position in the scheme of volcanic phases (s. s.). In a wider sense of the word the original division of volcanic products into volcanic phases proved improper for further geologic-volcanic and petrographic-petrochemic investigations.

Captions to text-figures 1-3

Fig. 1 Scheme of distribution of boreholes in the Pohronský Inovec and the Štiavnické pohorie mountain ranges

Fig. 2 Schematic profiles of boreholes

Borehole HF-1, 3 km NW of Sklené Teplice (after J. Forgáč 1969a); borehole JF-1, south of Jalná (after J. Forgáč 1969b); borehole UK-1, Počúvadlo (after V. Konečný 1969); borehole BB-17, south of Banská Štiavnica, Biely Kameň (after J. Burian 1962).

1 — rhyolite tuffites, tuffs, agglomerates with fragments of andesites and rhyolites, layers of clays or sandy clays; 2 — rhyolite; 3 — andesite tuffites with layers of clays; 4 — biotite-hornblende andesites, their brecciated lavas, agglomerates, tuffs, epiclastics; 5 — pyroxenic andesites, their brecciated lavas and tuffites; 6 — hornblende-pyroxenic andesites, their brecciated lavas.

Fig. 3 Schematic profiles of boreholes

Borehole GK-11, Močiar (after K. Karolus 1971); borehole GK-5, Veľká Lehota (after K. Karolus 1969); borehole NBK-1, Bukovina near Nová Baňa (after K. Karolus 1961); borehole NBK-4, Sedlová skala near Nová Baňa (after K. Karolus 1961).

1 — biotite-hornblende andesite and its volcanoclastics; 2 — dacitic biotite-hornblende andesite and its volcanoclastics; 3a — pyroxenic andesite, 3b — propylitized pyroxenic andesite, 3c — volcanoclastics of pyroxenic andesite; 4 — pyroxenic-hornblende andesite (\pm biotite) and its volcanoclastics; 6 — ignimbrite of an intermediary composition.

Translated by E. Jassingerová

Eva Karolusová—Karol Karolus

Bazaltová dajka z vrtu KOV-42 pri Kalvárii v Banskej Štiavnici

(14 obr. v texte, 2 tab. na kriede — XLI–XLII)

Úvod

Štruktúrny vrt KOV-42 (A. Brlay et al. 1970) prevrтал v úseku 1197,5 až 1201,5 m bazaltovú dajku, ktorá preniká cez propylizovaný pyroxenicko-andezitový komplex. Vrt je lokalizovaný v Banskej Štiavnici, v bezprostrednej blízkosti Kalvárie, ktorá podľa F. Fialu (1938) predstavuje „typickú kopu, posadenú na čiastočne oderodovaný podklad, vytvorený prevažne z propylitizovaného biotiticko-amfibolického andezitu“.

Na základe značnej látkovej príbuznosti a priestorovej blízkosti možno predpokladať, že bazaltové teleso z vrtu KOV-42 je subvulkanickou úrovňou zložitejšieho bazaltového aparátu, ktorý sa na povrchu nachádza vo forme kopy.

Čadičovú kopu banskoštiavnickej Kalvárie petrograficko-petrochemicky spracoval F. Fiala (l. c.) a neskôr M. Šimová (1965).

Podľa mineralogicko-petrografického štúdia, doplneného výsledkami chemického zloženia z elektrónového mikroanalyzátoru a kompletnej silikátovej analýzy, študovanú horninu možno označiť ako olivínický bazalt. Olivínický bazalt z vrtu KOV-42 má hlavne z petrochemického hľadiska také vlastnosti ako bazalty stredného Slovenska.

Mineralogicko-petrografické zloženie bazaltu

Bazalt je takmer čierny, veľmi jemne zrnitý, porfyrickej štruktúry. Obsahuje submikroskopické mandľovcové dutinky, ktoré sú vyplnené prevažne karbonátmi.

Štruktúra bazaltu je porfyrická (Tab. XLI, obr. 1). Porfyrické výrastlice vytvárajú veľké olivíny, augity a dlhé tyčinkovité plagioklasy, ktoré sú nepravidelne usporiadané. Základná hmota je pri okrajoch dajky mikrodoleritická, pozostáva zo spleti ihličkovitých plagioklasov, pyroxénu, amfibolu a magnetitu. Medzi nimi je malé množstvo skla, kde má potom štruktúra skôr intersertálny charakter. V strede dajky medzi súčiastkami je skla podstatne menej a štruktúra je skôr doleritická.

Okrem štruktúrnych rozdielov sa okrajové a stredné časti dajky líšia

RNDr. Eva Karolusová, CSc.—RNDr. K. Karolus, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

aj minerálnym obsahom a rozmermi niektorých minerálov. V okrajových častiach je medzi súčiastkami základnej hmoty o niečo viac sklovitej substance, mandľovcové dutinky sú prevažne väčšie a majú nepravidelne pretiahnuté tvary (Tab. XLI , obr. 2). V stredných častiach dajky sú mandľovcové dutinky prevažne menšie a majú skôr guľatý a oválny tvar (Tab. XLI , obr. 3). Rozmery mandľovcových dutiniek porovnaj v tabuľke 1.

Tvar porfyrických výrastlíc na okraji a v strede dajky sa podstatne nelíši. Porfyrické výrastlice augitu sú v okrajových častiach výnimočne menšie než v stredných častiach (porovnaj tabuľku 1).

tabuľka 1

Rozmery minerálnych častíc v dajke

		stredná časť	okrajová časť
základná hmotá	plagioklas	0,0664 mm × 0,0083 mm	0,182 mm × 0,0016 mm
	augit	0,1245 mm × 0,083 mm	0,2075 mm × 0,2075 mm
	amfibol	0,182 mm × 0,0498 mm	0,0415 mm × 0,0166 mm
	magnetit	vzácný	0,0249 mm × 0,0083 mm
		0,0083 mm × 0,0083 mm	zriedkavejší
		0,0249 mm × 0,0249 mm	
porfyrické výrastlice	plagioklas	dĺžka 1,0 mm až 0,2 mm	
		šírka 0,1 mm až 0,08 mm	
		1,184 mm × 0,9299 mm	3,282 mm × 1,994 mm
		0,656 mm × 0,547 mm	1,3675 mm × 0,820 mm
		0,547 mm × 0,4376 mm	1,094 mm × 0,7111 mm
	olivín	0,547 mm × 0,3824 mm	0,547 mm × 0,3829 mm
		0,332 mm × 0,249 mm	
		2,735 mm × 0,8205 mm	1,2685 mm × 0,8752 mm
		1,2034 mm × 2,188 mm	1,148 mm × 0,711 mm
		2,188 mm × 2,188 mm	1,094 mm × 0,547 mm
	1,9846 mm × 1,641 mm		
mandľovcové výplne dutiniek		3,282 mm × 1,094 mm	0,820 mm × 0,820 mm
		2,735 mm × 0,547 mm	0,547 mm × 0,547 mm
		1,7504 mm × 0,7111 mm	0,711 mm × 0,6564 mm
		1,2034 mm × 0,547 mm	0,7658 mm × 0,7111 mm
		1,094 mm × 0,820 mm	0,3282 mm × 0,2735 mm

Podľa planimetrickej analýzy z hĺbky 1198,6 m je zloženie nasledovné:

základná hmotá	50,77 %
plagioklasy	20,57 %
olivíny	11,23 %
augity	8,75 %
mandľovcové dutinky	8,68 %

Mikroskopická analýza základnej hmoty

Základná hmota sa skladá zo spleti veľmi drobných ihličiek plagioklasov, ktoré majú v okrajových i stredných častiach rovnakú veľkosť, z drobných zrníčok krátkostĺpčekových augitov, zriedkavo z olivínov. V okrajových častiach sa vyskytuje veľké množstvo izometrických magnetitov a vzácnych amfibolov. V stredných častiach dajky sa okrem plagioklasov a augitov nachádza väčšie množstvo hnedého amfibolu vo forme ihličiek; väčšie jedince ihličkových amfibolov sú zriedkavejšie a sú pleochroické (γ = červenohnedá, α = žltá). V strednej časti dajky sa magnetit vyskytuje oveľa zriedkavejšie ako v okrajovej časti.

Podľa pozorovania M. Šimovej (1965) sa v základnej hmote olivínického bazaltu z Kalvárie pri Banskej Štiavnici nachádzajú drobné zrníčka nefelínu a v limburgitových odrodách nefelinická hmota miestami nahrádza vulkanické sklo.

V základnej hmote študovanej dajky však zrníčka nefelínu neboli spozorované. Keďže obsahuje iba nepatrné množstvo skla, nefelinická hmota sa nevyskytuje v súvislých vrstvách. Podľa určitých indícií dosiahnutých mikrochemickou skúškou možno predpokladať, že dajka môže obsahovať zanedbateľné množstvo nefelinickej substancie.

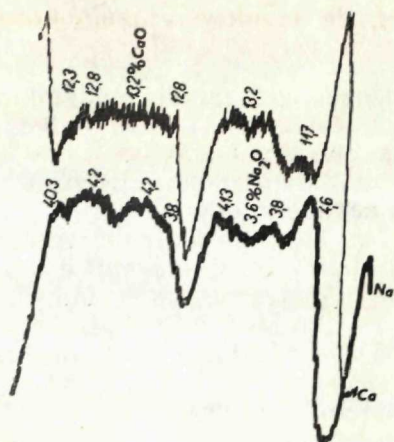
Analýza porfyrických výrastlíc plagioklasov

Porfyrické výrastlice plagioklasov sú dlhé, lištovité, nepravidelne usporiadané. Dĺžka lišt je v rozmedzí od 0,2 do 1,0 mm, šírka približne od 0,08 až 0,1 mm. Podľa merania viacerých jedincov rozmery plagioklasov v okrajových častiach a v strednej časti dajky sa podstatne nelíšia. Bázcita plagioklasov bola určená lineárnymi scanmi Ca—Na na elektrónovom mikroanalýzátore. Scany obsahov Na, vedené naprieč niekoľkými plagioklasovými lištami, sú mierne zvýšené. Obsahy CaO zodpovedajú rozhraniu labrador—bytownit (obr. 1, 2, 3), prípadne bázcickej polovici labradoru. Na obrázku 3 je čiastočne zachytená aj základná hmota, v ktorej je v porovnaní s plagioklasom vyšší obsah Na_2O , dosahuje až 7,1 %.

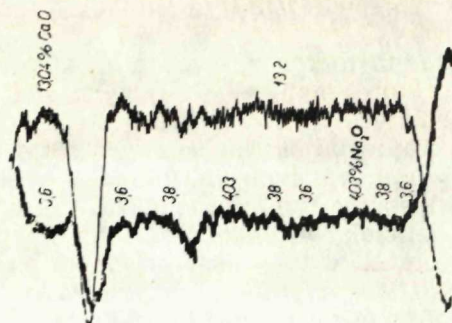
Scany Na_2O v plagioklasoch jednoznačne ukazujú mierne zvýšený obsah Na.

Scanované plagioklasy nie sú zonálne. Sú albiticky lamelované. Na obrázku 1 je plagioklas s puklinou uprostred. Indikuje ju pokles hodnôt Ca—Na. Obsah CaO (13,2 %) je na rozhraní labradoru a bytownitu. Sú to dve najvýraznejšie lamely. Okraje tohto jedinca sú kyslejšie. Obsahy 11,7 % a 12,3 % CaO zodpovedajú stredu izomorfného radu labradoru. Na obrázku 2 sú scany cez dva plagioklasy: jeden je ako porfyrická výrastlica (125 μ), druhý je väčší mikrolit v základnej hmote (20 μ). Na porfyrickej výrastlici je lineárny scan Ca veľmi vyrovnaný, jeho obsah odpovedá rozhraniu labrador—bytownit, pričom je lokálne mierne zvýšený obsah Na, Scan Ca—Na cez väčší mikrolit prakticky poukazuje na to isté zloženie, ako má porfyrický plagioklas.

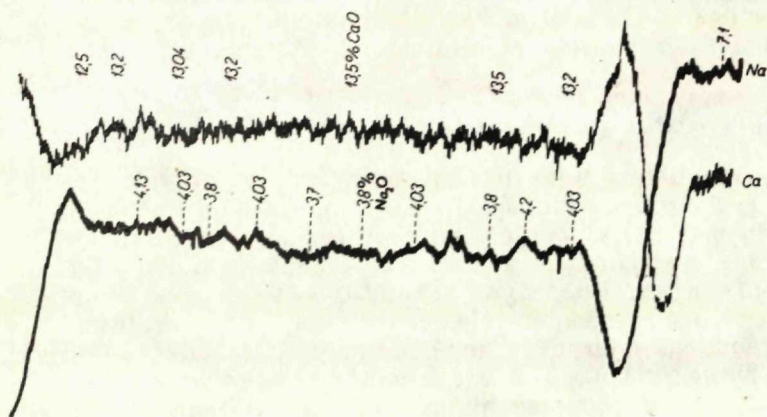
Na obrázku 3 je pomalý scan inou výrastlicou plagioklasu. V tomto prípade pol posun zapisovača príliš pomalý, aby sa zistili prípadné jemné rozdiely v zložení. Podľa priemerného obsahu CaO je tento plagioklas



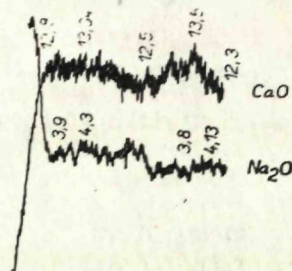
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4

Obr. 1, 2, 3, 4 Plagioklas (porfyrické výrastle). Lineárne Na—Ca scany prepočítané na % obsahy Na_2O a CaO .

na začiatku bytownitového izomorfného radu, len okraj s obsahom 12,5 % CaO zodpovedá základnému koncu labradorovej skupiny. Obsahy Na_2O sú aj tu mierne zvýšené o cca 0,4—5 %. Tento pomalý scan poukazuje na veľmi vyrovnanú kryštalizáciu plagioklasovej výrastle.

Obrázok 4 zobrazuje scany naprieč výrastle plagioklasu. Scany majú dosť pestrý priebeh a signalizujú obsah CaO od 12,3 po 13,5 %. Obsah Ca je o niečo nižší ako na obrázkoch 1—2—3 a zodpovedajú základnej polovici labradorovej skupiny. Tento scan Ca vystihuje rôzny obsah CaO počas kryštalizácie plagioklasu. Podobne ako na predošliých scanoch, obsah Na_2O je mierne zvýšený.

Z uvedených rozborov plagioklasov vyplýva, že fenokrysty majú pri-

bližne rovnaké zloženie ako labrador—bytownit. Podľa ich približne rovnakých rozmerov a zloženia usudzujeme, že fenokrysty plagioklasov vznikli v tej istej kryštalizačnej fáze.

Analýza porfyrických výrastlíc olivínov

Olivíny sú bohato sa vyskytujúce porfyrické výrastlice. Sú veľké a makroskopicky dobre viditeľné. Ich najčastejšie rozmery pozri v tabuľke 1. V okrajových častiach dajkového telesa sú premenené na zmes vláknitého serpentínu, v stredných častiach telesa sú slabšie premenené. Prjavuje sa to typickými mašličkovými štruktúrami, pričom pôvodný minerál je zväčša zachovaný ako čerstvý (tab. XLII, obr. 1).

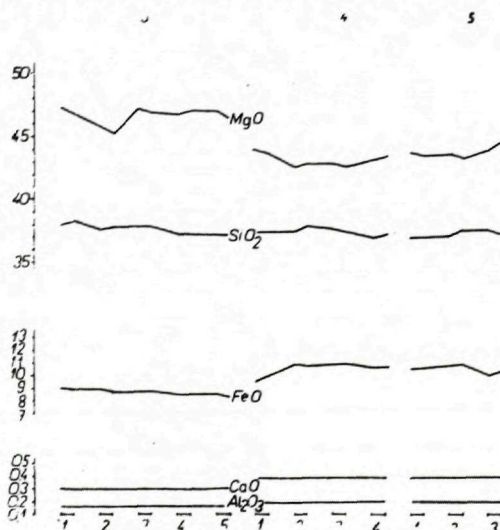
Niektoré olivíny boli analyzované elektrónovým mikroanalýzátorm na 5 charakteristických kyslíčnikov (tab. XLII, obr. 2, 3; tab. 2: zhluk jedincov 1, 2, 3; jedince 4, 5).

Obsahy železa sú prepočítané na FeO. Výsledky z meraní v niekoľkých bodoch sa uvádzajú ako priemer (tab. 2).

tabuľka 2

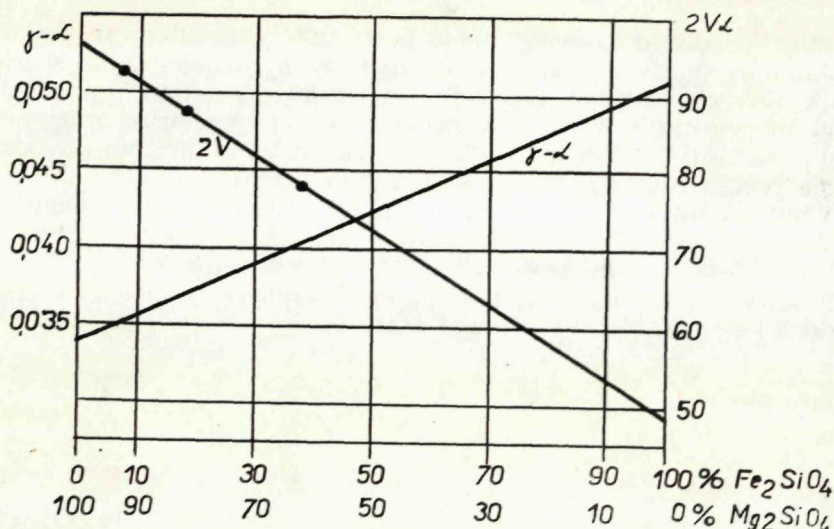
merané zrná	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,41	37,63	37,58	37,33	37,19
FeO	8,98	8,81	8,88	10,57	10,53
MgO	47,31	46,78	46,63	43,08	43,86
CaO	0,35	0,32	0,30	0,38	0,38
Al ₂ O ₃	0,19	0,19	0,16	0,19	0,19
spolu	95,24	93,73	93,35	91,55	91,93

Chemické zloženie olivínov sa javí ako veľmi nehomogénne, hlavne v obsahu MgO, čiastočne v SiO₂ a v FeO (obr. 5).



Obr. 5 Diagram % obsahov SiO₂, Al₂O₃, FeO (sumárne Fe), MgO, CaO v olivínoch (v texte zrná 3, 4, 5).

Z optických hodnôt vyplýva, že olivíny majú 70—90 % forsteritovej zložky ($2V = 78 - 94^\circ$; obr. 6), čo zodpovedá aj nameranému chemickému zloženiu. Podľa pozorovania M. Šimovej (1965) bazanit Kalvárie obsahuje olivíny s 35 % fayalitovou zložkou, čiže tiež horečnaté olivíny.



Obr. 6 Vzťah medzi niektorými optickými vlastnosťami a chemizmom olivínu. ● = 2V bazaltu z KOV-42. (Diagram podľa W. A. Deera a L. R. Wagera (1939).)

Analýza porfyrických výrastlíc pyroxénov

Výrastlice pyroxénov zaberajú 8,75 % z plošného priestoru bazaltu. Sú to pomerne veľké idiomorfne výrastlice, ktoré majú často zonálnu stavbu, niekedy aj tvar presýpacích hodín. Podľa optických vlastností sú to jednoklonné pyroxény zo skupiny augitov. Uhol $2V$: $47-58^\circ$. Pleochroizmus je v svetlozelených odtieňoch temer nepozorovateľný. Chemické zloženie ilustrujeme na niekoľkých zrnách. Najväčšie merané zrno augitu má koncentrickú zonálnu stavbu (tab. XLII, obr. 4). Zloženie bolo merané v bodoch niektorých zón augitu elektrónovým mikroanalyzátorom od dvoch protíhlých okrajov vo vzdialenosti 20μ , 100μ , 170μ a dvoma bodmi v strede augitu (obr. 7). V meraných bodoch 1—8 (tab. 3; augit — zrno 1) boli získané obsahy nasledovných kyslíčnikov:

Obsah kyslíčnikov a ich grafické zobrazenie (obr. 7) signalizuje chemické zloženie meraných bodov, čo súhrnne dosť dobre ilustruje variabilitu v zložení augitového jedinca. Možno povedať, že najkrajnejšie zóny sú bohatšie na SiO_2 než stredné a naopak, zóny na okrajoch sú chudobnejšie na Al_2O_3 než v strede. Podobný trend ako SiO_2 má tiež MgO , čiastočne i FeO a CaO . Obsahy Na_2O sú v porovnaní s okrajmi v stredných častiach zvýšené len veľmi nepatrne. K_2O sa vyskytuje v malom rozmedzí $0,6-0,9 \%$. Obsahy TiO_2 sú asymetrické a dosť nerovnomerné v hra-

augit — zrno 1

meraný minerál:	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,93	48,24	49,00	49,03	48,69	51,48	51,61	51,83
Al ₂ O ₃	5,12	7,79	7,26	7,41	7,29	4,83	4,99	4,33
FeO	5,46	6,57	6,39	6,25	6,58	6,04	5,37	5,93
MgO	17,39	15,52	16,07	16,10	15,99	17,76	17,57	17,43
CaO	21,26	20,53	20,30	20,16	20,20	19,76	20,71	21,02
Na ₂ O	0,61	0,70	0,73	0,70	0,70	0,70	0,61	0,48
K ₂ O	0,07	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08
TiO ₂	1,27	1,90	1,71	1,77	1,71	1,15	1,24	1,47
spolu	101,84	101,34	101,54	101,49	101,22	102,80	102,17	102,57

ničiach 1,15—1,90 %. Na pomalom scane (obr. 8) je názorne zobrazený vzájomný pomer doplňujúcich sa prvkov Ti a Mg. Z priebehu scanov sa dá vyčítať niekoľko menších zonálnych obohatení TiO₂ s nadväzujúcim poklesom MgO. Obsah TiO₂ nie je dostatočne veľký na to, aby tento augit bol zaradený do skupiny titanoaugitov, v ktorých je obsah TiO₂ v rozmedzí od 2,92 do 5,72 % (W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1965).

Údaje získané pri prvom augite doplňujú analýzy (obr. 9), ktoré boli urobené prierezom iného zonálneho augitu (augit — zrno 2; tab. 4).

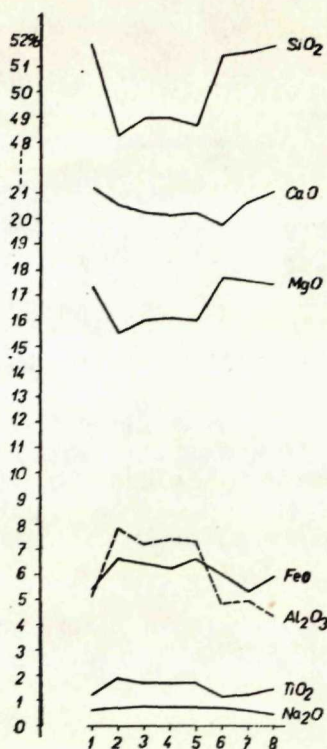
tabuľka 4

augit — zrno 2

meraný minerál:	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,62	50,89	45,95	46,83	50,43	50,75
Al ₂ O ₃	4,89	5,64	9,42	8,99	5,21	4,83
FeO	6,76	6,87	6,92	6,90	6,79	6,91
MgO	16,54	17,08	14,26	14,42	17,24	16,12
CaO	21,45	20,01	20,63	20,51	19,71	21,26
Na ₂ O	0,57	0,68	0,82	0,89	0,70	0,50
K ₂ O	0,09	0,07	0,09	0,08	0,07	0,08
TiO ₂	1,75	1,29	2,48	2,27	1,18	1,83
spolu	102,58	102,53	100,57	100,97	101,33	102,28

Aj v tomto prípade je stred menej kyslý, hodnoty SiO₂ sa od okrajov do stredu pohybujú v rozpätí 5 %. Podobný výkyv zaznamenávame aj pri Al₂O₃, v strede augitu Al³⁺ čiastočne substituuje Si⁴⁺. V tomto prípade je obsah TiO₂ v strede jedinca zvýšený nad 2 %, čím sa približuje k hodnotám titanoaugitu. Obsah MgO je síce nižší ako pri okraji minerálu, ale vyšší ako u titanoaugitov. Z toho sa dá usudzovať, že stred jedinca kryštalizoval v inom zložení magmy ako okraje, ktoré sú kyslejšie a majú zvýšený obsah MgO (cca o 2 %). Aj u tohto augitu sa TiO₂ a MgO doplňujú. Pri poklese TiO₂ rastie obsah MgO a naopak.

Ďalší analyzovaný augit (zrno 3) je pomerne malou súčasťou celku. Nemá zonálnu stavbu. Podľa meraní z troch miest okraj — stred — okraj majú neobvyklé obsahy (tab. 5).

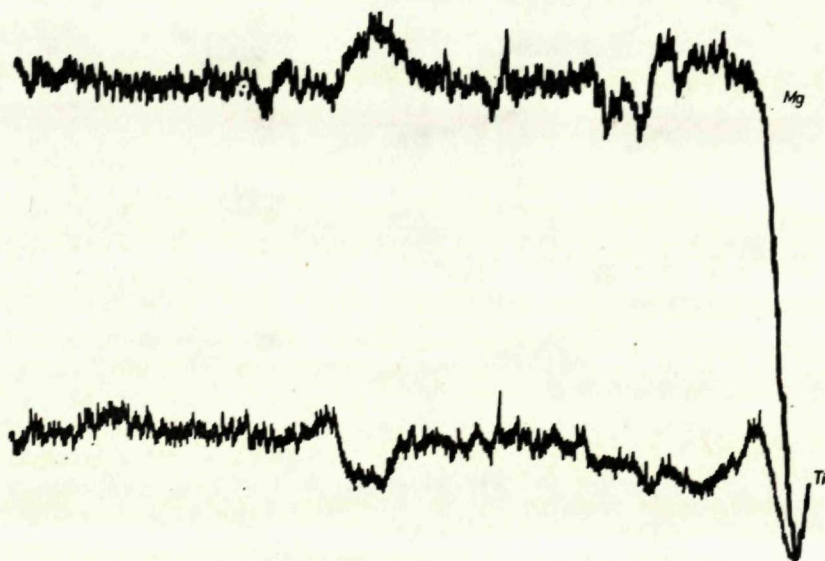


Obr. 7 Diagram % obsahov SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO (sumárne Fe), MgO , CaO , Na_2O zonálneho augitu (v texte zrno 1) v 8 bodoch (na obidvoch okrajoch odstup 20, 100, 170 μ , dva body v strede augitu).

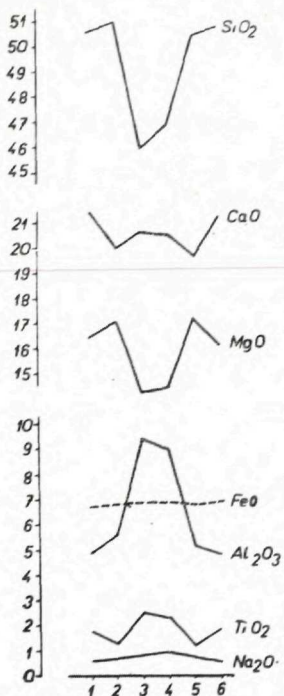
augit — zrno 3

tabuľka 5

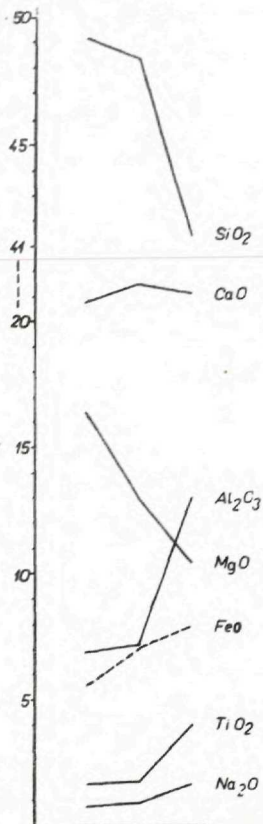
meraný mínérál:	1	2	3
SiO_2	49,14	48,41	41,39
Al_2O_3	6,90	7,14	13,05
FeO	5,55	7,04	7,88
MgO	16,47	13,07	10,48
CaO	20,77	21,49	21,16
Na_2O	0,76	0,87	1,59
K_2O	0,08	0,13	0,10
TiO_2	1,64	1,74	4,01
spolu	101,31	99,89	99,57



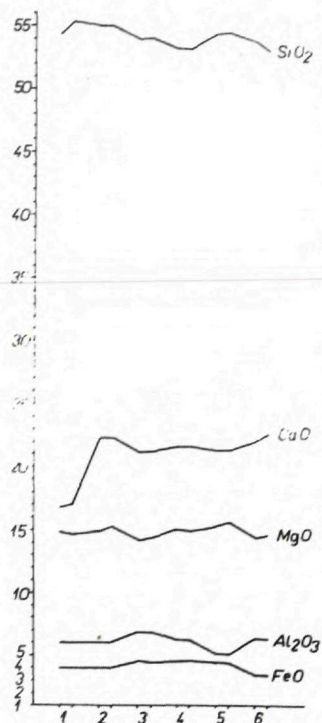
Obr. 8. Zonálny augit (v texte zrno 1) (porfyrická výrastlica). Pomalé Ti—Mg scany.



Obr. 9



Obr. 10



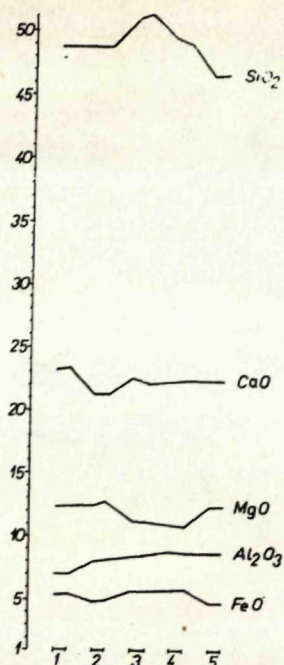
Obr. 11

Obr. 9 Diagram % obsahov SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO (sumárne Fe), MgO, CaO, Na₂O v zonálnom augite (analýza v 6 bodoch naprieč jedincom (v texte zrno 2).

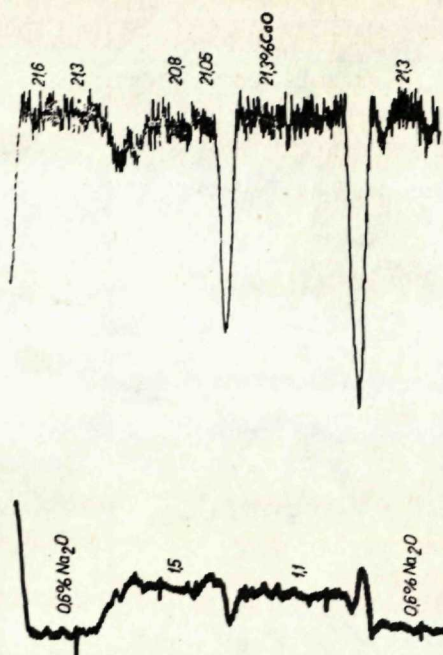
Obr. 10 Diagram % obsahov SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO (sumárne Fe), MgO, CaO, Na₂O v malej porfyrickej výrastlici augitu (v texte zrno 3).

Obr. 11 Diagram % obsahov SiO₂, Al₂O₃, FeO (sumárne Fe), MgO, CaO v porfyrickej výrastlici (rez /010); v texte zrno 4).

Tento augit má nižšie hodnoty SiO₂, než prvé dva zonálne augity. Z analýz vyplýva niekoľko zaujímavých vzťahov medzi niektorými kyslíčnikmi, napr. vzájomné doplňovanie SiO₂—Al₂O₃, MgO—TiO₂. Klesaním obsahu Al₂O₃ rastie obsah SiO₂, ďalej nepatrným rastom obsahu CaO, prudko klesá obsah MgO. Vzťahy medzi CaO a MgO sa neprejavujú symetricky na grafickom zobrazení zloženia malého augitu (obr. 10) pravdepodobne preto, lebo zloženie augitu je vo všetkých troch bodoch veľmi odlišné. Kým v bode 1 zodpovedá horečnatým augitom s vysokým obsahom CaO, v bode 2 po prudkom poklese obsahu MgO a raste Al₂O₃ zloženie zodpovedá strednej časti zonálnych augitov, kde je tiež rovnaký



Obr. 12



Obr. 13

Obr. 12 Diagram % obsahov SiO_2 , Al_2O_3 , FeO (sumárne Fe), MgO , CaO v porfyrickej výrastlickej zonálnej augitu (rez \perp c; v texte zrno 5). Analýza v 5 bodoch.

Obr. 13 Porfyrická výrastlica zonálnej augitu (v texte zrno 6). Pomalé Ca—Na scany. Číselné údaje zodpovedajú prepočítaným % obsahom CaO a Na_2O .

obsah TiO_2 (zrno 1, 2; obr. 7, 9). Vysoký obsah Al_2O_3 a znížený obsah MgO zodpovedá zloženiu titanoaugitu.

Na nestálosť zloženia augitov poukazujú tiež analýzy iných dvoch jedincov, ktoré reprezentujú hladinu piatich hlavných kyslíčnikov v niekoľkých bodoch (obr. 11, 12). SiO_2 v jednom z nich (zrno 4; obr. 11) presahuje 50 %. CaO je v rozmedzí od 18 do 22 %. Pomerne vyrovnaná je hladina MgO , približne 15 %. Al_2O_3 sa pohybuje od 5 do 7 % a čiastočne sa dopĺňa s obsahom SiO_2 . Obsah železa prepočítaný na FeO kolíše v rozmedzí 4—5 %. Toto zloženie zodpovedá augitu. Zloženie iného augitu (zrno 5; obr. 12) vyjadrujú hladiny piatich kyslíčnikov, ktorých obsahy naznačujú zonálnu stavbu minerálov. Toto zloženie zodpovedá chemickému zloženiu titanoaugitu.

Inou zaujímavou otázkou je obsah Na_2O v augitoch. V tabuľkách analýz od W. A. Deera — R. A. Howie — J. Zussmana (1965, zväzok 2) sú uvádzané obsahy Na_2O od 0,06 %, najčastejšie však 0,5 %, max. do 1 % pre normálne augity. Obsahy 1,62 a 2,78 % platia pre sodné augity. V našich analýzach sa obsah Na_2O pohybuje približne v rozmedzí 0,60—0,70 %; len u zrna 2, kde je vysoký obsah TiO_2 , je obsah Na_2O vyšší. — 1,59 %. Jednou zonálnou výrastlicou (zrno 6) bol urobený li-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	39,51	44,73	44,65	45,01	45,55	44,81	45,21	46,31	46,64
TiO ₂	1,63	2,24	2,50	1,90	1,71	1,96	1,00	2,19	1,67
Al ₂ O ₃	11,58	14,62	14,54	15,37	17,38	16,56	13,10	15,32	16,48
Fe ₂ O ₃	4,53	3,59	3,67	5,35	4,62	4,61	4,22	4,14	3,70
FeO	8,48	7,12	8,91	8,15	4,86	6,00	8,07	7,07	6,01
MnO	0,19	0,14	0,00	0,32	0,19	0,27	0,17	0,19	0,14
MgO	11,30	13,00	12,09	8,07	6,41	6,22	13,43	8,59	7,06
CaO	9,45	8,80	9,10	9,29	9,10	9,01	9,21	8,82	9,59
Na ₂ O	2,00	2,82	2,50	3,45	3,35	3,45	2,94	3,31	3,77
K ₂ O	1,00	1,14	1,08	1,11	1,27	1,28	1,06	1,33	1,80
P ₂ O ₅	0,30	0,47	0,44	0,45	0,36	0,56	0,41	0,49	0,46
H ₂ O ⁺	0,60	0,92	0,64	0,02	3,18	1,95	0,11	1,06	1,09
H ₂ O ⁻	0,12	0,35	0,26	1,39	1,62	2,70	0,21	1,05	1,26
S	0,41	—	0,02	—	—	0,16	—	—	—
CO ₂	8,99	—	—	—	—	—	—	—	—
spolu:	100,11	99,94	100,40	99,88	99,60	99,54	99,74	99,87	99,67

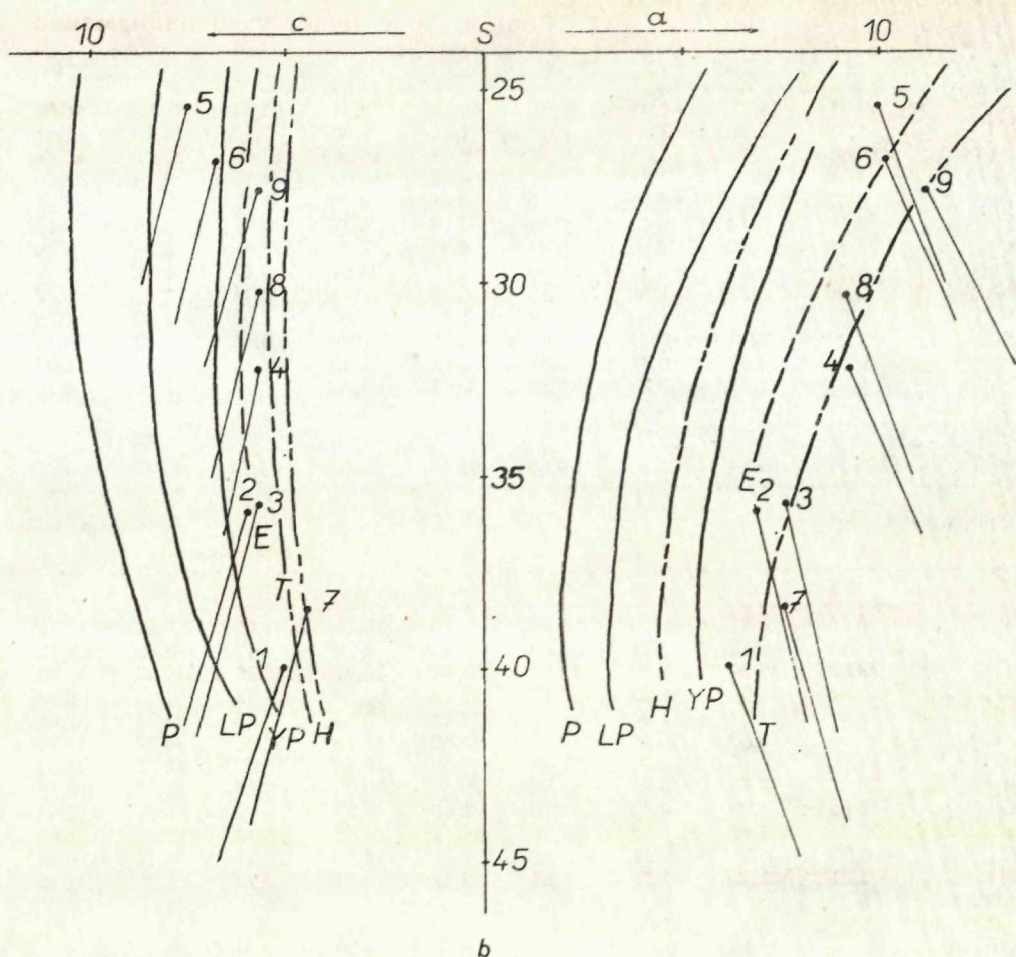
Zavarického parametre

pokračovanie tabuľky 6

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a	6,19	7,53	6,89	9,30	9,96	10,21	7,62	9,20	11,16
c	5,11	5,69	5,96	5,68	7,54	6,78	4,47	5,70	5,72
b	39,93	35,69	35,89	32,15	25,40	26,77	38,36	30,27	27,55
s	48,77	51,09	51,26	52,87	57,10	56,24	49,55	54,83	55,57
f'	31,89	27,22	31,37	39,57	37,18	39,51	28,00	34,92	32,91
m'	50,45	59,63	55,35	42,77	45,82	41,96	56,00	48,30	44,56
c'	17,66	13,15	13,28	17,66	17,00	18,53	16,00	16,78	22,53
n	74,42	78,95	76,92	82,35	79,41	80,00	80,00	79,10	76,25
t	2,95	3,62	4,00	3,10	2,69	3,24	1,70	3,50	2,63
ϕ	10,09	8,30	8,49	14,47	16,71	15,80	8,70	11,79	11,65
Q	-19,95	-18,57	-17,22	-18,54	-13,26	-14,72	-20,61	-14,44	-16,90
a/c	1,21	1,32	1,16	1,64	1,32	1,51	1,70	1,61	1,95
trieda:	6	6	6	6	5	5	6	5	6
skupina:	23	23	23	23	19	19	23	19	23
podskup.:	b	b	b	b	b	b	b	b	b

Vysvetlivky k tabuľke 6

1. Olivinický bazalt Banská Štiavnica, vrt KOV-42 (1198,2 m) pod Kalváriou. Analyzoval: V. Dvonč, GÜDS Bratislava. Publikované: Karolus K. in Brlay A. et al., 1970.
2. Olivinický bazalt (limburgitický nefelinický bazanitoid), Banská Štiavnica, Kalvária. Analyzoval: V. Veselý. Publikované: F. Fiala, 1938. Stanovené v stopách: Cl 0,08 %, Cr₂O₃ 0,04 %, S 0,03 %.
3. Nefelinický bazanit, Banská Štiavnica, Kalvária. Analyzoval: M. Šulcová. Publikované: Karolus K., 1964.
4. Olivinický bazanit, Banská Štiavnica, Kalvária. Analyzoval: M. Šulcová. Publikované: Karolus K., 1964.
5. Olivinický bazanit, Banská Štiavnica, Kalvária. Analyzoval: O. Mesarovicová, 1961. Publikované: Šimová M., 1965.
6. Nefelinický bazanit, Banská Štiavnica, zárez železnice pri osade Kysihýbeľ. Analyzoval: M. Šulcová. Publikované: Karolus K., 1964.



Obr. 14 Zavarického diagram bazaltových hornín stredného Slovenska. 1—9: pozri tabuľku chemických analýz. Krivky vulkanických asociácií alkalicko-vápenatých: P — Pelée, LP — Lasen Peak, YP — Yellowstonsky park; krivka prechodnej asociácie medzi alkalicko-vápenatou a alkalickou: E — Etna; krivky alkalických asociácií: H — Hawai, T — Tahiti.

7. Nefelinický bazanit, Banská Štiavnica, zárez železnice pri osade Kysihýbeľ. Analyzoval: V. Strežko, 1961. Publikované: Šimová M., 1965.
8. Bazanity (priemer zo 7 analýz). Rôzne lokality v Štiavnickom pohorí. Publikované: K. Karolus, 1970.
9. Bazanity (priemer zo 16 analýz). Rôzne lokality vo Fíľakovskej vrchovine na jv. Slovensku. Publikované: Karolus K., 1970.

neárny scan Ca—Na (obr. 13). Hladina Ca je temer vyrovnaná, obsah CaO sa pohybuje od 19,6 do 21,6 %. V jednej zóne je vzácny prípad poklesu CaO na 19,6 %. Hladina Na₂O má tri úrovne s najvyšším obsahom 1,5 % Na₂O, 1,19 % Na₂O a po okrajoch zóny s 0,6 % obsahom Na₂O. Táto vonkajšia zóna zodpovedá bežnému obsahu Na₂O v augitoch. Stredne zvýšené obsahy znamenajú iba mierne zvýšenie obsahu sodíka a nedosahujú ešte hodnoty sodných augitov.

Z uvedených rozborov vyplýva, že v bazaltovej dajke sú zastúpené horečnaté augity, horečnaté augity so zvýšeným obsahom TiO₂, so zvýšeným obsahom Na₂O a v nepatrnej miere aj titanové augity.

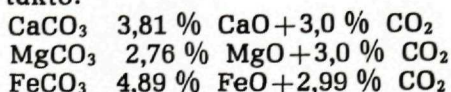
Mandľovcové výplne dutiniek. Dutinky v bazaltovej dajke sú spravidla vyplnené kalcitom. Niektoré dutinky majú však zonálnu výplň; okrajová zóna je vytvorená z kryštalického kalcitu, ďalšiu zónu tvorí sférolitický chlorit a stred je vyplnený opäť kryštalickým kalcitom. Niektoré dutinky vyplňa len sférolitický chlorit, do ktorého smerujú pozdĺž okrajov narastené kryštáliky kalcitu. Sférolitickým chalcedónom bývajú dutinky vyplnené iba zriedkavo.

Minerálna výplň dutiniek identifikovaná mikroskopicky bola nepriamo konfrontovaná s výsledkami chemického zloženia bazaltu. Za základ sa použili obsahy celkového % objemu dutiniek v bazalte (8,68 %) a stanoveného CO₂ v bazalte (8,99 %). Za predpokladu, že sa CO₂ viaže rovnakým podielom na CaO, MgO a FeO, treba konštatovať, že v dutinkách je podmienenčne prítomný kalcit, magnezit a siderit (pozri nižšie).

Chemické zloženie

Chemické zloženie olivínického bazaltu z vratu KOV-42 ilustrujeme silikátovou analýzou z hĺbky 1198,2 m (analyzoval V. Dvonč 1968) (tab. 6, anal. 1). Môžeme ho porovnať s chemickým zložením bazanitových diferenciátov telesa banskoštiavnickej Kalvárie (tab. 6, anal. 1—5), ďalej telesa pri osade Kysihýbeľ (Banská Štiavnica) (tab. 6, anal. 6—7), ako aj s priemerným chemickým zložením bazaltov zo Štiavnického pohoria (tab. 6, anal. 8) a Fiľakovskej vrchoviny na jv. Slovensku (tab. 6, anal. 9).

Analýza 1 z vrtu KOV-42 je zo všetkých porovnávajúcich analýz Kalvárie a Kysihýbľa najbázickejšia. Prejavuje sa to najnižším obsahom SiO₂ (39,51 %), ďalej má najnižší obsah Al₂O₃ (11,58 %) a alkálií (Na₂O 2,0 %, K₂O 1,0 %) a najvyšší obsah CaO. Kyslíčniky Fe₂O₃, FeO a MgO ležia v hraniciach širšieho percentuálneho rozpätia bazanitov z Kalvárie a od Kysihýbľa. Okrem toho bazalt z vrtu KOV-42 obsahuje 8,99 % CO₂, pričom obsahy CO₂ sa v žiadnej z vyhotovených analýz neuvádzajú. Stanovené CO₂ sa viaže na karbonátové minerály, ktoré vyplňujú drobné až submikroskopické dutinky a póry. Podľa planimetrickej analýzy bazalt obsahuje 8,68 % dutiniek. Stechiometrickým prepočtom stanovené CO₂ sa za predpokladu, že sa viaže rovnakým podielom na CaO, MgO a FeO, rozdelí takto:



Podľa pozorovania bazaltu z vrту KOV-42 a priemerného chemického zloženia bazanitov Štiavnického pohoria a Filakovskej vrchoviny bazalt z KOV-42 má aj najnižšiu alkalitu. Obsahy CaO, MgO, FeO a Fe₂O₃ sú vyššie než v priemernom zložení bazanitov Štiavnického pohoria i Filakovskej vrchoviny.

Nízky obsah SiO₂ a pomerne vysoký obsah mafických kysličníkov je spôsobený vyšším objemovým obsahom olivínov a pyroxénov. Vysoký obsah CaO a ekvivalentne nižší obsah alkálií zodpovedá bázickejšiemu zloženiu plagioklasov. Napriek tomu, že v bazalte neboli zistené pozoruhodnejšie modálne obsahy nefelínu alebo nefelinitoidnej substancie, ako je to v bazaltoch z Kalvárie, Kysihýbľa alebo iných výskytov v Štiavnickom pohorí, alebo vo filakovsko-šalgótariánskej oblasti, má adekvátny obsah alkálií. Okrem nepatrného obsahu nefelinitoidnej hmoty alkalitu bazaltu spôsobuje i nepatrne zvýšená hladina Na₂O v plagioklasoch. Poukazujú na to lineárne scany, v ktorých je obsah Na₂O mierne zvýšený (cca o 0,4 až 0,5 %). I niektoré augity (obr. 7, 9, 10, 13) majú v porovnaní s normálnym augitom zvýšenú hladinu Na₂O, ale nedosahujú hodnotu sodných augitov. Z uvedeného vyplýva, že alkalickéjší charakter bazaltu nie je zásadne formovaný obsahom foidových zložiek, ale zvýšenými hladinami Na₂O v porfyrických výrastliciach plagioklasov a augitov.

Podľa Zavarického chemickej klasifikačnej schémy bazalt z vrту KOV-42 (tab. 6, anal. 1) je hornina, ktorá je „nenasýtená SiO₂, chudobná na alkálie, melanokrátna“ (trieda 6, skupina 23, podskupina „b“). Rovnaké postavenie má aj bazanit z Kalvárie (analýza 2, 3, 4) i od Kysihýbľa (anal. 7). V dvoch prípadoch (anal. 5 Kalvária; anal. 6 Kysihýbeľ) je bazanit hornina „slabo nasýtená SiO₂, chudobná na alkálie, melanokrátna“ (trieda 5, skupina 19, podskupina „b“).

Na základe Zavarického parametrov je bazalt z KOV-42 v porovnaní s ostatnými analyzovanými bazanitom z Kalvárie a Kysihýbľa najbázickejší a najviac nasýtený. Dokazuje to parameter „b“ a „Q“ (len u anal. 7 hodnota Q — 20,61 poukazuje na silnejšie nenasýtenie):

	KOV-42	Kalvária	Kysihýbeľ
„b“	39,93	25,4 — 35,89	26,77— 38,36
„Q“	—19,95	—13,26—18,57	—14,72—20,61

Porovnávajúc plagioklasové zložky podľa „a“ a „c“ má bazalt z vrту KOV-42 v porovnaní s bazanitom z Kalvárie a Kysihýbľa (s výnimkou anal. 7 „c“ — 4,47) najnižšie hodnoty:

	KOV-42	Kalvária	Kysihýbeľ
„a“	6,19	7,53—9,96	7,62—10,21
„c“	5,11	5,68—7,54	4,47— 6,78

Vo všetkých porovnávaných horninách je pomer alkalických kysličníkov Na₂O > K₂O, ale v bazalte z KOV-42 sa v porovnaní s ostatnými prípadmi jasne prejavuje nepatrné zvýšenie K₂O voči Na₂O.

	KOV-42	Kalvária	Kysihýbeľ
„n“	74,42	76,92—82,35	80,0

Jednotlivé vedľajšie parametre vo femických zložkách analyzovaných hornín značne kolíšu, čo prezrádajú už váhové percentá kysličníkov FeO, MgO a CaO:

	KOV-42	Kalvária	Kysihýbeľ
f'	31,89	27,22—39,57	28,0 —39,51
m'	50,45	42,77—59,63	41,96—56,00
c'	17,66	13,15—17,66	16,0 —18,53

Na Zavarického diagrame (obr. 14) takmer všetky projekčné body hornín ležia už na okraji poľa alkalických asociácií. V časti SAB i SCB ležia v okolí kriviek asociácií Etna a Tahiti (s výnimkou analýzy 5—6, ktoré podľa parametra „c“ ležia v poli alkalicko-vápenatých asociácií).

Záver

Bazaltová dajka z vrtu KOV-42, ktorá tvorí hĺbkový interval 1197,5 až 1201,5 m môže vzhľadom na priestorovú blízkosť a látkovú príbuznosť predstavovať hlbinný ekvivalent prírodného aparátu nefelinického bazaltu, vytvárajúceho kopu Kalvárie pri Banskej Štiavnici.

Bazaltová dajka svojím mineralogicko-petrografickým zložením zodpovedá olivínickému bazaltu. Štruktúrou a čiastočne i zložením sa okrajové a stredné časti dajkového telesa líšia. Na okrajoch má mikrodoleritickú štruktúru, v strede doleritickú. Odlišná je i veľkosť a zastúpenie niektorých minerálov. Napr. v okrajových častiach dajky je základná hmota bohatšia na magnetit a chudobnejšia na drobné amfiboly než v stredných častiach. Plagioklasová a augitová súčasť základnej hmoty je rovnomerne rozptýlená. Porfyrické výrastlice plagioklasov a olivínov sú tiež rovnomerne rozmiestené na okrajoch i v strede dajky, iba augity majú na okrajoch výnimočne menšie rozmery než v strede dajky. Mandľovcové dutinky sú na okrajoch nepravidelné a pretiahnuté, v strede sú oválne až guľaté.

Podľa mikroskopickkej analýzy základná hmota bazaltu je vytvorená zo spleti ihličkových plagioklasov, medzi ktorými sú drobné zrníčka augitu, v okrajových častiach sa vyskytuje menšie množstvo amfibolu, v stredných častiach ho je viac, a veľké množstvo izometrického magnetitu. Miestami je základná hmota sklovitá a obsahuje zanedbateľné množstvo nefelinoidnej substance.

Porfyrické výrastlice v bazalte identifikované elektrónovým mikroanalýzátorom sú vytvorené z plagioklasov, olivínov a pyroxénov.

Plagioklasy majú približne rovnaké zloženie, ktoré zodpovedá labradoru — bytownitu, resp. bázičkej časti labradoru. V plagioklasoch sa jednoznačne javí mierne zvýšenie Na-zložky oproti Ca-zložke. V jednom z me-

raných prípadov sme konštatovali, že % obsah Na_2O v základnej hmote je cca o 3 % vyšší než v najbližšie meranej porfyrickej výrastlici labradoru.

Olivíny sú čiastočne serpentinizované (v okrajových častiach silnejšie než v stredných). Analýza čerstvých olivínov poukazuje na veľmi nehomogénne chemické zloženie, hlavne v obsahu MgO , čiastočne v SiO_2 a v FeO . Optické konštanty, hlavne veľkosť 2V, zodpovedajúce chemickému zloženiu, poukazujú na 70—90 % obsah forsteritovej zložky. To približne súhlasí s údajmi M. Šimovej (1965) z bazanitu Kalvárie.

Pyroxény sú reprezentované augitmi, ktoré sú väčšinou zonálne. Tvoria ich horečnaté augity, horečnaté augity so zvýšeným obsahom TiO_2 , so zvýšeným obsahom Na_2O a v malom množstve aj titanové augity.

Bazalt obsahuje ešte mandľovcové výplne dutín. Výplne sú spravidla vytvorené z modifikácií minerálov skupiny karbonátov, opticky určené prevažne ako kalcity. Chemicky boli nepriamo identifikované okrem kalcitu aj magnezit a siderit. Výplň je miestami zonálna, kalcitové zóny sa striedajú so sférolitickým chloritom, resp. sférolitickým chalcedónom.

Chemické zloženie bazaltu z vrtu KOV-42 má dosť špecifické znaky. V porovnaní s analýzami z banskoštiavnickej Kalvárie a od Kysihýbľa poukazuje na najbázickejší diferenciát. Prejavuje sa to najnižším obsahom SiO_2 , Al_2O_3 a alkálií a najvyšším obsahom CaO . Kysličníky Fe a Mg ležia v hraniciach širšieho percentuálneho rozpätia bazanitov Kalvárie a Kysihýbľa pri Banskej Štiavnici. Nízky obsah SiO_2 a vyšší obsah mafických kysličníkov signalizuje, že sa viažu na vyššie objemové obsahy olivínov a augitov. Vysoký obsah CaO a približne ekvivalentne nižší obsah alkálií dokumentuje bázickejšie zloženie plagioklasov (labrador — bytownit, bázický labrador). Alkalita dosahuje také isté hodnoty ako v iných stredoslovenských bazaltoch. Zistený obsah nefelinitoidnej hmoty v základnej hmote je veľmi nepatrný. Napriek tomu má bazalt také obsahy alkálií, aký modálne i chemicky dosahujú stredoslovenské bazalty. V bazaltovej dajke z KOV-42 sa modálne zatiaľ vyššie obsahy nepotvrdili, iba chemicky. Zvýšenú alkalitu možno vysvetliť nepatrne zvýšenou hladinou Na_2O v plagioklasoch a augitoch.

Podľa Zavarického chemickej klasifikačnej schémy bazalt z KOV-42 je nenasýtený SiO_2 , chudobný na alkálie, melanokrátny, čo sa prevažne zhoduje so zaradením najbližších bazanitov z Kalvárie a Kysihýbľa. Odlišuje sa od nich tým, že je najbázickejší a najviac nenasýtený.

Na Zavarického diagrame projekcia bazaltu z KOV-42 a temer všetky bazanity zo stredného Slovenska ležia v pásme na okraji slabo alkalických asociácií.

Do tlače odporučila M. Šimová

Analýzy minerálov boli robené na mikrosonde zn. Geoscan vo Výskumnom ústave hutníctva železa v Prahe v spolupráci s Ing. Z. Kotrbom, CSc. a Ing. J. Kolmannom. Minerálne štandardy zapožičala Dr. Feduková, CSc. Všetkým týmto vyslovujem za odbornú pomoc a spoluprácu vďaka.

Literatúra

- BRLAY, A. et al. 1970: Záverečná správa o štruktúrnom vrte KOV-42 Kalvária. Geofond. Bratislava.
- DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1962: Rock-Forming Minerals. Vol. 1 Ortho- and Ring Silica-tes. Longmans. London. — Porodoobrazujúšcie mineraly. Tom 1 Ortosilikáty i kolcevyje silikaty. Izd. Mir. 1965. Moskva.
- FIALA, F. 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici. Quelques remarques relatives à la Petrochimie du basalte du mont Kalvária près Banská Bystrica. Zborn. St. ban. múzea D. Štúra, 2, s. 53—66. Banská Štiavnica.
- KAROLUS, K. 1964: Petrografia a petrochémiá slovenských neovulkanitov. Kandidátska dizert. práca, II. časť. Manuskript archív GÚDŠ, s. 180. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1970: Chemizmus erupčných fáz slovenských neovulkanitov. Západné Karpaty, 12, GÚDŠ, s. 85—136. Bratislava.
- ŠIMOVÁ, M. 1965: Petrografia a petrochémiá produktov finálneho vulkanizmu Slovenského stredohoria. Die Petrografie und Petrochemie der Produkte des finalen Vulkanismus in dem Slowakischen Mittelgebirge. Acta geologica et geograph. Univ. Comen., Geologica 9. Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľkám na kriede XLI — XLII :

Tabuľka XLI

- Obr. 1 Olivinický bazalt. Porfyrická štruktúra s doleritickou základnou hmotou s mandľovcovými dutinkami. Nikoly II. Zväčšené 16X. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 2 Mandľovcové dutinky pretiahnutých tvarov z okraja bazaltovej dajky. Sú vyplnené karbonátom a sférolitickým chloritom. Nikoly II. Zväčšené 40X. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 3 Mandľovcové dutinky zo stredu dajky sú oválnych a guľatých tvarov. Sú vyplnené hrubokryštalickým karbonátom. Nikoly II. Zväčšené 40X. Foto: F. Vrbovský.

Tabuľka XLII

- Obr. 1 Porfyrická výrastlica olivínu, slabo premenená s typickou mašličkovitou štruktúrou. Okolo olivínu sú lištovité plagioklasy. Leštený výbrus. Nikoly II. Zväčšené 60X. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 2 Výrastlica olivínu (zrná 1, 2, 3), z ktorých bola robená chemická analýza pomocou mikrosondy. Leštený výbrus pokovený. Nikoly II. Zväčšené 60X. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 3 Zhluk olivínových výrastlíc. Analyzované zrná 4—5. Leštený výbrus, pokovený. Nikoly II. Zväčšené 60X. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 4 Zonálny augit v texte ako zrno 1. Leštený výbrus pokovený. Nikoly II. Foto: F. Vrbovský.
- Obr. 5 Diagram % obsahov SiO₂, Al₂O₃, FeO (sumárne Fe), MgO, CaO v olivínoch (v texte zrná 3, 4, 5).

Jozef Forgáč—Gejza Kupčo—Mária Klinčeková

Distribúcia zinku vo vulkanitoch Slovenska

(5 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Volcanism of the Neogene to Quaternary periods is represented by the order rhyolite-andesite-basalt in Slovakia. The rhyolite-andesite is alkalinecalcareous in character; basalts are alkaline. The authors present distribution of zinc in neovolcanic rocks and correlation of zinc with some elements.

Zinok nachádzajúci sa v neovulkanitoch Slovenska predstavuje prvok ekonomického významu. O jeho priemernom zastúpení v uvedených typoch hornín je len málo údajov. Z toho dôvodu pri rôznych výskumných a prieskumných prácach bolo nutné používať hlavne údaje z literatúry, a to niekedy i z odlišných asociácií hornín, ako sú naše, resp. boli to často len údaje prehľadného charakteru.

V predloženej práci podávame prehľad zastúpenia zinku radu ryolit—andezit—bazalt v celej škále neovulkanických hornín Slovenska, prehľad jeho distribúcie, priemerného obsahu v hlavných skupinách (ryolit, andezit, bazalt), ako i údaje o jeho vzťahu k niektorým prvkom.

Analytická metóda

Zinok bol stanovený vo všetkých vzorkách metódou atómovej absorpcie. Stanovenie zinku spektrochemickou metódou je možné len pri obsahoch nad 100 ppm. Prevažná väčšina vzoriek vulkanitov však túto hodnotu nedosahuje. Použitá bola metóda Mikšovského a Moldana (1970). Rozklad vzorky sa robí v Pt-miske zmesou kyseliny fluorovodíkovej a chloristej, takže zinok, ktorý by bol viazaný v mriežke niektorého silikátneho materiálu, dostane sa do roztoku. Meranie sa uskutočnilo na atómovo-absorpčnom spektrofotometre Perkin-Elmer 305A, vybavenom jednoštrbinovým horákom, dlhým 10 cm. Podmienky pre stanovenie boli prevzaté z manuálu Perkin-Elmer. Detekčný limit pre Zn je 0,01 mg/l. Štandardná odchýlka je $\pm 4,5\%$ rel. Údaje o obsahu zinku v tabuľkách sú buď priemerom vypočítaným z viacerých analýz, ako je to napr. o andezitov z východného Slovenska (priemer 5 analýz), alebo je to údaj z analýzy jednej vzorky vytvorenej zo 4—10 vzoriek z každej lokality (bazalty 4 vzorky, andezity stredného a južného Slovenska 5 vzoriek, ryolity 10 vzoriek).

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

Petrografický charakter vulkanických hornín

Študované horniny sú produktom dlhotrvajúcej vulkanickej činnosti, ktorá sa začala v egenburgu a skončila sa v pliocéne až v kvartéri. Uvedené časové obdobie sa vyznačovalo búrlivou vulkanickou činnosťou, ktorá sa striedala s medziobdobiami utíchania vulkanickej činnosti a pokoja. V priebehu vulkanickej činnosti vznikla široká škála hornín radu ryolit—andezit—bazalt. Tento základný rad hornín sa lokálne dopĺňa prechodnými diferenciačnými typmi, ktoré sa prejavujú mineralogicko-petrografickým i chemickým zložením.

Najacidnejšie študované horniny sú ryolity badenu a sarmatu. Ryolity sú biele, sivé až ružovkasté a majú porfyrickú štruktúru. Obsahujú fenokrysty živcov, kremeňa a biotitu. Podľa zastúpenia živcov sa vyskytujú sanidínové a plagioklasové ryolity. Základná hmota je najčastejšie vitrofyrická, skrytokryštalická až sférolitická. Pomer základnej hmoty a fenokrystov je rozličný. Celkove základná hmota silno prevláda nad obsahom fenokrystov. Najrozšírenejšou skupinou hornín sú andezity. Ich erupcie prebiehali v badene, sarmate až pliocéne. Andezity majú variabilné mineralogicko-petrografické zloženie. Sú prevažne porfyrické, len ojedinele afanatické. V horninách celkove prevláda základná hmota nad porfyrickými výrastlicami. Najrozšírenejším typom sú pyroxenické andezity, ktoré miestami obsahujú temer akcesorický amfibol a biotit. Menej sa vyskytujú amfibolicko-pyroxenické andezity. Výrazný petrografický typ predstavujú biotiticko-amfibolické a amfibolické andezity s granátom, ktoré miestami obsahujú aj pyroxén a biotit. Vývoj základnej hmoty v andezitoch je veľmi premenlivý, najčastejšie je vitrofyrický, mikroliticko-skrytokryštalický až hyalopilitický.

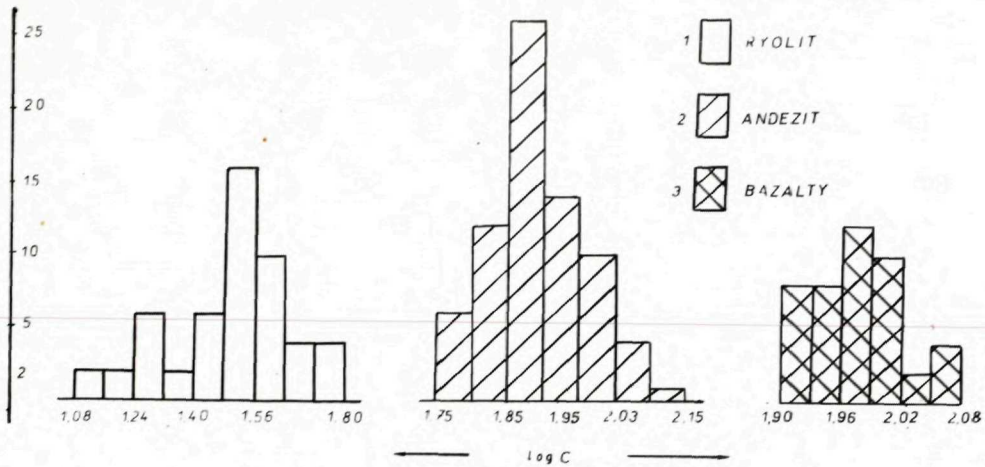
Celkove málo rozšírenými horninami na strednom Slovensku sú bazaltoidné andezity pliocénneho veku. Predstavujú v podstate olivinicko-pyroxenické andezity hlavne s nevadickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Fenokrysty tvoria živce, hyperstény, augity a olivín.

Najmladší vulkanizmus pliocénno-kvartérneho veku reprezentujú bazalty, v ktorých ako základné typy rozlišujeme plagioklasové bazalty, amfibolové bazalty a bazanity, resp. bazanitoidy. Spoločným znakom bazaltov je, že obsahujú olivín, nefelín, alkalické pyroxény a amfiboly. Ich mineralogické a chemické zloženie poukazuje na ich alkalický charakter. Horniny radu ryolit—andezit majú alkalicko-vápenatý charakter, bazalty alkalický.

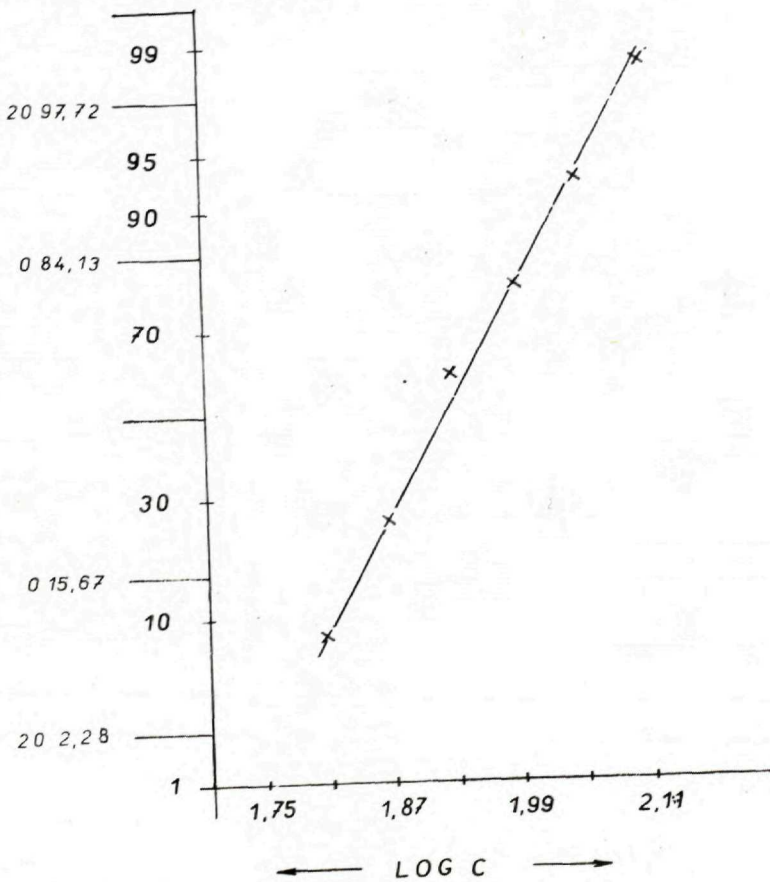
Distribúcia zinku v neovulkanitoch Slovenska

Obsah zinku v bazaltoch stredného a južného Slovenska sa pohybuje od 82 ppm do 120 ppm, priemerný obsah 98 ppm. Najviac sa vyskytuje v intervale 91,2—97,7 ppm. Nakoľko počet lokalít bazaltov je relatívne malý (18 lokalít), histogram nie je výrazný.

U ryolitov, ktorých počet je o niečo vyšší (26 lokalít), sa obsah zinku pohybuje od 13 do 58 ppm. Priemerný obsah je 33 ppm, prakticky $\frac{1}{3}$ obsahu u bazaltov. Najviac sa vyskytuje v intervale od 30 do 36,4 ppm. Stred intervalu zodpovedá vypočítanému priemernému obsahu. Andezity



Obr. 1. Histogramy zinku
1 — ryolity; 2 — andezity; 3 — bazalty.

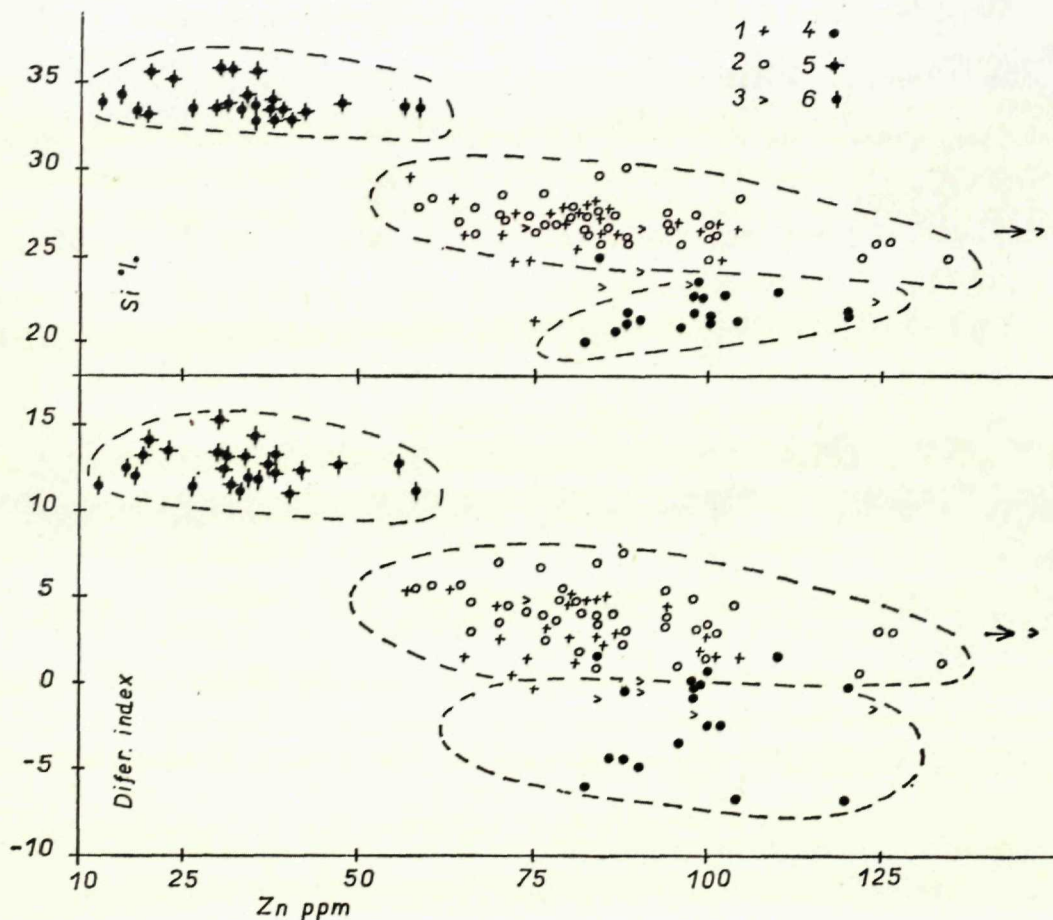


Obr. 2 Kumulatívna krivka výskytu pre zinok

sa nachádzajú v 72 lokalitách. Preto bolo možné vyhotoviť presnejšie histogram i diagram kumulatívnej početnosti. Typ rozdelenia je lognormálny a obsah zinku sa pohybuje od 57 do 134 ppm. Aritmetický priemer je 86 ppm, geometrický priemer 84,2 ppm.

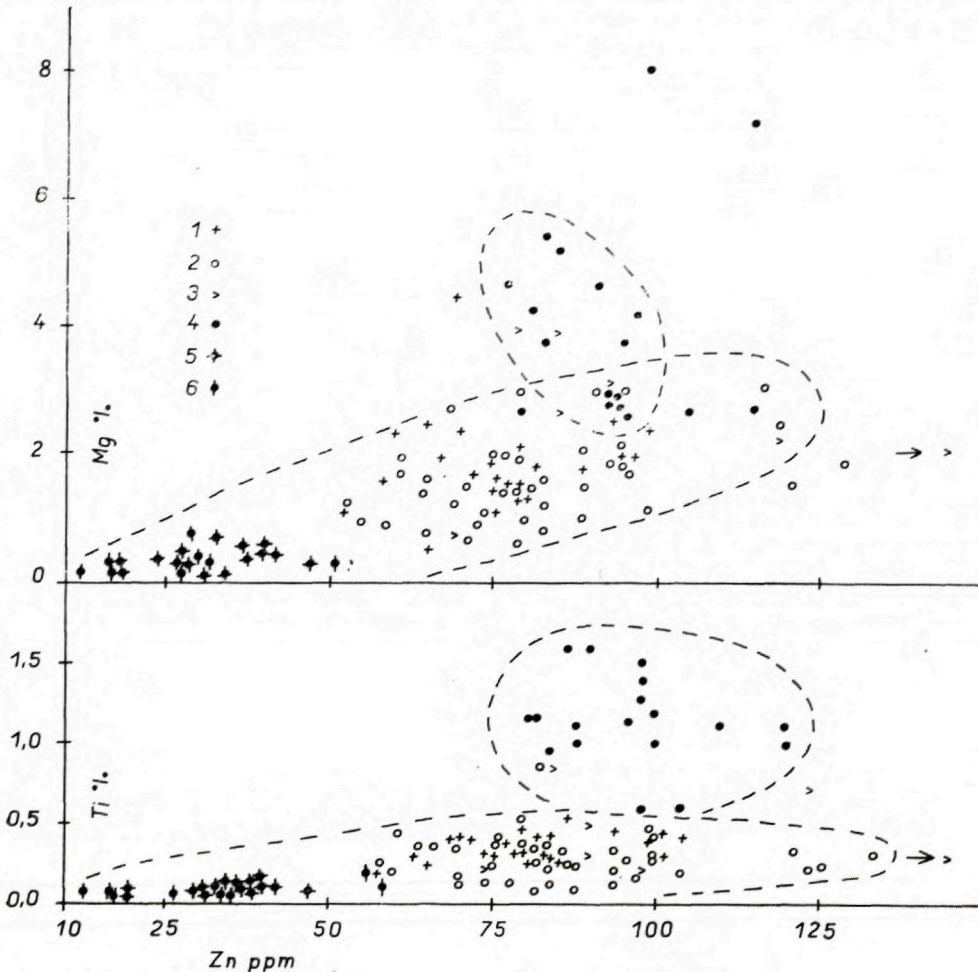
Korelácia zinku s niektorými prvkami

Zinok nie je vo všetkých študovaných horninách zastúpený rovnako, hodnota jeho koncentrácie, ako i šírka rozptylu sa menia. Z predchádzajúcej kapitoly je zjavné, že najnižšie koncentrácie zinku sú v kyslých horninách a podstatne vyššie sú v intermediárnych a bázických horninách. Dalo by sa predpokladať, že obsah zinku sa znižuje v smere diferenciacie. Avšak



Obr. 3 Korelačný vzťah Zn ku diferenciačnému idexu a Si
 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska.

pri korelácii zinku s diferenciačným indexom $\frac{1}{3} Si + K - (CA + Mg)$ sú projekčné body hornín rozmiestené do troch polí (obr. 3). V jednom poli sú rozmiestené ryolity, v druhom andezity a v treťom bazalty. Projekčné body bazaltoidných andezitov sú nepravidelne rozmiestené medzi andezitmi a bazaltmi. Šírka rozptylu zinku v bazaltoch sa prekrýva s rozptylmi zinku v andezitoch. Možno povedať, že v korelácii zinku s diferenciačným indexom sa neprejavil plynulý trend zmeny obsahu zinku od bázických, resp. intermediárnych hornín ku kyslým, ale v rámci každého poľa (andezitové, ryolitové, bazaltové) sa javí tendencia negatívnej korelácie, t. j. so zvyšovaním stupňa diferenciácie sa v horninách znižuje zastúpenie zinku. Podobne aj pri korelácii zinku s kremíkom sú projekčné

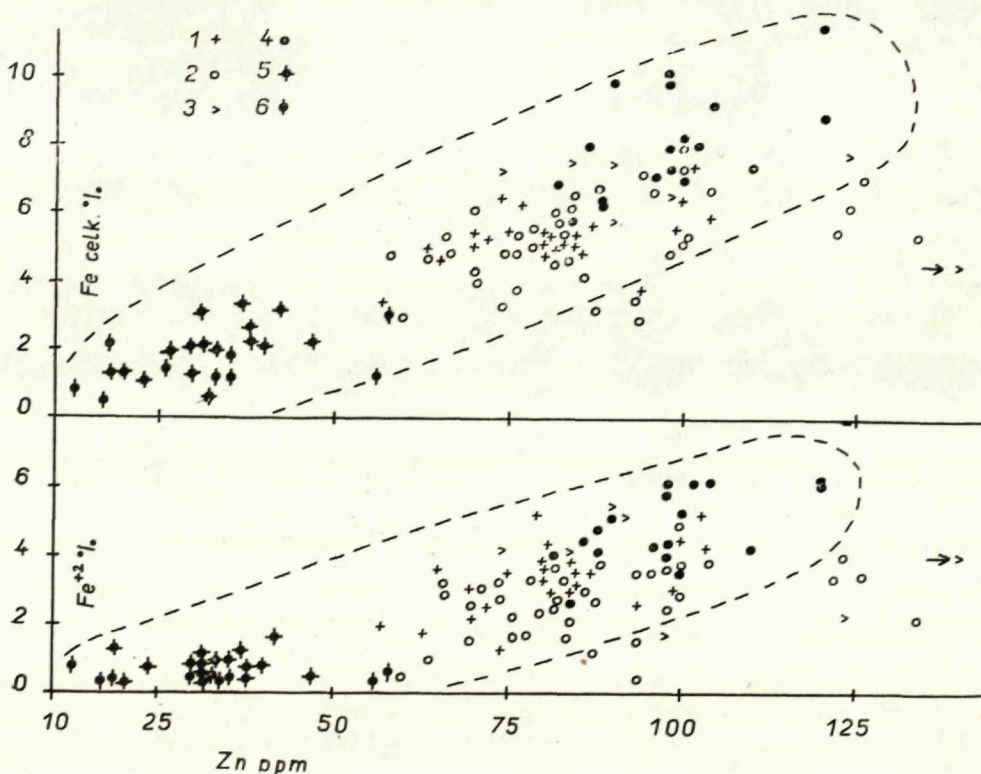


Obr. 4 Korelačný vzťah Zn ku Ti a Mg

1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska.

body hornín rozmiestené do troch samostatných polí — do ryolitového, andezitového a bazaltového. Ani pri tejto korelácii sa neprejavil plynulý trend zmeny obsahu zinku. V ryolitovom a andezitovom poli sa zvyšovaním obsahu kremíka znižuje obsah zinku v horninách. V bazaltovom poli sú zasa znaky opačného charakteru (obr. 3), t. j. zvyšovaním obsahu zinku sa zvyšuje aj obsah kremíka.

Výraznejšie sú korelačné vzťahy zinku s titánom a horčíkom (obr. 4). Vo vzťahu medzi zinkom a titánom je výrazná pozitívna korelácia v horninách radu ryolit—andezit, v ktorých sa so zvyšovaním obsahu zinku zvyšuje aj zastúpenie titánu. Bazalty však nespádajú do korelačného poľa hornín radu ryolit—andezit, ale ich projekčné body v dôsledku vyššieho obsahu titánu v bazaltoch ležia mimo neho a sú nepravidelne rozmiestené. Výrazná je aj korelácia zinku s horčíkom, avšak nie v celom rade hornín ryolit—andezit—bazalt, ale len v rozmedzí ryolit—andezit. Ich projekčné body svojím rozmiestением tvoria jednotné pole, v ktorom je výrazný pozitívny vzťah medzi obsahom zinku a horčíka. Z obrázku 4 možno vidieť, že v rade ryolit—andezit sa zvyšovaním obsahu horčíka temer plynule zvyšuje aj obsah zinku. Bazalty sú v korelačnej projekcii



Obr. 5 Korelačný vzťah Zn ku Fe^{2+} a Fe celkove
 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska.

zinku a horčíka rozmiestené nepravidelne a časť z nich leží v ryolitovo-andezitovom poli.

Korelačné vzťahy sa najvýraznejšie prejavujú medzi zinkom a železom (obr. 5). Rozmiestenie projekčných bodov signalizuje výraznú pozitívnu koreláciu v celom rade študovaných hornín ryolit—andezit—bazalt. Projekčné body bazaltoidných andezitov sú rozmiestené medzi andezitmi a bazaltmi. Projekčné body bazaltov ležia prevažne na okraji andezitového poľa, kde spadajú horniny s najvyšším obsahom železa a zinku. Z korelačného vzťahu medzi zinkom a železom vidno, že zvyšovaním obsahu dvojmocného železa i celkového železa v horninách sa temer plynule aj zastúpenie zinku v študovaných horninách v celom rade ryolit—andezit—bazalt.

Zinok vo vulkanitoch rôznych oblastí

Koncentrácia zinku vo vulkanických horninách z rôznych oblastí, či už s príbuznou alebo odlišnou asociáciou hornín, je často značne rozdielna (tab. 3). Koncentráciou zinku sú ryolitom Slovenska veľmi blízke ryolity z Kalifornie a z Japonska. Takmer dvojnásobný obsah zinku v porovnaní s našimi ryolitmi majú ryolity zo subvulkanickej zóny Rumunsku, kým v ryolitoch z Etiópie je koncentrácia zinku trojnásobná. Značné rozdiely sú aj v údajoch o koncentrácii zinku v andezitoch. Temer rovnaká koncentrácia zinku ako v našich andezitoch bola zaznamenaná aj v andezitoch Japonska a obsahom zinku je našim andezitom veľmi blízky aj andezit AGV-1 z Oregonu, ktorý je považovaný za svetový štandard. V porovnaní s obsahom zinku v andezitoch Slovenska sú na zinok značne chudobné andezity z Kalifornie a neogénne andezity zo subvulkanickej zóny Rumunsku. Takmer o polovicu menej zinku ako andezity Slovenska obsahujú v priemere andezity z hlavných vulkanických pohorí Rumunsku. Bazalty Slovenska sú veľmi blízke obsahom zinku toleitickým bazaltom z ostrovov Havaj. Nižšia koncentrácia je v bazaltoch z pohoria Calimani v Rumunsku a takmer o polovicu menej zinku ako bazalty Slovenska obsahujú bazalty z Islandu.

Z celkového obsahu zinku vo vulkanických horninách rôznych oblastí (tab. 3) je zjavné, že pri rôznych štúdiách týkajúcich sa obsahu zinku treba vychádzať z existujúcich údajov o koncentrácii zinku v rámci každej vulkanickej oblasti zvlášť so zreteľom na charakter vulkanickej asociácie.

Záver

Zinok v mladých vulkanitoch Slovenska je distribuovaný nasledovne:

V ryolitoch má rozpätie od 13 do 58 ppm a priemerný obsah 33 ppm. V andezitoch má rozpätie od 57 do 134 ppm a priemerný obsah 86 ppm. V bazaltoch je jeho rozpätie od 82 do 120 ppm, priemerný obsah je 98 ppm. V zastúpení zinku v neovulkanických oblastiach stredného a východného Slovenska nie sú výraznejšie rozdiely.

V korelácii zinku s diferenciacným indexom nie je plynulý trend zme-

ny obsahu zinku od bázických ku kyslým horninám v rade hornín ryolit—andezit—bazalt, ale javia sa znaky negatívnej korelácie samostatne v každej skupine hornín (ryolity, andezity, bazalty). Podobne je to aj v korelačnom vzťahu zinku ku kremíku, kde andezity a ryolity javia slabé znaky negatívnej korelácie samostatne v rámci každej skupiny a v bazaltoch sa javia znaky pozitívnej korelácie.

V korelačnom vzťahu zinku k titánu a horčíku je výrazná pozitívna korelácia s plynulým stúpajúcim trendom v zastúpení zinku v rade ryolit—andezit, kým v bazaltoch sa korelačné vzťahy výraznejšie neprejavili. Zinok je vo výraznej pozitívnej korelácii v celej škále študovaných hornín v rade ryolit—andezit—bazalt. Z korelačných vzťahov zinku k uvedeným prvkom sa dá predpokladať, že zinok môže byť koncentrovaný v rade ryolit—andezit v mineráloch spolu s Ti, Fe a Mg, ako napr. v magnetite, pyroxénoch, amfibole a biotite. V bazaltoch možno predpokladať, že sa viaže na minerály obsahujúce železo.

tabuľka 1

OBSAH PRVKOV

v ryolitoch, andezitoch, bazaltoidných andezitoch a v bazaltoch zo stredného a južného Slovenska

vzorka číslo	Zn ppm	Fe ⁺² %	Fe ⁺³ %	Ti %	Mg %	Si %	diferenciačný index
1	30	1,10	1,00	0,10	0,40	33,7	+13,5
2	47	0,40	1,80	0,08	0,40	33,9	+12,8
3	32	0,30	0,30	0,06	0,50	33,6	+11,7
4	34	0,70	1,30	0,10	0,30	34,3	+13,3
5	40	0,80	1,30	0,10	0,80	32,9	+11,0
6	38	0,70	2,00	0,08	0,30	33,4	+13,2
7	31	0,60	2,50	0,10	0,30	33,8	+12,6
8	35	0,60	0,60	0,10	0,06	35,6	+14,5
9	30	0,70	0,60	0,08	0,10	35,9	+15,3
10	42	1,70	1,50	0,10	0,70	33,2	+12,4
11	23	0,70	0,40	—	0,03	35,2	+13,6
12	19	1,30	0,05	0,10	0,30	33,1	+13,3
13	37	1,20	2,20	0,10	0,50	34,0	+12,8
14	20	0,10	1,20	—	0,20	35,6	+14,2
15	38	0,50	1,80	0,10	0,06	33,7	+12,1
16	31	0,50	1,60	0,07	0,70	34,8	+13,5
17	80	2,35	2,69	0,53	1,11	27,7	+ 5,3
18	66	3,21	1,73	0,45	1,62	26,3	+ 3,0
19	78	1,69	3,03	0,13	0,88	26,6	+ 3,5
20	84	1,58	3,49	0,13	0,55	29,7	+ 7,1
21	76	2,21	3,15	0,42	0,64	28,4	+ 6,9
22	76	1,58	2,23	0,37	1,51	26,7	+ 3,9
23	88	1,31	1,82	0,08	0,79	30,2	+ 7,8
24	70	1,86	3,21	0,36	1,39	27,2	+ 3,7
25	100	4,91	3,19	0,27	3,08	24,8	+ 1,4
26	88	2,69	4,08	0,23	1,18	25,7	+ 3,1
27	88	3,96	2,52	0,23	1,66	26,0	+ 2,4
28	84	3,35	2,79	0,87	1,97	27,5	+ 4,0
29	100	3,89	1,40	0,41	1,69	26,7	+ 3,6
30	94	3,51	3,54	0,19	1,50	26,7	+ 3,3
31	86	2,97	1,17	0,32	1,49	27,2	+ 4,1

tabuľka 1

pokračovanie

vzorka číslo	Zn ppm	Fe ⁺² %	Fe ⁺³ %	Ti %	Mg %	Si %	diferenciačný index
32	66	2,94	2,41	0,35	1,98	27,8	+ 4,7
33	100	2,91	2,22	0,31	2,14	26,3	+ 3,2
34	134	2,28	3,13	0,32	1,93	24,7	+ 1,1
35	96	3,35	3,35	0,27	3,02	25,7	+ 1,0
36	70	3,91	3,23	0,45	2,07	26,0	+ 2,9
37	94	0,32	2,62	0,33	2,15	27,5	+ 4,2
38	98	2,39	2,44	0,18	1,91	27,2	+ 5,1
39	124	3,42	1,99	0,34	3,19	24,9	+ 0,7
40	122	3,99	2,14	0,21	2,55	25,7	+ 2,9
41	104	3,85	2,93	0,20	1,12	28,1	+ 4,7
42	94	1,47	2,20	0,13	1,04	26,9	+ 5,5
43	126	3,51	3,54	0,24	1,50	25,8	+ 3,2
44	74	4,29	3,09	0,24	0,88	26,7	+ 5,2
45	170	4,34	0,22	0,31	2,10	26,6	+ 3,2
46	82	3,85	0,66	0,08	0,96	27,2	+ 4,1
47	60	0,46	2,54	0,20	0,95	28,2	+ 5,5
48	74	3,12	3,02	0,15	1,63	27,0	+ 4,5
49	100	2,84	2,14	0,25	2,76	26,5	+ 2,5
50	84	2,11	2,61	0,22	1,44	26,7	+ 4,1
51	82	3,35	2,52	0,33	2,05	26,0	+ 1,9
52	70	2,25	2,10	0,11	0,75	28,4	+ 7,2
53	82	2,66	2,99	0,26	1,40	26,3	+ 4,6
54	74	3,17	0,19	0,13	1,22	27,3	+ 4,2
55	58	1,79	2,96	0,27	1,27	27,8	+ 5,4
56	64	0,79	4,01	0,35	0,90	26,8	+ 5,8
57	80	3,46	2,12	0,37	1,97	27,3	+ 4,8
58	94	0,36	2,62	0,33	2,15	27,5	+ 1,1
59	90	5,22	2,29	0,52	2,71	23,6	- 0,01
60	98	1,92	4,59	0,18	3,17	23,5	- 1,8
61	84	4,14	3,35	0,86	3,99	23,1	- 0,9
62	90	5,41	0,44	0,31	3,93	24,1	- 0,3
63	124	2,46	5,51	0,75	2,33	22,4	- 1,2
64	120	6,29	5,15	1,03	2,86	21,5	- 0,07
65	100	3,78	3,23	1,03	3,87	21,2	- 2,2
66	84	2,88	2,96	0,96	2,73	24,9	+ 1,9
67	100	5,32	2,95	1,19	2,58	22,8	+ 0,8
68	110	4,31	3,09	1,13	2,67	22,9	+ 1,7
69	98	4,41	2,91	0,60	3,01	23,5	- 0,07
70	98	4,79	3,20	1,40	2,83	22,5	- 0,1
71	98	5,10	4,86	1,53	2,75	21,5	- 0,6
72	82	4,03	2,83	1,16	4,74	19,9	- 5,9
73	96	4,35	2,78	1,14	4,69	20,8	- 3,5
74	90	5,21	4,69	1,62	5,19	21,2	- 4,7
75	88	4,91	2,40	1,13	5,45	21,0	- 4,3
76	86	4,50	3,50	1,59	4,35	20,6	- 4,2
77	102	6,27	1,85	1,13	4,42	22,6	- 2,1
78	88	4,00	2,25	1,03	3,82	21,7	- 0,3
79	98	4,09	6,01	1,29	3,00	22,7	+ 0,2
80	120	6,49	2,49	1,13	7,21	21,1	- 6,4
81	104	6,27	2,96	0,60	8,12	21,1	- 6,78

Lokality a názvy hornín v tabuľke 1

1 — z. od Novej Lehoty a jz. od Handlovej. Rhyolit; 2 — Pohutský potok s. od Hrabíčov. Rhyolit; 3 — Nová Baňa, západný svah kóty Háj. Rhyolit; 4 — cca 2,2 km v. od Trubína, za Lutiským potokom. Rhyolit; 5 — Poľana, centrálna časť. Rhyolit; 6 — jz. okraj

Starej Kremničky. Ryolit; 7 — jz. od Bartošovej Lehôtky. Ryolit; 8 — cca 2 km od Banskej Belej. Ryolit; 9 — j. od Horných Opatoviec. Ryolit; 10 — Voznická skala, zárez štátnej cesty jz. od obce Voznica. Ryolit; 11 — Rudno nad Hronom, jv. okraj obce. Ryolit; 12 — Szabóva skala, jv. od Hliníka nad Hronom. Ryolit; 13 — Sokolia skala (ryolit); z. od Horných Opatoviec. Ryolit; 14 — v. od obce Ilija. Ryolit; 15 — sv. od Banského Studenca. Ryolit; 16 — s. od Turčoka. Ryolit; 17 — Machulince, kameňolom. Pyroxenický andezit; 18 — Stará Huta pri Novej Bani, kameňolom. Pyroxenický andezit; 19 — Gondovo, severne od dediny. Pyroxenický andezit; 20 — Ladzany—Žemberovce, lom pri štátnej ceste. Pyroxenický andezit; 21 — Bohunice, severne od obce. Pyroxenický andezit; 22 — Uhliská, lom južne od obce. Pyroxenický andezit; 23 — Breznica, lom jz. od obce. Pyroxenický andezit; 24 — Hronská Dúbrava, lom záp. od železničnej stanice. Pyroxenický andezit; 25 — Sklené Teplice—Podhorie, lom pri štátnej ceste. Pyroxenický andezit; 26 — Krnišov, západne od obce. Pyroxenický andezit; 27 — severne od Beluje. Pyroxenický andezit; 28 — Tepličky — lom nad štátnou cestou severne od Hontianskych Nemiec; 29 — Šášovské Podhradie, severne od obce. Pyroxenický andezit; 30 — Hanišberg — lom nad štátnou cestou severne ok Krupiny. Pyroxenický andezit; 31 — Klak, severne od obce. Pyroxenický andezit; 32 — Tlmače, lom. Pyroxenický andezit s amfibolom; 33 — Prochoť, severný okraj obce. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 34 — Nová Lehota, južne od Handlovej. Pyroxenický andezit; 35 — východne od Kremnice. Pyroxenický andezit; 36 — severný okraj Kremnice — lom. Pyroxenický andezit; 37 — Turčok, západne od železničnej stanice. Pyroxenický andezit; 38 — Vígľaš, západne od bce, lom. Pyroxenický andezit; 39 — severne od Detvy. Pyroxenický andezit; 40 — južne od Detvy, pri štátnej ceste Kriváň—Vígľaš. Pyroxenický andezit; 41 — severne od Madačky, lom južne od štátnej cesty Podkriváň—Stará Huta. Pyroxenický andezit; 42 — Stará Huta jv. od Zvolena, pri štátnej ceste. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 43 — juhovýchodne od Pliešoviec, zárez štátnej cesty Senohrad—Stará Huta. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 44 — Ladomer, kameňolom. Pyroxenický andezit bazaltoidný; 45 — Malý Gryc, západne od Handlovej. Pyroxenický andezit; bazaltoidný; 46 — Prenčov, jv. od obce. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 47 — Hrabíčov, kameňolom. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 48 — zárez cesty Kremnica—Skalka. Pyroxenicko-amfibolický andezit; 49 — východne od Krahúl, pri ceste Skalka—Kremnica. Pyroxenický andezit s amfibolom a biotitom; 50 — Breziny, kameňolom, južne od Zvolena. Amfibolický andezit s pyroxénom a granátom; 51 — Šiatoroš, kameňolom. Amfibolický andezit s pyroxénom a granátom; 52 — Obyce, kameňolom. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 53 — Dekýš, pri starom mlyne. Amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezit; 54 — jz. od Sitna, zárez lesnej cesty. Biotiticko-amfibolický andezit s pyroxénom; 55 — Banský Studenec, kameňolom. Biotiticko-amfibolický andezit; 56 — Trnavá Hora. Biotiticko-amfibolický andezit; 57 — Krahule. Biotiticko-amfibolický andezit; 58 — východne od Turčoka. Biotiticko-amfibolický andezit; 59 — Skalka, sv. od Kremnice. Bazaltoidný andezit; 60 — Žiar nad Hronom. Bazaltoidný andezit; 60 — Piteľová—Ostrý vrch. Bazaltoidný andezit; 62 — Bartošová Lehôtka, zárez železnice. Bazaltoidný andezit; 63 — západne od Starej Huty, zárez cesty Stará Huta—Senihrad. Bazaltoidný andezit; 64 — Tekovská Breznica. Bazanit; 65 — Banská Štiavnica—Kalvária. Bazanit; 66 — Bacúrov. Amfibolický bazalt; 67 — Dobrá Niva. Plagioklasový bazalt; 68 — Lomno. Plagioklasový bazalt; 69 — Devičie. Plagioklasový bazalt; 70 — Podrečany. Bazanitoid; 71 — Mášková. Bazanitoid; 72 — Šurice. Limburgitoidný bazanit; 73 — Hajnačka. Limburgitoidný bazanit; 74 — Bulhary. Nefelinický bazanit; 75 — Konrádovce. Nefelinický bazanit; 76 — Filakovo. Nefelinický bazanit; 77 — Belina. Nefelinický bazanit; 78 — Radzovce. Nefelinický bazanit; 79 — Borkul—Ragáč. Nefelinický bazanit; 80 — Brehy, kameňolom. Bazanit; 81 — Banská Belá, zárez železnice. Bazanit.

OBSAH PRVKOV
v ryolitoch a andezitoch východného Slovenska

vzorka číslo	Zn ppm	Fe ⁺² %	Fe ⁺³ %	Ti %	Mg %	Si %	diferenciačný index
1	44	0,40	0,80	0,05	0,80	34,9	+11,9
2	18	0,40	1,90	0,07	0,10	33,4	+12,0
3	33	0,50	0,70	0,10	0,07	34,6	+11,4
4	35	0,50	1,40	0,10	0,40	32,9	+12,0
5	56	0,30	1,00	0,20	0,30	33,6	+12,9
6	26	0,60	0,90	0,02	0,40	33,5	+11,4
7	13	0,90	0,04	0,08	0,20	33,9	+11,5
8	17	0,30	0,20	0,10	0,10	34,3	+12,6
9	58	0,60	2,50	0,10	0,30	33,6	+11,1
10	84	3,96	1,06	0,29	1,53	27,1	+ 3,8
11	75	3,57	2,01	0,27	2,44	21,2	- 0,2
12	81	4,47	0,83	0,25	1,62	25,4	+ 1,3
13	85	3,24	1,64	0,25	1,36	27,7	+ 5,0
14	65	3,68	1,20	0,23	2,40	26,2	+ 1,6
15	70	3,10	2,25	0,39	2,51	27,1	+ 2,5
16	74	1,35	5,28	0,31	4,52	24,6	- 1,5
17	80	3,74	1,87	0,54	1,13	27,8	+ 4,9
18	104	4,43	1,61	0,41	2,45	26,5	+ 1,5
19	101	5,29	2,18	0,44	2,07	24,7	+ 1,5
20	87	3,55	3,22	0,54	1,88	26,3	+ 3,0
21	77	5,18	1,15	0,39	1,69	27,2	+ 3,3
22	100	4,57	1,92	0,30	2,07	26,5	+ 2,9
23	72	2,60	2,76	0,39	2,07	24,6	+ 0,5
24	63	1,86	3,21	0,30	1,64	28,3	+ 5,8
25	94	2,65	1,30	0,46	1,82	26,9	+ 4,3
26	99	3,10	2,67	0,38	2,68	26,5	+ 1,9
27	80	3,97	1,06	0,31	1,89	27,2	+ 2,8
28	70	3,40	1,78	0,35	1,47	27,1	+ 4,6
29	84	2,99	2,18	0,43	1,34	27,9	+ 4,9
30	70	2,18	2,99	0,40	0,50	26,3	+ 4,5
31	82	2,99	2,04	0,42	1,51	27,7	+ 4,8
32	57	2,01	1,44	0,20	1,12	29,6	+ 5,5
33	84	3,51	1,66	0,30	2,17	26,1	+ 2,6

Lokality a názvy hornín k tabuľke 2

1 — severne od Komáran, pod kótou Lipovo. Ryolit; 2 — južne od Hrčela. Ryolit; 3 — Kašov. Ryolit; 4 — západne od obce Byšta. Ryolit; 5 — južne od jazera Izra. Ryolit; 6 — východne od obce Beňatina. Ryolit; 7 — Lesné, kóta Hôrka. Ryolit; 8 — Michalovce, Hrádok. Ryolit; 9 — Malý Kamenec, jv. od Stredy nad Bodrogom. Ryolit; 10 — Skároš, kameňolom. Pyroxenický andezit; 11 — Rákoš, kameňolom. Pyroxenický andezit; 12 — Ruskov, kameňolom. Pyroxenický andezit; 13 — severné úpätie Malého Miliča. Pyroxenický andezit s amfibolom; 14 — južný svah kóty Dobrák, západne od Slanej Huty. Pyroxenický andezit s amfibolom; 15 — jv. od Slanej Huty, kóta Garboš. Pyroxenický andezit; 16 — Kalša, kameňolom. Pyroxenický andezit; 17 — Dargov, kameňolom pri štátnej ceste východne od Dargovho sedla. Pyroxenický andezit; 18 — Vechec — kameňolom pri štátnej ceste Vechec—Banské. Pyroxenický andezit; 19 — Kamenný potok, kameňolom sv. od Kokošoviec. Pyroxenický andezit; 20 — Streda nad Bodrogom. Pyroxenický andezit; 21 — Imreg, kameňolom. Pyroxenický andezit; 22 — Vyšné Nemecké, kameňolom severne od obce. Pyroxenický andezit; 23 — východne od obce Koromla. Pyroxenický

R — ryolity, A — andezity, B — bazalty. 1 — neogénne až kvartérne vulkanity Slovenska; 2 — andezity Rumunská z pohorí Gutii, Calimani, Gurgiu, Hargita (z práce — Ianovici, V., Maldarescu I., David B., Bratosin I., 1968), 3 — neogénna subvulkanická zóna, Rumunsko (z práce — Peltz S., Vasilin C., Udrescu C., 1972), 4 — pohorie Calimani, Rumunsko (z práce Wedepohl K. H., 1972), 5 — Japonsko (z práce Sandel E. B., Goldich S. S., 1943), 7 — andezit AVG-1, Guano Valy, Oregon (z práce Flanagan J. F., 1969), 8 — Kalifornia (z práce Carmichael J., 1969), 9 — Central Honshu, Japonsko (z práce Morita Y., 1955), 10 — Erta Ale, Etiopia (z práce Freuil M., Varet J., Billhot M., Barberi F., 1971), 11 — ostrovy Hawai (z práce Wedepohl K. H., 1972), 12 — Island (z práce Wedepohl K. H., 1972).

Priemerné obsahy zinku z rôznych oblastí, rôznych asociácií v ppm

	R	A	B
1	33	86	98
2		46,9	
3	57,5	58,8	
4			80
5		87	
6		63	
7		112	
8	33		
9	38		
10	106		
11			107
12			57

Literatúra

- BUTLER, J. K.—THOMPSON, A. J. 1967: Cadmium and in some alkali acidic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, s. 97. London.
- CARMICHAEL, J. S. E. 1969: The Chemical Fingerprinting of Acid Volcanic Rocks, *Sharz Contributions to California. Geol., spec. report 100.* San Francisco.
- FLANAGAN, J. F. 1969: US Geological Survey standardts — II. First compilation of data for the new U. S. G. S. rock. *Geochim. Cosmochim. Acta*, zv. 33, s. 81—120. London.
- FREUIL, M.—VARET, J.—BILLHOT, M.—BARBERI, F. 1971: Distribution of nickel, Copper and Zinc in the Volcanic Series of Ert'ale, Etiopia. *Contr. Miner. and Petrol.* zv. 30, s. 84—94.
- YANOVICI, V.—MALDARESCU, S.—DAVID, B.—BRATOSIN, P. 1968: Quelques particularités concernant les teneurs en certains Éléments — traces dans les volcanites des Carpates Orientales. *Revue Roumaine, Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol.*, zv. 12. N—L, s. 3—20. Bucureşti.
- LANG, B.—MINDROIU, V.—UNDRESCU, C. 1973: Distribuție elementelor minore în andezitele piroxenice din normul Muntilor Gutii., *Stud. techn. econ. (Inst. geol.)*, Ser. A, s. 59—72. Bucureşti.

ký andezit; 24 — Choňkovce. Pyroxenický andezit; 25 — kóta Veža pri Morskom Oku vo Vihorlate. Pyroxenický andezit; 26 — Sninský Kameň. Pyroxenický andezit; 27 — Klokočov, kameňolom severne od obce. Pyroxenický andezit; 28 — Vinné, kameňolom na jv. okraji obce. Pyroxenický andezit; 29 — severný okraj Zemplínskej Šíravy. Pyroxenicko-amfibolický andezit; 30 — Vinné, hrad. Amfibolicko-pyroxenický andezit; 31 — Brestov, kameňolom sv. od obce. Amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom; 32 — Finťice, kameňolom. Amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom; 33 — Záhradné, kameňolom. Amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom.

- MORITA, Y. 1955: Distribution of copper and zinc in various phases of the earth materials. *J-Earth Sci. Nagoya Univ.*, 3, 33.
- PELTZ, S.—VASILIU, C.—UNDRESCU, C. 1972: Petrologie magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpatii Orientali. *Anular Inst. Geol.*, zv. XXXIX, s. 177—256. București.
- RICHTER, J. A. 1965: O geochimických osobnostech efuzivních formací Magnitogorského megasinklinarije na jižním Urale. *Voprosy geochimii i litologii izverženných i osadočných porod jižního Urala i nižného Povolžja*. S. 28—32. Saratovo.
- SANDELL, E. B.—GOLDICH, S. S. 1943: The rather metallic constituents of some American igneous rocks. Parts I. and II. I. *J. Geol.* 51, 99/1943; II. *J. Geol.* 51, 167/1943.
- WEDEPOHL, K. H. 1972: *Geochemische Bilanzen*. akd. der Wiss. und der Literatur. Mainz.

Jozef Forgáč—Gejza Kupčo—Mária Klinčeková

Distribution of Zinc in Neovolcanites of Slovakia

Summary of the Slovak text

In Slovakia (the West Carpathians), volcanism of the Neogene to Quaternary periods is represented by the order of rhyolite—andesite—basalt. The rhyolite—andesite order alkaline—calcareous in character; basalts are alkaline. In Slovakia, the distribution of zinc in volcanic rocks is as follows: in rhyolites 13—58 ppm, average 33 ppm. In andesites 57—134 ppm, average 86 ppm. In basalts 82—120 ppm, average 98 ppm. There are no marked differences in the distribution of zinc in the Central- and East-Slovakian neovolcanic rocks.

In correlation of zinc with the differentiation index $\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K} - (\text{Ca} + \text{Mg})$ there is no permanent tendency of the zinc content changing from basic to acid rocks in the order rhyolite—andesite—basalt; only indications of negative correlation in each separate group of rocks (rhyolites, andesites, basalts). So it is in correlation between zinc and silicon (Fig. 3). Here andesites and rhyolites show slight indications of negative correlation in each separate group, and in basalts are indications of positive correlation.

In correlation between zinc and titan + Mg is a distinct positive correlation with continuous increasing tendency in the zinc content in the order rhyolite—andesite. In basalts no distinct correlations appeared (Fig. 4). Zinc has a marked positive correlation with iron in the whole scale of the rocks examined in the order rhyolite—andesite—basalt.

According to correlation between zinc and the elements quoted we may suppose that zinc may concentrate in the order rhyolite—andesite in minerals, together with Ti, Fe, Mg, like in magnetite, pyroxenes, amphibole and biotite. In basalts zinc may be restricted to minerals containing iron.

Translation E. Jassingerová

Explanations to figures

Fig. 1 Histograms for Zn

1 — rhyolites; 2 — andesites; 3 — basalts

Fig. 2 Cumulative curve for Zn-occurrences

Fig. 3 Correlation among Zn and the differentiation index and Si

1 — andesites of East Slovakia; 2 — andesites of Central Slovakia; 3 — basaltoid andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of Central Slovakia; 6 — rhyolites of East Slovakia

Fig. 4 Correlation among Zn and Ti and Mg

1 — andesites of East Slovakia; 2 — andesites of Central Slovakia; 3 — basaltoid andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of Central Slovakia; 6 — rhyolites of East Slovakia

Fig. 5 Correlation among Zn and Fe^2 and Fe total

1 — andesites of East Slovakia; 2 — andesites of Central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of Central Slovakia; 6 — rhyolites of East Slovakia

Milan Polák

Litológia, mikrofácia a dolomitizácia stredného triasu obalovej série Malej Fatry

(1 obr. v texte, 2 tab. na kriede. —XLIII—XLIV)

Abstract. In the article the lithology and Middle Triassic microfacies of the Envelope unit in the Malá Fatra Mts. are discussed in detail. The Gutenstein Limestones of this area are extraordinarily rich in various forms of dolomitization.

Úvod

V súvislosti s geologickým výskumom mezozoika Malej Fatry sa stále detailnejšie študujú jednotlivé litostratigrafické celky v základných tektonických jednotkách.

V poslednom období sa väčšia pozornosť venovala strednému triasu, obalovej série, nakoľko sa vyznačuje pestrosťou karbonátových sedimentov. Svedčí o tom litológia, frekvencia mikrofaciálnych zložiek, ako aj veľké množstvo rôznych dolomitizačných javov, charakteristických práve pre stredný trias obalovej série Malej Fatry.

Gutensteinské vápence

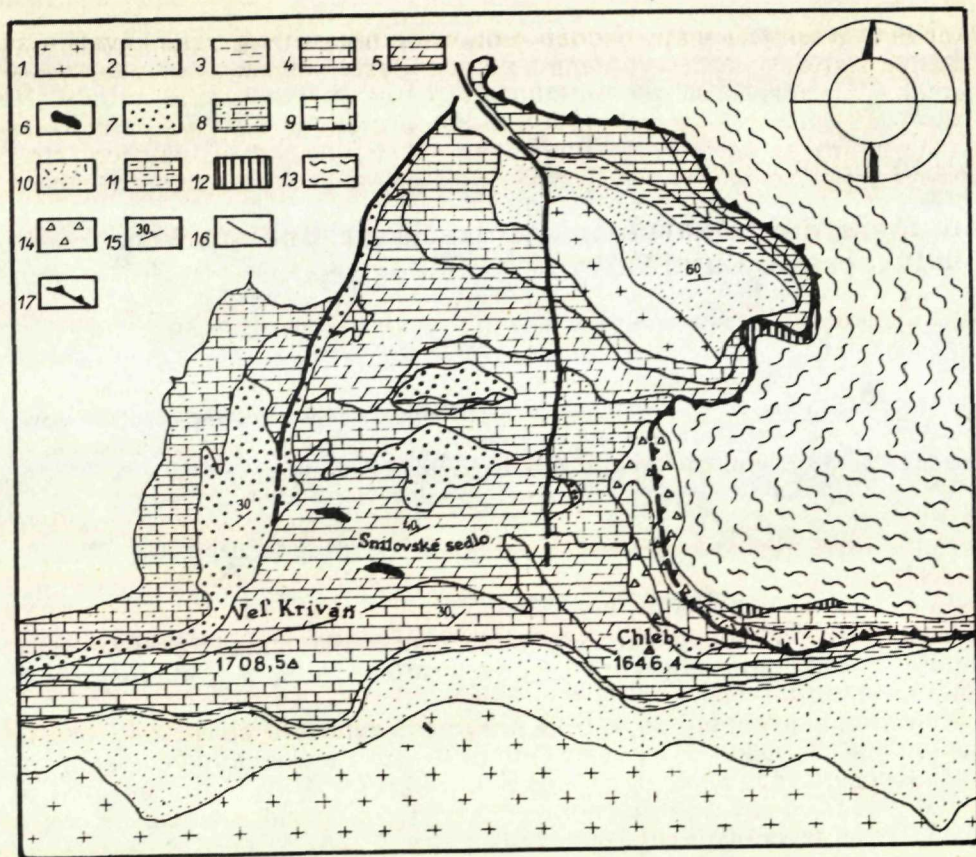
Ležia v nadloží spodnotriasového detritického súvrstvia, na báze karbonátového komplexu stredného triasu. Podľa J. Bystrického (1967) v tatridách stratigraficky zastupujú celý anis. Najviac sú rozšírené v oblasti Veľkého Kriváňa, Snilovského sedla a z. od Párnice.

Z litologického hľadiska ich charakterizujeme ako tmavosivé až čierne lavicovité (10—100 cm) mikrokryštalické vápence s typickým bielym žilkovaním. Pomerne často obsahujú vložky svetlosivých lavicovitých (5 až 30 cm) dolomitov.

Stálym sprievodným znakom gutensteinských vápencov sú vložky červíkovitých (robačkových) vápencov. Charakteristické je pre ne synsedimentárne sklzávanie a brekie vytvorené rozbitím sedimentu vlnami.

Na sv. svahu Veľkého Kriváňa leží poloha cyanofytových vápencov s hľuzkami dosahujúcimi veľkosť až 1 cm. Vyskytuje sa tu veľa polôh vápencov, ktoré obsahujú množstvo pseudomorfóz kalcitu po sadrovcí a anhydrite (tab. XLIII, obr. 1).

RNDr. Milan Polák, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.



Mapa maximálneho rozšírenia stredného triasu obalovej série Malej Fatry M 1:25 000 (M. Polák 1972)

1. Kryštalinikum: obalová séria: [2–9]; 2. kremenné pieskovce, zlepenec s medzivrstvičkami bridlíc — seis; 3. pestré fľovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov — seis — kampil ?; 4. gutensteinské vápence — anis; 5. dolomity ladin — kordevol ?; 6. organodetritické dolomity — ladin cordevol ?; 7. kremité pieskovce, zlepenec, bridlice (karpatský keuper) — nór; 8. piesčito-krinoidové vápence — spodný lias; 9. sivé slienité vápence s hľuzami rohovcov — titón — neokóm. Krížňanský príkrov: (10–13); 10. pestré bridlice s vložkami kremenných pieskovcov a dolomitov (keuper) — nór; 11. krinoidovo-piesčité vápence — hettanz; 12. rádiolárové vápence, rádiolarity — dogger; 13. slienité vápence sliene, bridlice — neokóm; 14. skalná strž; 15. smery a sklony; 16. zlomy; 17. presunové línie.

Celková mocnosť súvrstvia gutensteinských vápencov nepresahuje 120 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o biomikrity (v zmysle klasifikácie R. L. Folka 1959). Na základe výskytu mikrofaciálnych prvkov sme rozlíšili tieto mikrofácie:

- a) ostrakódovú, b) krinoidovú, c) lamellibranchiátovo-ostrakódovú,
- d) gastropódovú, e) pelletovú, f) pelletovo-ooliticko-pseudoolitickú.

Najfrekvencovanejšou mikrofaciálnou zložkou z organizmov sú ostra-

kódy. Najčastejšie majú podobu jednotlivých lastúrok, zriedkavejšie sú obidve lastúrky spolu, vyplnené kalcitom. Častou zložkou sú i články krinoidov. Vytvorené sú zo svetlého, dvojčatne lamelovaného kalcitu. Na mnohých jedincoch sú badateľné reliktý pôvodnej štruktúry. Články echinodermatov sa často vyskytujú najmä v krinoidových vápencoch, ktoré tvoria tenké, maximálne 5 cm hrubé vložky v gutensteinských vápencoch. Väčšina článkov patrí k rodu *Dacocrinus* sp.

Lamelibranchiáty majú formu drobných schránok, vyplnených svetlým hrubozrnným kalcitom. Lamelibranchiáty gutensteinských vápencov sú často charakterizované kolapsáciou (M. Mišík 1972).

Schránky gastropódov sú zastúpené niekoľkými drobnými, značne porušenými exemplármi. Foraminifery sa nachádzajú sporadicky, reprezentuje ich rod *Pilamina* sp.

Na sv. svahu V. Kriváňa našiel M. Mišík (1972) úlomok dasykladaceí. Okrem vyššie spomínaných organických zvyškov sa sporadicky vyskytujú vlákna juvenilných lamelibranchiátov, globochěty.

Už pri makroskopickom štúdiu gutensteinských vápencov je nápadná vysoká dolomitová prímes, prejavujúca sa rôznymi formami dolomitizácie. Môžeme vyčleniť niekoľko takýchto typov. Najrozšírenejšia a makroskopicky najlepšie pozorovateľná je tzv. hubovitá dolomitizácia, ktorá vo vápenci tvorí dolomitové hniezda nepravidelného tvaru. Prejavuje sa vo forme sieťovitého — hubovitého prerastania tmavého gutensteinského vápencia svetlým dolomitom (tab. XLIII, obr. 2). Táto dolomitizácia podľa M. Mišíka (1968, 1972) prebiehala tzv. frontálnym postupom. Prejavuje sa to ostrou hranicou medzi dolomitizovanou časťou horniny a vápencom.

Ďalší typ dolomitizácie sa makroskopicky najvýraznejšie prejavuje prúžkovanými textúrami, vyznačujúcimi sa striedaním svetlých dolomitových (hrubých 5—10 mm) a tmavých vápencových (3—8 mm) prúžkov (tab. XLIII, obr. 4).

Základnou stavebnou zložkou tmavých prúžkov sú čierne, často esovite zdeformované pellety. Svetlé prúžky sú vytvorené hlavne z článkov krinoidov, oolitov a pseudoolitov (tab. XLIV, 3). V tomto prípade ide o selektívnu dolomitizáciu krinoidových článkov a oolitov, pričom zrná dolomitu zatláčajú tieto zložky samostatnými optickými jedincami, často však kopírujú ich pôvodný tvar. Pellety sú v porovnaní s krinoidmi a oolitmi dolomitizované len nepatrne. Dolomitizácia tohto typu odráža primárne podmienky sedimentácie.

Nápadnou formou dolomitizácie v gutensteinských vápencoch obalovej série Malej Fatry je dolomitizácia červíkovitých vápencov, ktorá postihuje hlavne ich medzernú hmotu (tab. XLIII, obr. 5). Samotné „červíky“ odolávajú dolomitizácii lepšie ako medzerná hmota obsahujúca často ílovitú prímes. Na epigenetickú dolomitizáciu červíkovitých vápencov poukazuje ich spätosť s dolomitizovanými stylolitmi (tab. XLIII, obr. 5), ktoré sú značne rozšírené v gutensteinských vápencoch (tab. XLIV, 1). Poslednou formou vystupovania dolomitovej prímesi vo vápencoch sú jednotlivé izolované zrná, roztrúsené nepravidelne po hornine.

Kolísanie dolomitovej zložky v gutensteinských vápencoch obalovej série Malej Fatry konštatoval v profile V. Kriváňa M. Mišík (1969).

Dolomity

Vyvíjajú sa pozvoľna z podložného vápencového komplexu. Reprezentujú ich tmavosivé, svetlosivé, lavicovité (5—70 cm) mikrokryštalické dolomity. J. Bystrický (ústne podanie) ich stratigraficky zaraďuje na základe dasykladaceí *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia a *Poikiloporella duplicata* (Pia) do ladinu až kordevolu, resp. spodného julu (polohy tmavých bridlíc v dolomitoch — ekvivalent lunzských vrstiev?). Dasykladacea pochádzajú zo šošoviek organodetrítických dolomitov kartograficky vyčlenených v oblasti Snilovského sedla (obr. 1). Z mikrofaciálneho hľadiska je hlavná masa dolomitov obalovej série pomerne jednotvárna. V porovnaní s vápencami je v nich neporovnateľne menej hlavne mikroorganických komponentov, čo súvisí so samotnou dolomitizáciou.

Vyčlenenie mikrofácií je pri takejto nízkej frekvencii organickej zložky prakticky nemožné.

V základnej dolomikritickej, resp. dolosparitickej hmote sú jednotlivo roztrúsené drobné krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov. Často sa vyskytujú ostrakódy, sporadicky *Codiacea*, typ *Mitchelleania*? (M. Mišík 1972).

Z ostatných allochémov sa tu nachádzajú tmavé pellety. Priemerná veľkosť je približne 0,15 mm. Oolitov a pseudoolitov je málo, takmer u všetkých jedincov sa v dôsledku dolomitizácie úplne stratila vnútorná štruktúra. Na niekoľkých exemplároch možno vidieť relikticky koncentrickej štruktúry.

Na vysoký podiel MgO zložky v dolomitoch poukazuje nasledujúca chemická analýza (anal. GÚDŠ č. 728/71):

Ner. zvyšok — 1,59, SiO₂ — 1,83, CaO — 29,94, MgO — 21,37, MnO — 0,005, Fe₂O₃ — 0,30, P₂O₅ — stopy, Al₂O₃ — 0,51.

Intraklasty sú reprezentované väčšinou svetlým mikritickým dolomitom. Ich veľkosť kolíše od 0,3 do 3 mm. Klastická prímes je prítomná vo forme angulárnych zŕn siltového kremeňa.

Omnoho zaujímavejší a vďačnejší materiál poskytujú pre mikrofaciálne štúdium vyššie spomínané organodetrítické dolomity. Litologicky sú to tmavosivé, hrubolavicovité dolomity, na ktorých môžeme na zvetranom povrchu identifikovať niektoré skupiny organizmov, hlavne krinoidy, lamelibranchiáty atď.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide predovšetkým o biomikrity, menej o biosparity. Môžeme v nich vyčleniť nasledovné mikrofácie:

- a) krinoidovú
- b) lamelibranchiátovú
- c) solenopórovú

Krinoidové články predstavujú najrozšírenejšiu (horninotvornú) zložku týchto dolomitov. Ide o pomerne dobre zachované exempláry *Encrinurus* sp., dosahujúce v priemere veľkosť 3—6 mm. Kolumnálie sú obyčajne zatláčené kryštálkami dolomitu.

Podobne i lamelibranchiáty sú dosť rozšírenou horninotvornou zložkou. Najčastejšie sa vyskytujú vo forme pomerne dobre opracovaných úlomkov zatláčaných mikritickým dolomitom. Veľkosť detritu sa pohybuje v rozmedzí 0,3—7 mm.

Solenopóry tvoria jednu z najcharakteristickejších zložiek týchto dolomitov. Vyznačujú sa oválnym tvarom s výrazne zachovanou vnútornou — sieťovitou štruktúrou (tab. XLIV, 5). Okraje mávajú obyčajne korodované mikritickým dolomitom.

Ostatné skupiny organizmov sú zastúpené hlavne detritom dasykladaceí, niekoľko exemplárov drobných gastropódov, úlomky foraminifér. Pellety sú prítomné vo forme čiernych okrúhlych a eliptických útvarov o veľkosti 0,10—0,15 mm. Zriedkavo sa vyskytujúce intraklasty zastupujú doštičkovité útvary mikritickej štruktúry. Siltový kremeň tvorí klastickú zložku sedimentu.

Celkove organodetritické dolomity môžeme charakterizovať ako sedimenty vznikajúce v plytkom, vysokoenergetickom prostredí. Podobne hlavný komplex dolomitov obalovej série Malej Fatry sedimentoval v plytkom mori so značne premenlivou salinitou.

Gutensteinské vápence Západných Karpát vznikali podľa M. Mišíka (1972) na rozsiahlych plytčinách, ale v hlbšom prostredí ako dolomity. Vysoký podiel dolomitizácie v gutensteinských vápencoch obalovej série Malej Fatry, veľké množstvo pseudomorfóz po sadrovcí a anhydrite poukazuje na extrémne podmienky sedimentácie v okrajových častiach sedimentačného priestoru.

Do tlače odporučil M. Mišík

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. SAV. Bratislava.
- BISSEL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Carbonate rocks, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- BISSEL, H. J.—CHILINGAR, G. V. 1967: Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Developments in Sedimentology, s. 87—167, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Geol. práce, Správy 8, s. 80—85. Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und der Trias in der Westkarpaten. Geol. sborník SAV 18/2, s. 285—309. Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1969: Stratigrafia a dazykladace základných litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in der Westkarpaten. Mitt. Ges. Bergbaustadt. 21 Bd., s. 289—310. Innsbruck.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., s. 1—38. Tulsa.
- FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestones types. Classification of Carbonate Rocks. Symposium Memoir No. 1, s. 62—85, Amer. Assoc. Petrol. Geologist.
- FOLK, R. L. 1965: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. Dolomitization and limestone diagenesis. Symposium Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Spec. Publ. No. 13. Tulsa.
- Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. (Exkursionführer by Bystrický, J. Biely, A.: 1966. Bratislava.)

- MATĚJKA, A. 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry, část I. Hlavní hřbet mezi Chlebem a Malým Kriváněm. Věstník stát. geol. úst. ČSR VIII. s. 100—104. Praha.
- MATĚJKA, A.—KODYM, O. 1935: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry, část II. Oblast Vrátecké a Bránické doliny. Věstník st. geol. úst. ČSR XI. Praha.
- MIŠÍK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Vydav. SAV. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1968 a: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathians core mountains. Geol. sbor. SAV 19/1, s. 169—172. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1968b: Some aspect of diagenetic recrystallization in limestones. Int. geol. Congress Report of Twenty-Third session, Czechoslovakia 1968, Proceedings of section 8, s. 129—136. Prague.
- MIŠÍK, M. 1969: Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí Západných Karpát. Dokt. dizertácia. Manuskript-archív katedry geológie PFUK. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Nr. 19, s. 225—234. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geologica Nr. 23, pp. 7—61. Bratislava.
- POLÁK, M. 1972: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Veľký Kriváň. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- WILSON, R. C. L. 1967: Practice nomenclature in carbonate sediments. Neues Jahr. Geol. Paläont., Monatshefte, H. 8. Stuttgart.
- ZANKL, H. 1967 b: Diagenesis and compaction of carbonate Rocks in the Triassic of the Northern Calcareous Alps. Fourth meeting of carbonate Sedimentologist. Abstracts. Liverpool.

Vysvetlivky k tabuľkám XLIII—XLIV

Tabuľka XLIII

- 1 Pseudomorfiózy kalcitu po kryštálikoch sadrovca a anhydritu v gutensteinskom vápenci. Anis. Prir. veľkosť Foto: E. Deák
- 2 Hniezdovité rozmiestenie dolomitu v gutensteinskom vápenci. Anis Foto: M. Polák
- 3 Detail hubovitého (siefovitého) prerastania vápenca dolomitom. Anis Foto: M. Polák
- 4 „Laminácia“ — prúžkovaná textúra spôsobená striedaním prúžkov dolomitu (biele) a vápenca (čierne). Anis. Prir. veľkosť Foto: M. Švec
- 5 Dolomitizácia postupujúca po plochách stylolitizácie (vrchná časť obrázku) v ostrom styku s dolomitizáciou medzernej hmoty červíkovitého vápenca (spodná časť obrázku). Anis. Prir. veľkosť Foto: E. Deák

Tabuľka XLIV

- 1 Dolomitizácia postupujúca po plochách stylolitizácie. Dolomitizácia je staršia ako priečne kalcitické žilky. Anis. Prir. veľkosť Foto: M. Švec
- 2 Brekciovitá štruktúra vytvorená rozbitím sedimentu vlnami. Anis. Zväčš. 11 X Foto: M. Švec

3 Průžkovaná textúra. Svetlé průžky sú tvorené prevažne z dolomitu. Na ich stavbe sa podieľajú články krinoidov a pseudoolitov selektívne dolomitizovaných. Tmavé průžky tvorí vápenec, v ktorom sú sústredené hlavne pellety. Anis. Zväčš. 12X

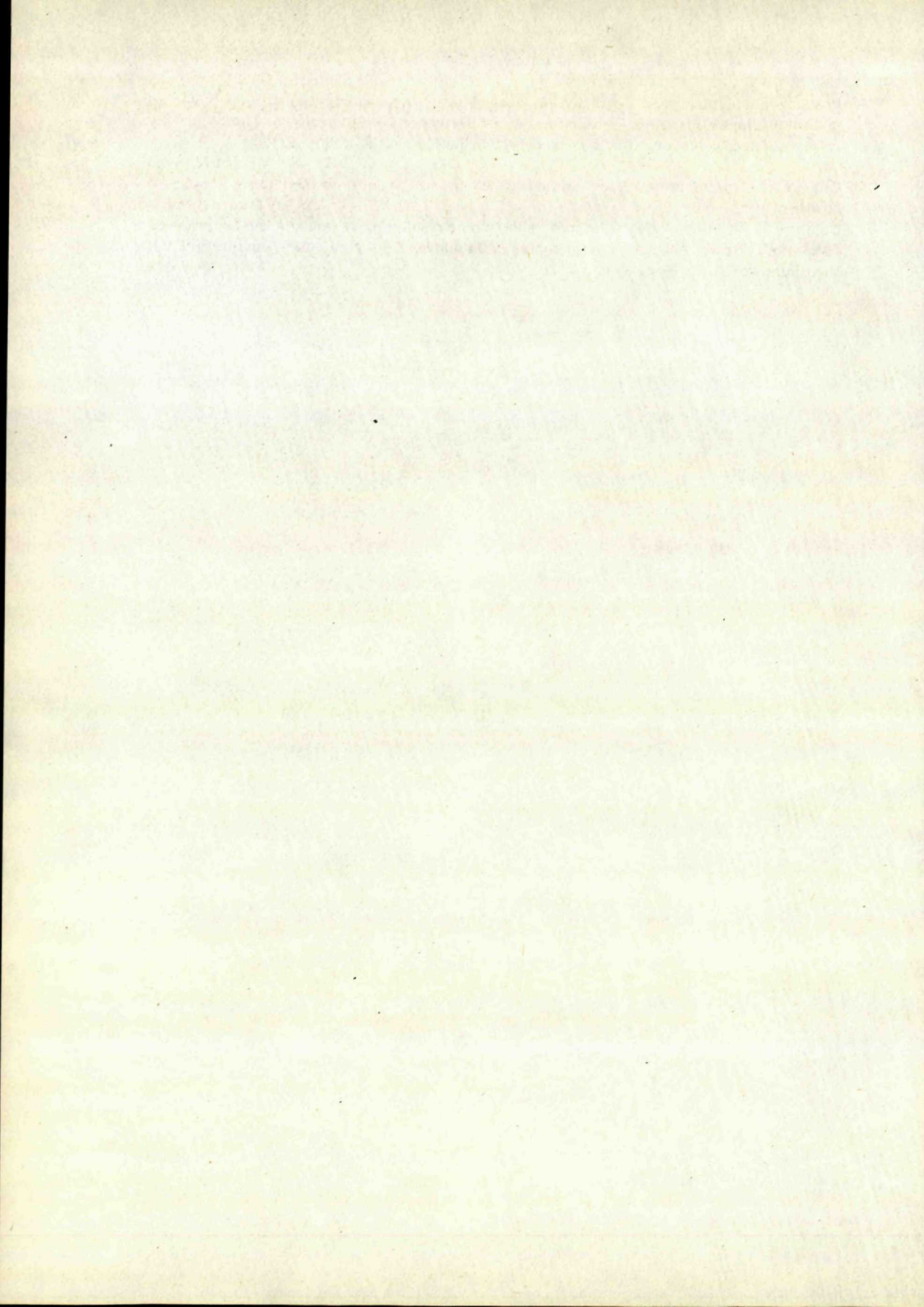
Foto: M. Švec

4 Odkryv v súvrství lavicovitých dolomitov 300 m SZ od Snilovského sedla. Ladin — cordevol

Foto: M. Polák

5 Dolobiomikrit. Hlavnú časť obrázku tvorí úlomok solenopóry. Okraje sú korodované dolomitom. Obraz nezachytáva prítomné krinoidové články, úlomky lamelibranchiátov, pelletov. Ladin — cordevol. Zväčš. 11X

Foto: M. Polák



Anna Varčeková

Optický výskum amfibolov z amfibolických hornín okolia niektorých rudných ložísk v Malých Karpatoch

Abstract. The article deals with the study of optical properties of amphiboles from the surrounding amphibolic rocks of some deposits in the Pezinok—Pernek Crystalline. The optical properties found indicate that the amphiboles studied belong to the group of common amphibole and not so to actinolite nor cummingtonite-grunerite. The resulting values are plotted in a graph in Fig. 1.

V rámci mineralogicko-petrografického výskumu telies metamorfovaných amfibolických hornín v Malých Karpatoch boli preskúmané aj amfiboly z okolorudných hornín kýzových ložísk a z pyritových rúd v pezinok-perneckom kryštaliniku. Spracované vzorky pochádzajú z pyritovej štólne (haldy), ležiacej v produktívnej zóne Pezinok—Kolársky, štólne Augustín a Hornej štólne Augustín v produktívnej zóne Rýhová—Augustín—Karol a z okolia Rybníčka v produktívnej zóne Rybníček—Križnica. Podrobný obraz geologických a ložiskových pomerov uvedených telies nájdeme v práci B. C a m b e l a (1959).

Vzorky boli skúmané v polarizačnom mikroskope s použitím 5-osého univerzálneho stolíka Fedorova. Zistené optické konštanty sú uvedené v grafe na obr. 1, a to v závislosti od chemického zloženia skúmaných minerálov. V tabuľke 1 je uvedený prehľad petrografického charakteru horninového materiálu.

Geneticky cummingtonit a grunerit sa z metamorfovaných hornín viažu na horniny kontaktne metamorfované, ale predovšetkým na regionálne metamorfované (Deer et al. 1963). Vznikajú v mezozonálnych podmienkach (Deer et al. 1963; Tröger 1967), pričom za východiskový materiál je považovaný hyperstén (Stewart 1947, in Deer et al. 1963) alebo iné amfiboly, najprv cummingtonit podľa Shidô, 1958 (in Deer et al. 1963) môže vzniknúť rozkladom tschermakitickej zložky obecného amfibolu, pričom súčasne vzniká plagioklas. Zo sedimentárneho materiálu vzniká cummingtonit reakciou medzi SiO_2 a karbonátmi.

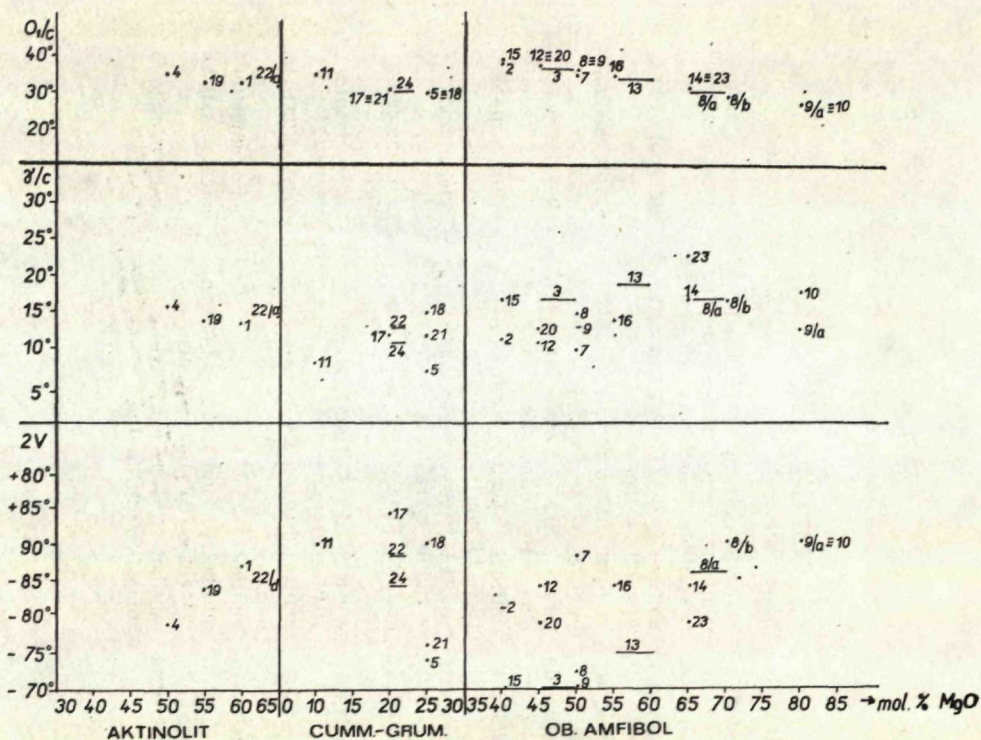
Grunerit vzniká pri regionálnej metamorfóze len v mezozonálnych podmienkach (Tröger 1967). Je charakteristickým minerálom metamorfovaných Fe-Si sedimentov.

Petrografické vlastnosti skúmaných vzoriek

172

č. vz. lokalita	makroskopický opis	textúra	hlavné minerály	štruktúra
1. pyritová štôľňa — haldy	čiernošedá, hrubozrnná hornina s veľkými (do 1 cm) kryštálmi amfibolu, silne zrudnená	všesmerná	amfibol, živec	grano-nemato- blastická
2. pyritová štôľňa — haldy	čiernošedá, strednozrnná hornina so zrnami amfibolu do 3 mm, silne zrudnená	všesmerná	amfibol do 3 mm, živec cca 0,1—0,25 mm, uzavreté v rudnej mase	sideronitová
3. štôľňa Augustín	tmavošedá, veľmi jemnozrnná až masívna hornina, silne impregnovaná pyritom	všesmerná	samostatné kryštály amfibolov (0,5 a viac mm) a živcov, uzavreté v rudnej mase	sideronitová
4. Rybníček, sz. od Köberlingu, kóta 402, zárez potoka	šedá, veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfiboly, živec (kremeň ?)	grano-nemato- blastická
5. Rybníček, sz. od Köberlingu, kóta 402, zárez potoka	šedá, veľmi jemnozrnná hornina so zreteľnou usmernou textúrou	paralelná	amfibol, veľmi tenkostĺpčekovitý, dĺžka do 0,09 mm, svetlé súčiastky neurčiteľné (do 0,004 mm)	nematoblastická až grano-nemato- blastická
6. Rybníček, sz. od Köberlingu, kóta 402, zárez potoka	šedá, veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol, živec, kremeň ?	grano-metano- blastická
7. štôľňa Augustín	silne zrudnená hornina	masívna	zrná amfibolu (0,09—0,1 mm) a živcov (0,1—0,5 a viac mm) uzavreté v rudnej mase	sideronitová
8. štôľňa Augustín	čiernošedá hornina, silne zrudnená	masívna	amfibol (0,25—0,50 mm), živec a kremeň (cca 0,25 mm) uzavreté v rudnej mase	sideronitová
9. štôľňa Augustín	tmavošedá strednozrnná hornina	paralelná	amfibol v jemnozrnnom, neurčiteľnom základnom pletive	nematoblastická s kryptoblastickým zákl. pletivom
10. štôľňa Augustín	tmavošedá strednozrnná hornina	paralelná	amfibol (0,5—1,5 mm) uzavretý v rudnej mase	sideronitová
11. štôľňa Augustín	svetlošedá, veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol, živec alebo základné pletivo, amfibol ako porfýroblasty	porfýroblastická grano-nemato- blastická
12. štôľňa Augustín	veľmi jemnozrnná, šedá hornina	paralelná	amfiboly-porfýroblasty, živec — základné pletivo	porfýro-grano- nematoblastická

č. vz. lokalita	makroskopický opis	textúra	hlavné minerály	štruktúra
13. štóliňa Augustín	zeleno-šedá, veľmi jemnozrnná hornina až masívna	masívna	veľmi jemnozrnné (0,009 mm) základné pletivo tvorené živcom, porfyroblasty amfibolu (0,5—1,0 mm)	porfýro-granomatoblastická
14. štóliňa Augustín	tmavošedá, masívna hornina	masívna	amfibol (1,0—2,0 mm) uzavretý v rudnej mase	sideronitová
15. štóliňa Augustín	šedá, jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol značne rozložený v submikroskopickú neurčiteľnú masu	kryptoblastická
16. štóliňa Augustín, hlavná chodba	tmavošedá, strednozrnná hornina	všesmerná	amfibol (0,5—1,5 mm), živec (do 0,5 mm) v rudnej mase	sideronitová
17. Horná Augustín štóliňa	svetlošedá, veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol (0,5 mm), živec (0,2—1,0 mm)	grano-nematoblastická
18. štóliňa Augustín	tmavošedá jemno až strednozrnná hornina	všesmerná	amfibol (0,09—0,2—1,0 mm) v rudnej mase	sideronitová
19. štóliňa Augustín	šedá, veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol, kremeň	grano-nematoblastická
20. štóliňa Augustín	tmavošedá, celistvá hornina	masívna	amfibol (0,1—0,2 mm), živec (0,01—0,05 mm)	grano-nematoblastická
21. štóliňa Augustín	šedá, jemne až veľmi jemnozrnná hornina	paralelná	amfibol (0,01—0,03—1,0 mm)	nematoblastická
22. štóliňa Augustín	tmavošedá, masívna hornina	masívna	amfibol	nematoblastická
23. štóliňa Augustín	netypická, zvetraná vzorka		amfibol (1,0 mm) rozpadajúci sa v menšie (0,25 mm) jedince	nematoblastická
24. Pernek	tmavá, čiernošedá hornina, strednozrnná	všesmerná	súčiastky neurčiteľné	grano-nematoblastická



Súvislosť optických vlastností a chemického zloženia amfibolov

Napriek značnej pozornosti, venovanej výskumu tohto minerálu je veľa nejasností v otázkach podmienok jeho vzniku i v otázkach východiskového materiálu (Deer et al. 1963).

Z á v e r. Na základe optických vlastností prislúcha väčšina skúmaných minerálov k obecnému amfibolu. Len v malej miere boli konštatované vlastnosti kryjúce sa s vlastnosťami uvádzanými v literatúre pre amfiboly rady cummingtonit — grunerit a pre aktinolit. Zistené amfiboly posledných dvoch skupín vystupujú v asociácií s obecným amfibolom.

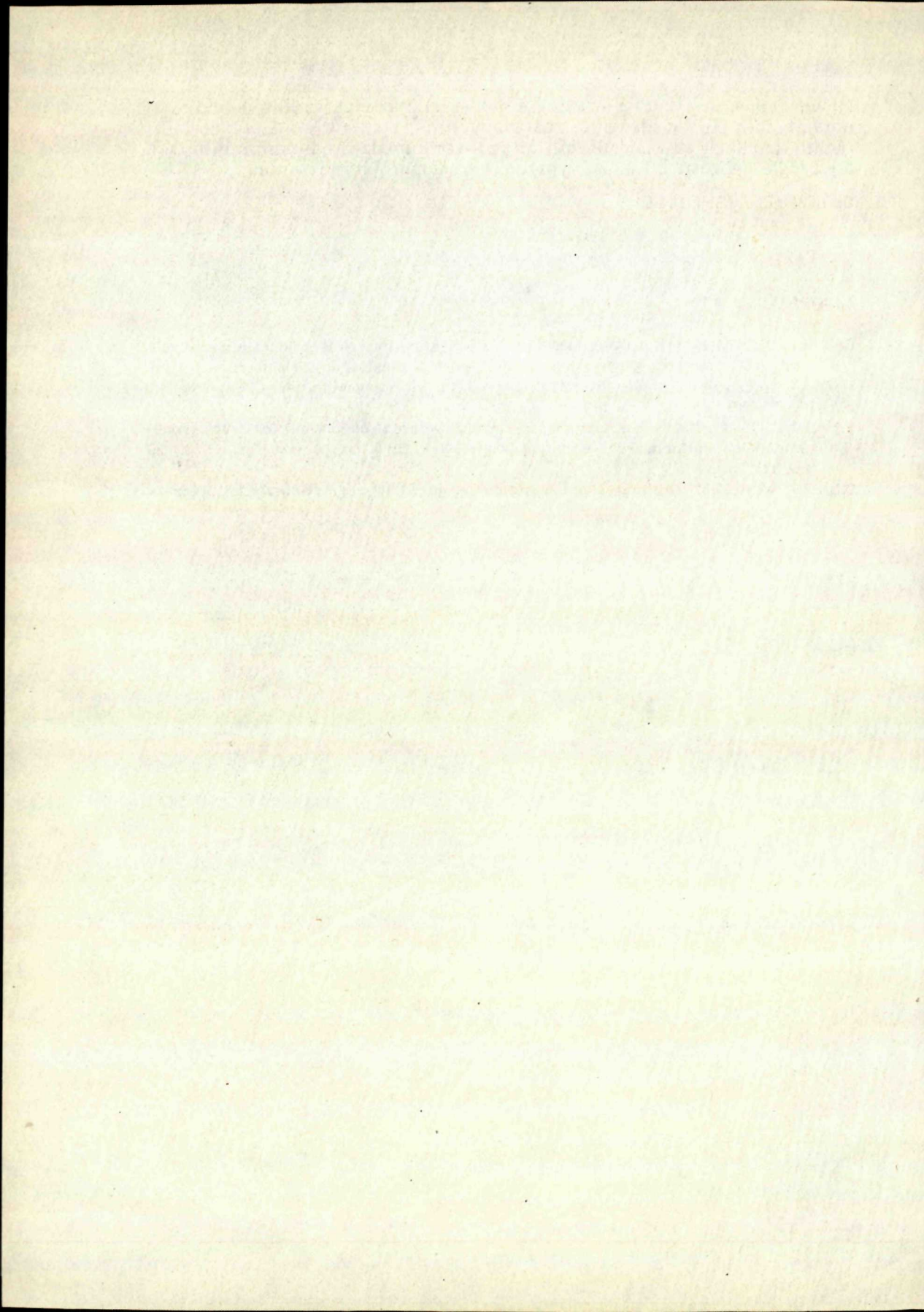
Na amfiboly radu cummingtonit — grunerit sa vzťahujú isté nomenklatorické nezhody. Jednotliví autori uvádzajú rôzne rozhranie obsahov Mg-Fe zložky. Autori Deer — Howie — Zussman (1963) považujú za hranicu medzi oboma minerálmi zloženie, pri ktorom pozitívny optický charakter cummingtonitu prechádza v negatívny. Je to pri zložení 70 mol % zložky $(OH)_2Fe_2^{2+} Si_8O_{22}$. Amfiboly s vyšším obsahom tejto zložky považujú za grunerit. Pri práci sa autorka pridržala tohto ohraničenia, pričom zloženie amfibolov bolo odvodené z optických vlastností, a to z hodnôt a charakteru uhlu 2V a z hodnôt uhlu medzi niektorými optickými a kryštalografickými prvkami (γ/c , O_1/c , ζ_α , ζ_β , ζ_γ). Namerané hodnoty boli vyhodnotené pomocou tabelovaných údajov V. S. Sobol

leva (1954, in F e d i u k 1961) a na základe kriviek vzťahu medzi hodnotami uhlu O_1/c k zloženiu, zostavených F. F e d i u k o m (1966). Pri týchto krivkách sa však ukázali disproporcie medzi hodnotami uhlu O_1/c a γ/c . Isté nepresnosti môžu vyplývať i zo samotného merania.

Do tlače odporučil J. Gubač

Literatúra

- CAMBEL, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch. Mineralógia a geochémia ich rúd. Acta geol., geogr. Univ. Comen., séria Geologica. Bratislava.
- DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1963: Rockforming Minerals. Chain-silicates.
- FEDIUK, F. 1961: Fjodorovova mikroskopická metoda. ČSAV Praha.
- FEDIUK, F. 1966: Příspěvek k metodice optického určování chemismu některých monoklinických amfibolů. Publ. Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně, č. 476, s. 329 až 338. Brno.
- TRÜGER, W. E. 1967: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.



Pavel Malík

Tektonická analýza severovýchodnej časti příbramského uránového ložiska

(10 obr. v texte, 2 tabuľky, angl. resumé)

Abstract. Presented are the results of structural-tectonic analysis of the north-eastern part of the uranium deposit Příbram. The analysis was based upon detailed mapping of mining plants and upon statistic treatment of structural elements. The genesis of fissure systems and their relationship to the genesis of hydrothermal veins were studied on the basis of data on the internal structure of the Upper Proterozoic. Certain attention was also paid to petrography of the Algonkian, of the vein- and hypogenetic rocks in the exocontact zone of the Central-Bohemian pluton.

Úvod

Študovaná oblasť, ktorá je sv. pokračovaním příbramského uránového ložiska, leží medzi obcami Ostrov-Libice, asi 10 km jv. od obce Dobříš. Jej priestorové ohraničenie (asi 15 km²) tvoria banské diela šácht 24 a 25, dnes už zlikvidované. Údaje a z nich odvodené závery boli získané v priebehu exploatačnej činnosti Československého uránového priemyslu v rokoch 1966—1968.

Z hľadiska ložísk sa touto oblasťou zaoberal M. Škubal et al. (1964), P. Malík (1968, 1971), J. Komínek et al. (1965, 1970), z petrografického hľadiska V. Žežulková (1961) a P. Vlašímský (1968, 1969a, b, 1971a, b). Staršie práce sa o tejto oblasti zmieňujú len okrajovo v súvislosti so štúdiom iných problémov stredočeského algonkia (R. Kettner 1917, 1925; J. Vachtl 1932; K. Urban 1937; A. A. Malachov 1958; F. Kratochvíl 1959; P. Röhlich 1961, 1965; J. Zikmund et al. 1962; a i.). Okrajovú fáciu stredočeského plutónu, ktorá ohraničuje j. a jv. okraj oblasti, spracovala M. Palívcová (1965) a J. Fatková (1962, 1967) pri prospekcií na hydrotermálne žily v příbramskom rudnom obvode.

Po objavení a otvorení žilných štruktúr v sv. časti příbramského

Ing. Pavel Malík, Ministerstvo výstavby a techniky SSR, ul. Čsl. armády 36, Bratislava

ložiska sa topomineralogickým štúdiom žíl zaoberal J. Komínek et al. (1965), stratigrafiou a petrografiou vrchného algonkia R. P. Petrov et al. (1960), J. A. Djakonov (in J. Komínek et al. 1965) a P. I. Tarabaňko (1965). Pri ďalšom prieskume a ťažbe sa nahromadilo obrovské množstvo faktického materiálu, ktoré umožnilo vyriešiť alebo spresniť niektoré otázky, týkajúce sa tektoniky, stratigrafie vrchného algonkia, relatívneho veku žilných intruzív a sukcesie minerálov v hydrotermálnych žilách.

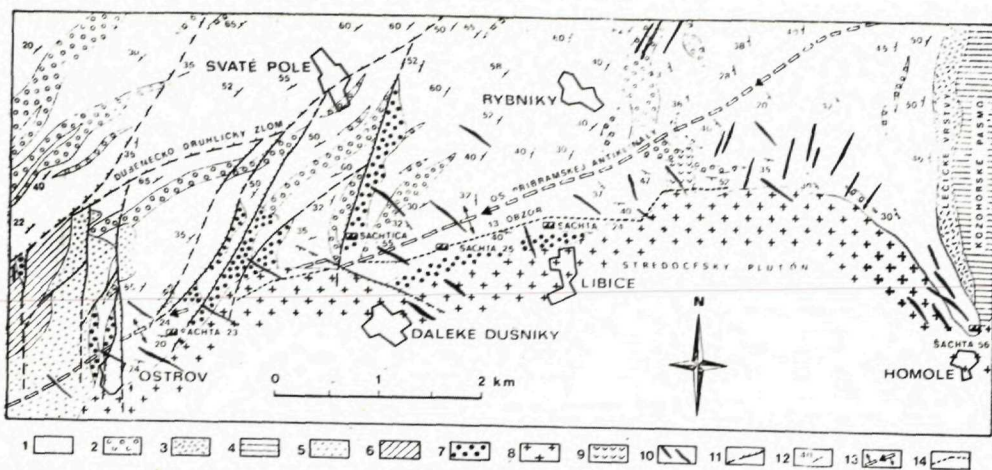
Predkladaná práca vychádza predovšetkým z prác P. Malíka (1968, 1970, 1971), J. Komínka et al. (1965, 1969) a P. Vlašímského (1969 b, 1971 a, b).

Geologické pomery oblasti

Študovaná oblasť, ktorá je označovaná ako sv. časť příbramského uránového ložiska (obr. 1), je vytvorená prevažne z hornín pospilitovej série dobríšsko-říčanského pruhu algonkia (P. Röhlich 1961), na niektorých miestach zo zachovaných denudačných reliktov sedimentov brdského kambria (V. Havlíček — M. Šnajdr 1951). Na JV vystupujú horniny stredočeského plutónu, ktoré sú súčasne jej j. a jv. obmedzením. Sz. hranica je daná dubenecko-druhlickým zlomom, jz. hranicu tvorí systém submeridiálnych zlomov, ktoré oblasť oddeľujú od banského úseku Skalka, ležiaceho na juhozápade. Na SV je hranicou gabrové teleso (P. Malík — P. Vlašímský 1970), ďalej na SV, vo vzdialenosti 3—4 km v oblasti Kozích hôr vystupujú na povrch horniny spilitovej série (lečické vrstvy — P. Röhlich 1961), kremenné porfýry a metaporfýry kozohorského pásma (M. Palivcová 1956). Ucelený priebeh vrstiev je porušený zlomami, ktoré i keď členia celé územie s antiklinálnou stavbou na rad krýh, nemajú väčšie regionálne rozšírenie. Komplex hornín pospilitového algonkia je preniknutý pestrou škálou žilných intruzív rôzneho relatívneho veku s afinitou k rôznym hlbinným horninám stredočeského plutónu, ktoré často zasahujú i do jeho okrajových častí. Prevládajúce smery žíl sú V—Z až VJV—ZSZ, len zriedka S—J (diabasy). Majú rozličnú dĺžku, od niekoľko desiatok m až po km vzdialenosti. Mocnosť sa pohybuje od niekoľko dm (aplity a pegmatity) až do desiatok m (granodioritové porfýry). Petrografické zloženie je variabilné, vyskytujú sa ako leukokrátne horniny i ako bázickejšie typy, ktoré sú v prevahe.

Na geologickej stavbe oblasti sa podieľa:

1. *algonkium* — tvorí jej podstatnú časť. Zložené je z mohutného komplexu sedimentárnych hornín s výraznou rytmickou vrstevnatosťou, ktorý v centrálnej časti oblasti dosahuje mocnosť až 1600 m (P. I. Tarabaňko 1965). Základnými a prevládajúcimi horninami sú tmavošedé bridlice s vložkami prachovcových bridlíc, prachovcov a jemnozrnných drôb. Najnápadnejšie sú súvislé polohy a nepravidelné šošovky polymiktných dobríšských zlepcov s mocnosťou až 100 m. Petrografickým rozborom valúnového materiálu sa zaoberal F. Fiala



obr. 1 Prehľadná mapa sv. časti příbramského uránového ložiska (P. Malík 1973)
 1 — bridlice, droby, pieskovce, fľovce; 2 — dobřišské zlepence; 3 — lečické vrstvy;
 4 — kremenné porfýry a metaporfyrity kozohorského pásma; 5 — hlubošké zlepence;
 6 — sádecké pieskovce; 7 — žitecké zlepence; 8 — granitoidy stredočeského
 plutónu; 9 — gabrové teleso; 10 — žilné horniny; 11 — zlomy; 12 — smery
 a sklony vrstiev; 13 — os antiklinály; 14 — hlavné banské diela v. 13. obzore
 (824,0 pod povrchom);
 1 — 2 algonkium (pospilitová séria); 3 — algonkium (spilitová séria); 5 — 7 kam-
 brium

(1948), F. Fediuk — P. Röhlich (1964). Predpoklad P. Röhlich a, že vznikli pôsobením bahenných subakvatických prúdov vyvolaných seizmickými otrasmi, pre nedostatok spoľahlivých dôkazov nemožno prijať. Celý komplex hornín pospilitovej série pozdĺž kontaktu so stredočeským plutónom je kontaktne metamorfovaný (biotitické rohovce, metamorfované zlepence). Šírka kontaktného dvora podmienená príkrým priebehom stykovej plochy je v priemere asi 200 m;

2. *kambrium* — banskými a povrchovými prácami bolo dokázané, že existuje v menších tektonicky zaklesnutých kryhách pozdĺž sj. dislokácií a pri kontakte s plutónom. Na podložnom algonkiu leží s angulárnou diskordanciou — 20° sz. V zmysle stratigrafie V. Havlíčka — M. Šnajdra (1951) je zastúpené brdskou fáciou, a to jej bazálnym členom — žiteckými zlepencami (R. Kettner 1918). Mocnosť zlepenčov overená banskými prácami je približne 120 m. Ich petrografické zloženie skúmal R. Kettner (1918), L. Zelenka (1925), F. Fiala (1948a), Z. Kukal (1966) a in.;

3. *stredočeský plutón a jeho žilný doprovod*. J. a jv. okraj oblasti je v celej svojej dĺžke vytvorený z okrajovej fácie (adamelit) stredočeského plutónu. Jeho styk s exokontaktnou zónou je v strednej časti tektonický, v sv. a jz. časti je pôvodný. Často sa v ňom vyskytujú xenolity kontaktne metamorfovaných hornín pláštá. Sklon stykovej plochy overený banskými dielami kolíše od 60° jv. do 80° jv. V exokontaktnej zóne i v samotnom plutóne je vyvinutá mohutná aureola

žilných magnetických derivátov s diferencovaným petrografickým zložením od najstarších po najmladšie. Prevažná väčšina z nich je mladšia ako plutón, do ktorého prenikajú. Tvoria pravé žily smeru V—Z až VJV—ZSZ, zriedkavo S—J, vo vrcholovej časti antiklinály i ložné žily (P. Malík (1968). V. Žežulková (1961) ich delí na dve skupiny: — staršie ako plutón (diabasy) a mladšie ako plutón (diabasové porfyry a mandlovce, dioritové porfyry, granodioritové porfyry, lamprofyry a pegmatito-aplity). V poslednom čase ich podrobne preštudoval P. Vlašímský (1971b), ktorý vychádza hlavne z pozorovaní v bankských dielach, doplnených petrochemickým výskumom. Horniny v sukcesnej schéme P. Vlašímského sú usporiadané do 3 skupín od najstarších k najmladším, podľa typov v zmysle terminológie B. Hejtmana (1957): horniny staršie ako stredočeský plutón (diabasové horniny, kremenné porfyry, metaporfyry), horniny viazané na báziká stredočeského plutónu (amfibolické lamprofyry, porfyrické žilné bázické horniny) a horniny viazané na granitoidy stredočeského plutónu (kyslé deriváty, porfyrické, prevažne intermediárne horniny, biotitické lamprofyry). Táto schéma v súčasnej dobe platí pre celú příbramskú oblasť;

4. *gabrové teleso* — je vôbec prvou hlbinnou bázickou horninou, ktorá bola zistená v sedimentárnom plášti algonkia v příbramskom rudnom poli. Hlavným horninovým typom je amfibolický až pyroxenicko-amfibolický gabrodiorit až gabro, ktoré sú preseknuté dvoma žilami amfibolického kremenného dioritového porfyritu. Tektoniku a petrografiú telesa podrobne spracoval P. Malík — P. Vlašímský (1970).

Charakteristika vrásovej stavby

Najvýraznejším a najdôležitejším štruktúrnym prvkom sv. časti a celého příbramského ložiska vôbec je příbramská antiklinála. Prerušovane bola zachytená bankskými prácami v dĺžke 6 km a šírke 1,2 km. Jej priebeh možno sledovať z oblasti kozohorského pásma k Ostrovu, odkiaľ pokračuje na JZ až do oblasti Třebeska (celková dĺžka približne 25 km). Generálny smer osi antiklinály v sv. a jv. časti opisovanej oblasti je SV—JZ, v strednej časti sa vyrovnáva do smeru V—Z. Sklon zvlenej opisnej plochy, ako bolo potvrdené i bankskými prácami, kolíše v rozmedzí 75—90° jv. (P. Malík 1968). Nepravidelný priebeh osi antiklinály je do značnej miery ovplyvnený mladšími pohybmi pozdĺž sj. zlomov, ani sklon osi, ktorá sa ponára pod priemerným uhlom 20° k JZ, nie je však linerárny, ale vytvára mnohé elevácie a depresie, ktoré v okolí sj. zlomov dosahujú až 30°. Študovaný úsek antiklinály je asymetrický, sklon sz. ramena je 50—60°, sklon jv. ramena 40—50°, vergencia osnej roviny je severozápadná. Najstrmšie sklony ramien sú v strednej časti, smerom na SV sa antiklinála roztvára.

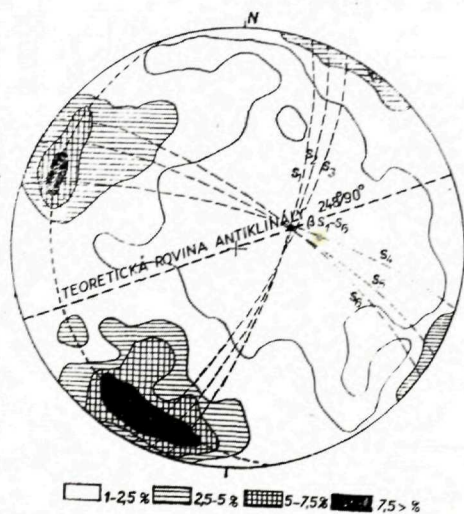
Charakteristika ss plôch: Vzájomné striedanie jemnozrnnejších a hrubo-zrnnejších pásikov v pospilitovom horninovom komplexe je jediným spoľahlivým diagnostickým znakom pre určenie vrstevnatosti. Morfológicky sa plochy vrstevnatosti výrazne neprejavujú, ich priebeh možno určiť len podľa plôch vrstevnej odluč-

nosti (ss plochy v zmysle B. Sander a), ktoré sú rovnobežné s pruhovaním a sú sekundárnym javom. Plochy vrstevnej odlučnosti niekedy chýbajú, častejšie sú vyvinuté na rozhraní podmlenenom petrografickou variabilitou sedimentov algonkia. Celkove sa ss plochy prejavujú rovnými a hladkými plochami, ktoré sú v podloží zlepenkových plôch často porušené skizovými pohybmi, v okolí zlomov a hydrotermálnych žíl i viacnásobnými tektonickými pohybmi. Najvýraznejšie sú v jv. ramene antiklinály, nevýrazné sú vo vrcholovej časti v okolí zlomových štruktúr a v zlepenkových polohách. Ich priebeh bol využitý pri konštrukcii vrásovej osi.

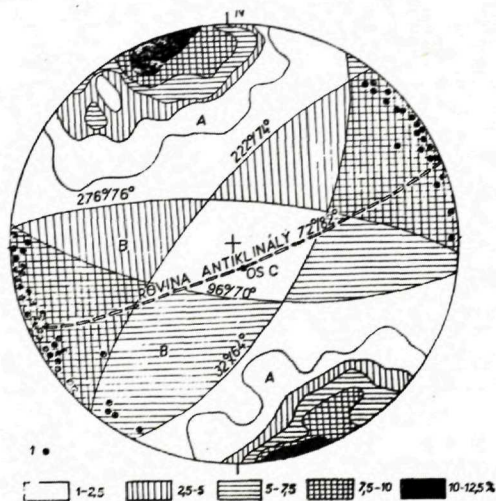
Antiklinálny úsek vo vzťahu k vývoju puklinových systémov a hydrotermálnych žíl podrobne študoval P. Malík (1968).

Pri riešení osi antiklinály a orientácie osovej plochy v priestore boli použité tieto spôsoby:

a) konštrukcia osnej plochy pomocou spádnic ss plôch (B. Sander in M. Mášková 1954): grafickým zobrazením spádnic ss plôch vzniknú dve maximá ležiace na veľkom oblúku siete (obr. 2). Ich združenosť podľa symetriály potvrdzuje antiklinálnu stavbu oblasti. Z maxím spádnic majú odvodené roviny $s_1 - s_6$ spoločnú priesečnicu (osi $s_1 - s_6$), symetriála uhlu prechádzajúca týmto bodom je súčasne teoretickou osovou plochou antiklinály (plocha bc).*



obr. 2 Diagram spádnic plôch vrstevnatosti — ss plochy (dobývací priestor š. 25, 270 spádnic — P. Malík 1968).



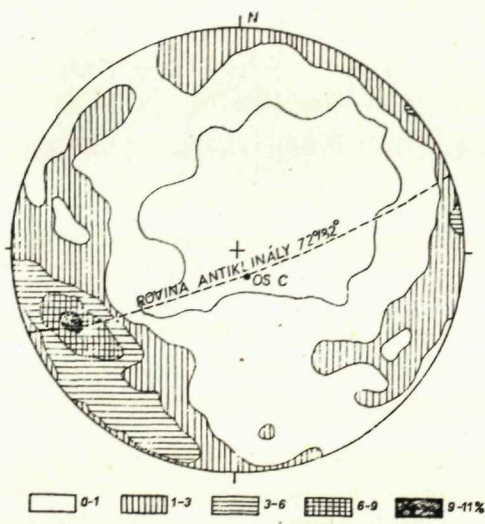
obr. 3. Diagram pólov bc plôch (h_{00}) a ich zvlínenie (13. obzor š. 25, 175 meraní — P. Malík 1968);
1 — osí zvlínenia; A — póly bc plôch;
B — Uhly rozptylu bc plôch

* Pri grafickej konštrukcii všetkých tektonogramov bola použitá Schmidtova sieť, póly sú premietnuté na jej spodnú pologuľu.

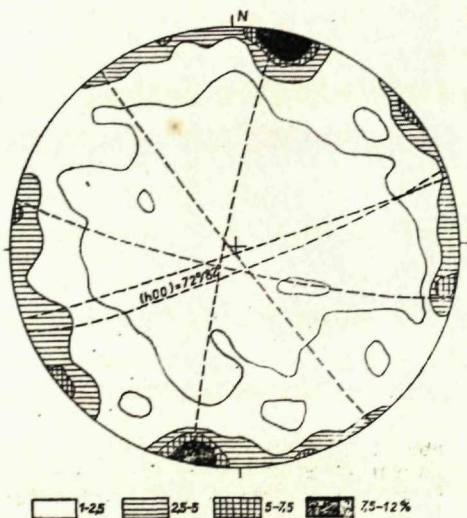
b) konštrukcia pomocou pólov plôch s výrazným pozdĺžnym zvlnením (bc plochy): Teoretický predpoklad, že plochy bc sú viac-menej rovnovežné s osovou plochou vrásky, bol využitý pri jej konštrukcii. V banských dielach sa tieto plochy prejavujú nápadným pozdĺžnym zvlnením spôsobeným mechanickou inhomogenitou a anizotropiou rytmicky zvrstvených sedimentov algonkia. Smer zvlnenia je totožný s priesečnicou plôch bc s vrstevnatosťou. Grafický obraz pólov bc plôch vytvára ostré maximum v polohe $342^{\circ}/82^{\circ}$ sz. Rovina zodpovedajúca tomuto maximu tvorí teoretickú osovú rovinu antiklinály ($72^{\circ}/82^{\circ}$ jv. — obr. 3). Zobrazené uhly rozptylu bc plôch (medzná hranica 64°) vystihujú ich skutočnú polohu, vzhľadom na teoretickú osovú rovinu. Priesečnicou oblúku preloženého pólovými maximami plôch bc s osnou plochou antiklinály je daná deklinácia tektonickej osi c (8° JZ).

c) konštrukcia pomocou vzájomných priesečníc ss plôch: Vzájomné priesečnice plôch vrstevnatosti (β osi ss plôch) vytvárajú maximum v polohe $252^{\circ}/66^{\circ}$ jz., ktorého stred dáva priemerný sklon osi antiklinály (24° jz). Šírka maxima (32°) je spôsobená horizontálnym rozptylom osi antiklinály (obr. 4).

Z uvedeného opisu diagramov môžeme vyvodiť tieto závery: 1. generálny smer osi antiklinály sa vcelku nelíši; za teoretickú rovinu možno považovať polohu $72^{\circ}/82^{\circ}$ jv.; 2. generálny smer osi antiklinály je 24° na JZ; 3. odchýlky osi antiklinály (tektonická b os) od teoretickej roviny bc sú spôsobené natakáním tektonického osového kríža okolo osi c (zmena smeru hlavného napätia).



obr. 4 Diagram osí β (vzájomné priesečnky ss plôch). Dobývací priestor š. 25, 1170 osí (P. Malík 1968)



obr. 5 Súborný diagram maxim pólov puklín (dobývací priestor š. 25, 240 maxim = 6958 puklín, P. Malík 1968)

Hlavné puklinové systémy v pospilitovej sérii algonkia

Podrobným štúdiom antiklinálnej stavby algonkia bolo možné zistiť závislosti smerov puklinových systémov a ich genetických vzťahov k tejto stavbe. Všetky dedukcie sú urobené na základe rozsiahleho merania drobnotektonických prvkov a ich štatistického vyhodnotenia metódami drobnej tektoniky. Jednotlivé puklinové systémy sú v celej oblasti zastúpené výraznými plochami s rovným povrchom, len u rovnobežných puklín s osovou plochou antiklinály je badateľne výrazné pozdĺžne zvlnenie. Jednotlivé systémy puklín nie sú zastúpené rovnomerne, to znamená, že puklinový systém výrazný v jednej oblasti sa v druhej prejavuje nevýrazne a naopak.

Klasifikácia puklín: Pri klasifikácii puklinových systémov slúžil za základ priestorový uhol, ktorý zviaza puklinu s tektonickými osami vrásovej stavby. Z tohto pohľadu môžeme pukliny rozdeliť takto:

— pukliny $bc = (h00)$ smerom a sklonom sa približne zhodujú s tektonickou rovinou bc , ktorá je daná osou antiklinály;

— pukliny $ac = (0k0)$ ležia v rovine hlavného napätia a sú približne kolmé na rovinu bc ;

— pukliny (hk_0_1) , (hk_0_2) , (hk_0_1) , ležia v kvadrantoch, ktoré zvierajú tektonické osi a a b . S teoretickou rovinou ac pukliny (hk_0_1) a (hk_0_2) zvierajú približný uhol 30° , pukliny (hk_0_1) 60° . Symbol 1 platí pre pukliny ležiace vpravo (V), symbol 2 pre pukliny ležiace vľavo (Z) od teoretickej roviny ac ;

— pukliny $(h01)$, $(0k1)$ a $(hk1)$ s teoretickou rovinou ab zvierajú uhly spravidla menšie ako 60° .

Maximá puklinových systémov majú značné rozptyly, ktoré sa najviac prejavujú u systémov $(0k0)$ a $(h00)$. Spôsobené sú rozdielnou homogenitou a anizotropiou deformovaného materiálu. Najvýraznejším puklinovým systémom sú pukliny (hk_0_1) , zatiaľ čo ostatné sú zastúpené menej výraznými maximami (obr. 5). Z jednotlivých úsekových diagramov meraných na rôznych miestach oblasti (celkom 38 diagramov — P. Malík 1968) vyplýva, že najväčšie rozšírenie puklín $(0k0)$ je v strednej časti oblasti, kde má os antiklinály pomerne vyrovnaný v.—z. smer a na tento úsek je viazané i najväčšie množstvo karbonátových žíl. V ostatných častiach najvýraznejšie maximá majú pukliny (hk_0_1) a párové (symetria podľa ac) strižné systémy (hk_0_1) a (hk_0_2) . Niektoré z nich sa v poslednej etape tektonického vývoja oblasti prejavili ako malé strižné posuny, zatiaľ čo po puklinách $(0k0)$ vznikali pohyby prevažne poklesového charakteru. Väčšina najvýraznejších zlomov (poklesy, prešmyky — P. Malík 1968) bola založená na puklinách $(0k0)$. Pukliny $(h00)$ majú najvýraznejšie maximá v blízkosti osnej plochy antiklinály, kde sa prejavujú svojím charakteristickým pozdĺžnym zvlnením, ktoré podľa P. Malíka (1971) vzniklo šmykovými pohybmi kompetentných a nekompetentných medzivrstvičiek v sedimentárnom komplexe algonkia. Ostatné puklinové systémy $(h01)$, $(hk1)$, $(0k1)$ sú vyvinuté nevýraznými, prípadne lokálne málo výraznými maximami prevažne v strednej časti oblasti. Značné rozdiely v intenzite puklinových systémov sú v polohách dobríškých zlepenčov (rozdielna anizotropia a inhomogenita).

Najdôležitejším systémom sú pukliny (hk_0_1), (hk_0_2), ktoré sú zhodné so smerom prevažnej väčšiny žilných derivátov plutónu. Pukliny (hk_0_2) sa neprejavujú, ale smer niektorých žíl s najstaršou mineralizáciou a všeobecné poznatky o deformácii pevných telies [M. Billings 1972] svedčia o ich existencii. V niektorých diagramoch sa prejavuje rotácia puklín okolo osi c, ktorá je najväčšia u (Ok_0) = 60° , najmenšia u (hk_0_2) 38° . Najnápadnejšie odchýlky od teoretických plôch sú u puklín (Ok_0), ktorých póly sú v okrajových polohách maxima maskované puklinami (hk_0_1). Pukliny (Ok_0) zohrali vážnu úlohu pri vzniku a vývoji hydrotermálnych karbonátových žíl.

Puklinové systémy v žilných a hlbinných intruzívach

Metódami drobnej tektoniky boli sledované aj žilné horniny, okrajová fácia plutónu a gabrové teleso (obr. 6).

Klasifikácia puklín: V okrajovej fácií plutónu a v gabrovom telese sa klasifikácia puklín robila podľa H. Cloosa (1925) s prihliadnutím na orientáciu kontaktu plutónu. I napriek tomu, že vnútorná stavba okrajovej časti plutónu nebola preštudovaná, opodstatnenosť klasifikácie je doložená tým, že kontakt plutónu je pretiahnutý v smere SV—JV a má intruzívny charakter. Na povrchu boli zistené planparalelné textúry, ktoré sú orientáciou zhodné s priebehom kontaktu v banských dielach. Charakter napätia pri tuhnutí plutónu dokazujú i okrajové prešmyky z okolia Borotíc, o ktorých sa zmieňuje P. Adámek (1968). Základom klasifikácie puklín žilných hornín bol priestorový uhol, ktorý zviaza puklina s orientáciou kontaktu žilnej horniny. Z tohto hľadiska boli rozlíšené pukliny priečne Q, pukliny pozdĺžne S, pukliny diagonálne D a pukliny ložné L.

Pukliny Q: sa vyznačujú výraznými a ostro ohraničenými maximami v žilných a hlbinných horninách oblasti. Ich smer kolíše v hraniciach 350° — 20° , prevládajúci sklon je 80° — 90° východne a západne. V porovnaní s puklinami okolitého algonkia zodpovedajú puklinám (Ok_0), sú často otvorené a vyplnené bielymi kalcitmi (K_5).

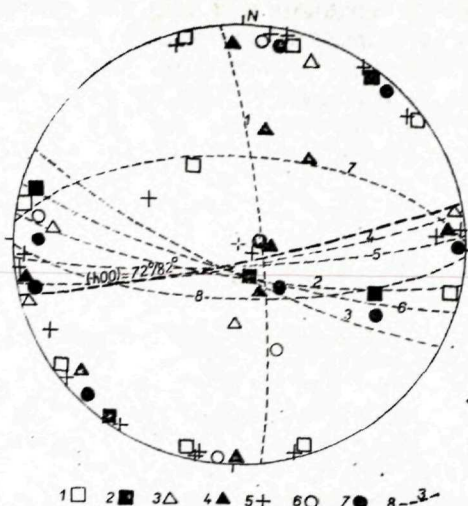
Pukliny S: majú výraznejšie maximá ako pukliny Q. Najčastejšie sú kolmé na rovinu (001), v biotechnických lamprofýroch a dioritových porfyrityoch prevládajú sklony na J a JZ. Ich vzťah k puklinám Q nie je jasný, v porovnaní s algonkiom zodpovedajú puklinám (hk_0_1). Sú vždy bez minerálnej výplne a v priebehu tektonického vývoja oblasti boli viackrát oživené.

Pukliny D: boli zistené len v granodioritovom porfytite, smerovo zodpovedajú puklinám Q, od ktorých sa líšia menším sklonom (45°). Porovnaním s niektorými diagramami zodpovedajú puklinám (Ok_1) algonkického komplexu.

Pukliny L: sú horizontálnym až subhorizontálnym puklinovým systémom s výraznými maximami, hlavne v okrajovej časti plutónu, zatiaľ čo v žilných horninách sa takmer neprejavujú. Pukliny L (sklon do 10°) sú kontrakčné pukliny, a preto v sedimentárnom komplexe nemajú ekvivalent.

Z porovnania hlavných puklinových systémov (obr. 6) okrajovej časti plutónu, gabrového telesa, žilných hornín a pospilitového kom-

obr. 6 Súborný diagram maxím pólů puklů žilných a hlbinných hornů v sv. části příbramského uránového ložiska
 1 — maxím puklů algonkia; 2 — granodioritové porfyrity; 3 — dioritové porfyrity; 4 — lamprofýry (minety); 5 — okrajová fácia stredočeského plutónu; 6 — gabrové těleso; 7 — žulové porfýry; 8 — plochy maxím žilných hornů: 1 — diabasy; 2 — dioritové porfyrity; 3 — granodioritové porfyrity; 4—5 — žulové porfýry; 6 — lamprofýry (minety); 7 — aplity a pegmatity; 8 — kremenné žily



plexu algonkia vyplýva, že hlavné maxímá sí v podstate zodpovedajú. Nepatrné anomálie v polohách niektorých maxím (žilné horniny) môžeme vysvetliť rozdielnou kompetentnosťou a anizotropiou jednotlivých žilných typov. Žilné i hlbinné horniny sú charakterizované rovnakými smermi rozpukania ako ich algonkický plášť. To znamená, že získali hlavné systémy odlučných plôch zo svojho plášťa. Z tohto hľadiska sú pukliny vo všetkých vyvrelinách sekundárne. Výnimkou sú pukliny L, ktoré vznikli kontrakciou hmoty chladnúceho gabrového telesa a okrajovej časti plutónu. V jeho blízkosti sú často vyplnené žilkami aplítov, pegmatitov a kremeňa.

Zlomy a hydrotermálne žily

Posthumná tektonika sv. časti příbramského ložiska je pomerne zložitá. Najstaršie priečne zlomy infrakambričského veku (P. Röhlich 1961) a mladšie pozdĺžne prešmyky so sklonom k SZ známe v širokom okolí, ktoré V. H a v l í č e k (1962) zaraďuje do pogivetskej tektogenézy, v opísanej oblasti zistené neboli. Banské a povrchové prieskumné práce potvrdili existenciu niekoľkých systémov zlomov s postgranitoidnými pohybmi, pričom nie je vylúčené, že majú staršie založenie. Najmladšie pohyby sa odohrali po zlomoch sv.—jz. smeru, pohyby po ostatných zlomoch sú staršie. Všetky zistené zlomy patria do nižších radov a nemajú väčšie regionálne rozšírenie.

Jednotlivé zlomy sa líšia výplňou. Podľa toto ich môžeme zaradiť do troch skupín:

a) zlomy vyplnené brekciami a tektonickým flom. Skupina predstavuje zložitú sieť s.—j. a v.—z. smerov, ktorá je doprevádzaná mladšími zlomami sv.—jz. a sz.—jv. smeru. Podľa priestorovej orientácie k hlave

tektonickej osi b ich môžeme podobne ako pukliny zaradiť do niekoľkých skupín (obr. 7):

— (Ok0) až (Ok1); tento systém je predstaviteľom kernej tektoniky požulového veku, i keď nemožno pochybovať ani o ich staršom založení. Okrem množstva dislokácií s niekoľko cm mocnosťou sem patria i výraznejšie zlomy, ktoré sa prejavujú i na povrchu (údolie Kocáby, Ostrov). Sú klasifikované ako priečne prešmyky až poklesy s amplitúdami pohybu 20—250 m (zaklesnuté kryhy kambrických zlepcov). Na plochách sú veľmi často viditeľné tektonické ryhy, ktoré dokumentujú posledné pohyby.

— (h00) až (h01) je zlomový systém vyvinutý predovšetkým v osovej časti antiklinály. Do tejto skupiny patrí okrem diakláz i výraznejší zlom jz.—sv. smeru, ktorý vo vzdialenosti 40—80 m sz. sleduje osovú plochu antiklinály a v celej svojej dĺžke je sledovaný žilou alterovaného dioritového porfyritu. Podľa charakteru pohybu ich môžeme klasifikovať ako smerné šikmé poklesy až posuny. Ich vzťah k sj. (Ok0) zlomom nie je možné objasniť. Podľa niektorých pozorovaní sa zdajú byť staršie ako zlomy (Ok0).

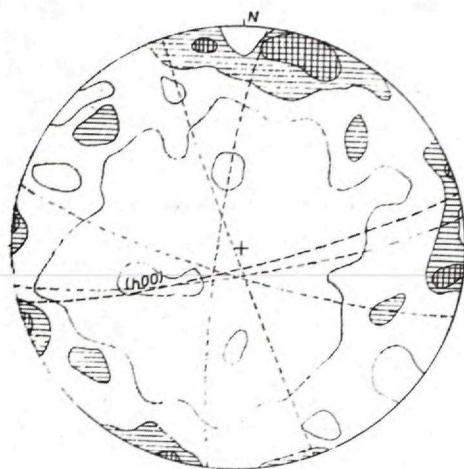
— (hk₀₁) až (hk₀₁) predstavuje málo výrazné diaklázy, ktoré sa síce v diagramoch (napr. obr. 7) prejavujú výraznými maximami, ale neuskutočnili sa po nich výraznejšie pohyby. Oba systémy sa vzájomne líšia smerom (hk₀₁) = 130—150°, 70—90° sv., jz.; (hk₀₁) = 110—120°, 70—90° ssv., jz. Ich vzťah k iným systémom nie je objasnený. P. Malík (1968) podľa pozorovaní v banských dielach považuje zlomy (hk₀₁) za najstaršie, zlomy (hk₀₁) sú pravdepodobne mladšie.

— (hk₀₂) sa neprejavuje výraznejšími zlomami a navyše jeho klasifikácia je obťažná pre malú odchýlku (15°) od teoretickej roviny ac, ktorá spôsobuje v okrajovej polohe maxím jeho prekrývanie so zlomami (Ok0). Smer pohybu nie je spoľahlivo dokázaný. Klasifikované sú ako priečne prešmyky s malými amplitúdami pohybu až v záverečnom období tektonického vývoja oblasti.

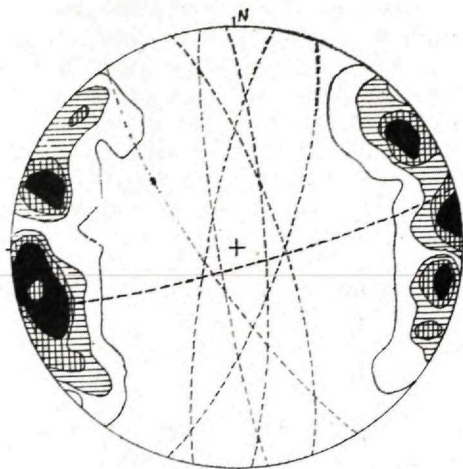
— (hk1) je zlomový systém vyvinutý hlavne v strednej a západnej časti oblasti. Smer pohybov je dokázaný posunmi karbonátových žíl. Klasifikované sú ako strižné posuny s amplitúdami pohybu 1—3 m. Vznikali až v záverečnom období vývoja oblasti pôsobením napätia od juhu. Časť týchto zlomov vznikala ako zlomy sperené k zlomom (h00).

b) zlomy s karbonátovou výplňou. Tektonický výskum antiklinálnej stavby algonkia sv. časti príbramského ložiska umožnil definovať hlavné puklinové systémy; môžeme ich použiť pri riešení genézy žilných systémov a ich priestorovej závislosti od hlavnej tektonickej osi b. Najvýhodnejším puklinovým systémom pre vznik žíl s karbonátovou výplňou sú ťahové (Ok0), ktoré vznikli nezávisle od mineralizačného štádia.

Z diagramu na obrázku 8, kde sú zobrazené póly hydrotermálnych karbonátových žíl, vyplýva, že hydrotermálne karbonátové žily majú zákonitý vzťah k puklinovému systémom, a preto ich môžeme zaradiť do rovnakých skupín ako pukliny. Z diagramu tiež vyplýva, že karbonátové žily vytvárajú štyri výrazné, symetricky združené maximá, ktoré zodpovedajú pólovým maximám puklín (Ok0) a okrajom maxím (hk₀₁).



□ 1-2,5 ▨ 2,5-5 ▩ 5-7,5%



□ 1-2,5 ▨ 2,5-5 ▩ 5-7,5 ■ 7,5-12%

obr. 7. Diagram pólů dislokací v dobývacom priestore š. 25 (190 meraní — P. Malík 1968)

obr. 8. Diagram pólů hydrotermálnych karbonátových žíl v sv. časti příbramského uránového ložiska (90 meraní — P. Malík 1968)

a (hkO_2). Klasifikácia žíl podľa polohy ich pólových maxim je uvedená v tab. 1.

SKUPINA ŽÍL	VÝVOJOVÉ ŠTÁDIUM					DĚLKA ŽÍL V M
	STARÝ KALCIT	SIDERIT-SULFIDICKÉ	KALCITOVÉ	KALCIT-SMOLINCOVÉ	KALCIT-SULFIDICKÉ	
1. SKUPINA 0°-30° (MAXIMUM V 22°)		0,3	0,4	1,9	3,1	5140
2. SKUPINA 30°-60° (MAXIMUM V 45°)	0,1	0,2	0,5	1,0	2,7	670
3. SKUPINA 60°-90° (MAXIMUM V 82°)	0,24					5
4. SKUPINA 90°-120° (MAXIMUM V 108°)		BEZ MINERALIZÁCIE				
5. SKUPINA 120°-150° (MAXIMUM V 146°)		0,2	0,1	1,6	5,2	3870
6. SKUPINA 150°-180° (MAXIMUM V 168°)		0,3	0,2	1,8	3,9	4340

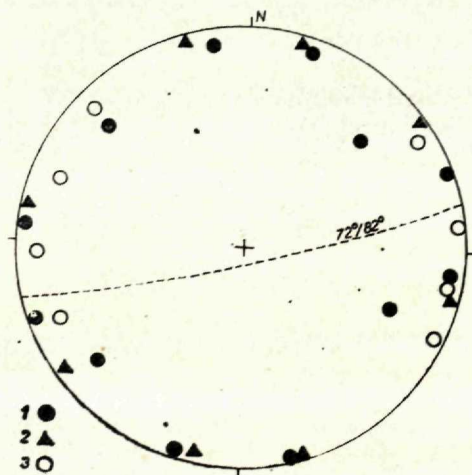
Tab. 1 Diagram vážených priemerov mocností jednotlivých vývojových štádií v žilách sv. časti příbramského uránového ložiska (P. Malík 1971). Poznámka: uvedené hodnoty sú v cm.

Z porovnania žíl a puklinových systémov vyplýva, že najdlhšími a viackrát oživovanými trhlinami bol systém (Ok0), ktorý bol založený už pri vzniku vrásovej stavby. Ťahové napätia, ktoré sa prejavovali po vzniku granitoidov plutónu, spôsobili pootváranie puklín (Ok0) a vyplňovanie karbonátovými roztokmi. Súčasne s nimi sa vyplňovali i niektoré pukliny systému (hk0₁) a (hk0₂). Mechanizmus otvárania do značnej miery ovplyvňovala anizotropia a inhomogenita sedimentárneho algonkického komplexu, ktorá sa prejavila hlavne v smerových anomáliách puklín a v morfológii ich stien. Vplyv inhomogenity a anizotropie sa obzvlášť prejavil i pri vzniku zrudnenia. Žily s bilančnými výskytmi uránových minerálov majú prevažne sklon na V, nebilančné žily prevažne na Z. Priestorová orientácia žíl spôsobila, že v čase ascendenencie rudonosných roztokov boli žily s východným sklonom otvorené a umožňovali akumuláciu U-rúd, žily so západným sklonom boli zavreté a pôsobili ako clona, cez ktorú rudné roztoky prenikali len veľmi ťažko.

Posthumná kerná tektonika sa prejavila i vo vyplnených žilných trhlinách. Podľa polohy tektonických rýh na dislokačných plochách môžeme postihnúť len smer posledných pohybov. Karbonátové žily, ktoré majú približne zhodný smer s teoretickou rovinou ac sa prejavovali prevažne ako priečne prešmyky, poklesy len zriedkavo ako šikmé prešmyky alebo posuny. Žily, ktoré s teoretickou rovinou ac zvierajú uhly do 30°, t. j. približujú sa strižným puklinovým systémom (hk0₁), (hk0₂), majú charakter posunov a šikmých prešmykov s amplitúdou pohybu 1—5 m.

Vzťah zlomov k puklinám a k vrásovej stavbe

Z prehľadu vyplýva, že puklinové systémy so vzťahom k vrásovej stavbe boli založené nezávisle od hydrotermálnych žíl, ktoré sú výsledkom mladších tektonických a mineralizačných pochodov. Vzťah zlomov



obr. 9 Súhrnný diagram maxím pólov karbonátových žíl, dislokácií a maximá maxím pólov puklín algonkia (P. Malík 1971);

1 — maximá dislokácií; 2 — maximá maxím pólov puklín algonkia; 3 — maximá karbonátových žíl

k puklinám a k vrásovej stavbe je odlišný. Zlomý mohli byť založené buď súčasne so vznikom vrásovej stavby, alebo neskoršie využitím plôch inhomogenity puklinových systémov. Z diagrámu (obr. 9) vyplýva, že maximá pólov dislokácií a puklinových maxim v polohách $(h00)$, $(hk0_1)$ si vzájomne zodpovedajú, vzhľadom na os b sú približne v teoretických polohách. Komplikovanejšia je situácia u maxim ležiacich (vzhľadom na tektonickú os b v polohách $(hk0_1)$ a $(0k0)$, kde patria i karbonátové žily. Póly puklinových maxim a dislokácií v polohe $(hk0_1)$ sa vzájomne líšia a splývajú s koncovými polohami maxim ležiacich v polohe $(0k0)$, ktoré na druhej strane splývajú s maximami párového systému $(hk0_2)$. Rozptyl maxim v polohe $(0k0)$ u dislokácií je 28° , u puklín 50° a u karbonátových žíl dokonca 60° . Z tohto vyplýva, že najväčšiu šírku v polohe $(0k0)$ má maximum karbonátových žíl, ktoré čiastočne prekrýva maximá puklín a dislokácií v polohe $(0k0)$ a v polohách párnych systémov $(hk0_1)$ a $(hk0_2)$. Tieto rozdiely možno iba čiastočne vysvetliť nehomogenitami algonického komplexu, prípadne vnútorným alebo vonkajším natáčaním hlavného napätia okolo osi c v dlhom rozpätí, počas ktorého sa puklinové systémy $(hk0_1)$, $(hk0_2)$ a $(0k0)$ prejavovali ako ťahové, šmykové alebo i strižné systémy. Súčasný smer tektonickej b osi je vektorovým súčtom čiastkových tektonických napätí, puklinové systémy $(hk0_1)$, $(0k0)$ a $(hk0_2)$ si čiastočne ponechali svoju pôvodnú polohu vzhľadom na čiastkové deformácie, a preto voči osi b neležia celkom vo svojich teoretických polohách, ale vytvárajú vzájomne splývajúce maximá. V obecných polohách $(hk1)$ sa prejavujú výraznejšími maximami len dislokácie, zatiaľ čo pukliny sa neprejavujú. Maximá dislokácií $(hk1)$ sú pravdepodobne výsledkom neskorších deformácií, alebo vznikli ako ťahové dislokácie v okolí zlomov $(h00)$.

Charakteristika žilnej výplne a postupnosť kryštalizácie minerálov

Minerálnou výplňou karbonátových žíl v sv. časti příbramského uránového ložiska sa zaoberal J. Komínek et al. (1965, 1969) a P. Malík (1968). Vo výplni hydrotermálnych žíl môžeme vyčleniť tieto vývojové štádiá:

a) štádium „starého kalcitu“, ktoré sa vyskytuje veľmi zriedkavo a má preto i výnimočné postavenie. Na výskyt kalcitu nejasného pôvodu upozornil už B. V. Brodín (in J. Komínek 1969). Bol zistený len v troch žilách, ktoré svojím smerom tvoria anomáliu obvyklého smeru žilných štruktúr zodpovedajúcich puklinám $(hk0_2)$, na ktorých sa ostatné mladšie vývojové štádiá neprejavili. Považujem ho preto za prvý otvorený puklinový systém v období, ktoré je hodne vzdialené od vzniku ostatných mladších vývojových štádií. Žily so „starým kalcitom“ majú ten istý smer ako žily „starej zlatonosnej formácie“ z okolia Kozičnu, ktoré opisuje B. V. Brodín (in J. Komínek 1969). Pre jeho výnimočnosť, makroskopickú a smerovú odlišnosť od ostatných mladších generácií, ktoré ho často pretínajú, ho opodstatnene môžeme považovať za najstaršieho člena v minerálnej výplni žíl, za samostatnú

prínosovú periódu. Makroskopicky sa „starý kalcit“ prejavuje ako jemnokryštalický šedý až červený kalcit so šošovkami pyritu a hematitu, pripomínajúci kryštalický vápenec;

b) sideritovo-sulfidické štádium je zastúpené dvoma samostatnými prínosovými periódami: kremenno-ankeritovou a kremenno-barytovou, ktoré spolu tvoria nepodstatný podiel žilnej výplne. Z minerálov je zastúpený kolomorfný svetlošedý kremeň, jemnozrnný žltohnedý ankerit a jemnokryštalické agregáty tmavošedého až svetlošedého barytu;

c) kalcitové štádium dorudnej kryštalizácie (DK); k tomuto štádiu J. Komínka (1969) zaraďuje jemnokryštalické až hrubokryštalické do ružova sfarbené kalcity s malým obsahom Mn, ktoré sú vonkajšími a sukcesnými znakmi podobné Mn-kalcitom DK v ostatných častiach ložiska. Vyskytujú sa v nie veľmi veľkom množstve väčšinou vo forme hematitových šošoviek;

d) kalcitovo-smolincové štádium; podľa J. Komínka (1969) sa podieľa 30% na žilnej výplni. V rámci celého príbramského uránového ložiska je toto štádium zastúpené niekoľkými prínosovými periódami, v sv. časti ložiska je zastúpené kalcitmi $K_1 - K_5$, z ktorých staršia prínosová perióda je reprezentovaná jemnozrnným svetložltým (ŽK) až ružovým kalcitom so zvýšeným obsahom Fe, mladšia a najrozšírenejšia je zastúpená strednozrnným šedivým až bielym kalcitom časovo najbližším smolincu. Na túto skupinu kalcitov je viazaná tiež mladšia smolincovo-kalcitová asociácia reprezentovaná hlavne smolincem I, II. a kalcitom K_4 , menej často sa vyskytuje kremeň, pyrit, chalkopyrit, chalkozín, galenit a sfalerit;

e) kalcitovo-sulfidické štádium (pyritové) zahrňuje skupinu porudných kalcitov, ktorá sa podieľa 60 % na žilnej výplni. Patria sem hrubokryštalické agregáty bielych až šedých kalcitov, ktoré vyplňujú stredné časti žíl alebo sú ich jedinou výplňou. Na niektorých žilách sa prejavuje metasomatické zatlačanie kalcitov patriacich do starších prínosových periód. V porudných kalcitoch (K_5), ktoré predstavujú jednu prínosovú periódu, sa veľmi často vyskytuje pyrit, zriedkavejšie markazit a chalkopyrit. Makrotextúry žilnej výplne opísal J. Komínka (1965), v zmysle metodiky J. Kutína (1955, 1957) P. Malík (1968). Postupnosť kryštalizácie minerálov je uvedená v tab. 2.

Hrúbkou čiar je znázornené približné kvantitatívne zastúpenie jednotlivých minerálov. Minerály, ktorých postavenie v tabuľke voči susedným je nejasné, majú ďalší možný priebeh kryštalizácie vyznačený hrubou prerušovanou čiarou. Prekrývanie kryštalizačných intervalov dvoch susediacich minerálov je vyznačené prekrytím vodorovných čiar, šípky označujú zatlačovanie starších minerálov mladšími. Do tabuľky nie sú zaradené supergénne minerály.

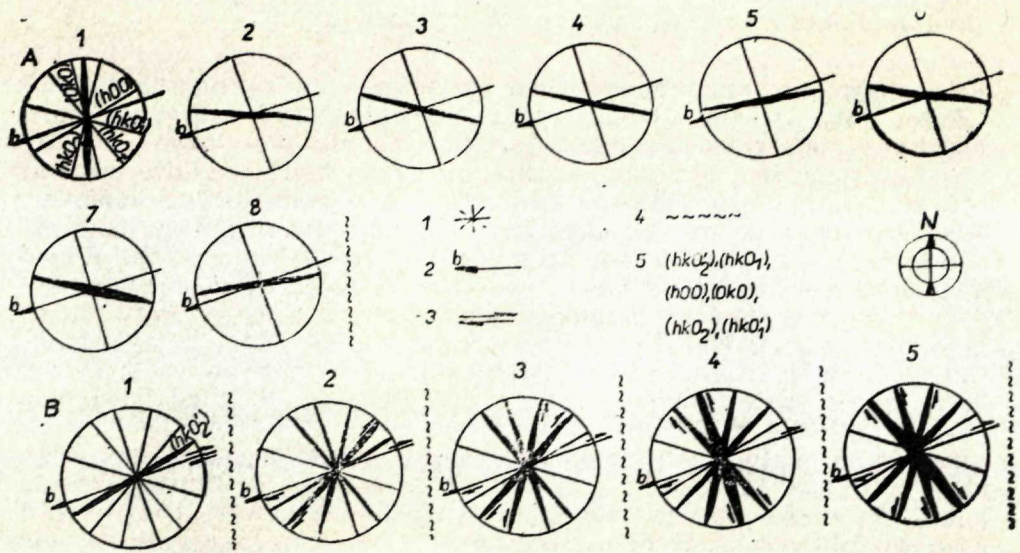
Vážený priemer mocností jednotlivých vývojových štádií viazaný na celkové dĺžky preskúmaných žíl je uvedený v tab. 1. Z tabuľky vyplýva, že vážené priemery mocností sú do značnej miery závislé od priestorovej orientácie žilnej štruktúry. Rozdiely v minerálnej výplni žíl rôznych smerov sú dôležitým poznatkom pre zisťovanie mineralizačných závislostí od postupného otvárania žilných trhlín.

Otváranie puklinových systémov a ich vyplňovanie

Pri skúmaní otvárania puklinových systémov v sv. časti príbramského ložiska treba vyčleniť dve samostatné a časove vzdialené etapy: prvú, v ktorej vznikla vrásová stavba so svojimi zákonito orientovanými puklinovými systémami, a druhú, v priebehu ktorej boli puklinové systémy otvorené a vyplnené žilnými horninami a karbonátovými roztokmi. Časové rozpätie, ktoré vzájomne oddeľuje tieto dve etapy, je dané dobou intrúzie gabrového telesa, granitoidov stredočeského plutónu a jeho žilných derivátov. Druhá etapa vývoja puklinových systémov bola študovaná na rozdieloch v charaktere žilných výplní a ich vzťahu k puklinovým systémom. Podľa charakteru žilnej výplne trhlín a jej priestorovej orientácie voči hlavnej tektonickej osi b môžeme vyčleniť dve čiastkové, od seba oddelené fázy, v ktorých vznikali žilné horniny a karbonátové žily.

Otváranie puklinových systémov a ich vyplňovanie priamo nadväzuje na dozrievanie intruzívnej činnosti stredočeského plutónu. Otváranie puklín do značnej miery ovplyvnila expanzívnosť granitoidnej magmy, ktorá využila skôr založené a oslabené zóny. Pootvorenie puklín spojené s chladnutím a tým i zmenšovaním objemu plutónu nebolo súčasné a uplatnila sa pri ňom i orientácia jednotlivých puklinových systémov podľa smeru stykovej plochy plutónu a napätia, ktoré bolo vyvolané kontrakciou hmoty chladnúceho telesa. Radiálna tektonika a otváranie puklinových systémov, zabiehajúcich do okrajovej časti plutónu, sú vzájomne späté so zmenami objemu, podmienenými chladnutím plutónu.

Na obrázku 10 je znázornená schéma otvárania puklinových systémov v sedimentárnom algonkickom komplexe a vznik ich magmatickej a karbonátovej výplne. Prvým otvoreným systémom bol systém (Ok₀), vyplnený diabasovými horninami, ktoré sa vo vrcholovej časti antiklinály dostali i do medzivrstevných priestorov (001). Jeho otvorenie a vyplnenie bolo pravdepodobne spôsobené staršou intrúziou ešte pred vznikom granitoidov plutónu (P. Malík 1968). Otváranie ostatných systémov sa uskutočnilo v časovom odstupe s intrúziou stredočeského plutónu a odohralo sa v krátkom časovom rozpätí. Nasvedčuje tomu vzájomne blízky chemizmus jednotlivých žilných typov a ich zblížený smer, ktorý zodpovedá puklinám (hk₀₁) až (h00) algonkia. Kremenné porfýry a metaporfýry vznikli pravdepodobne krátko pred intrúziou plutónu, amfibolické lamprofýry a porfýrické bázické horniny prejavujú afinitu k súbežnému vývoju granitoidov v súlade s predstavou V. Steinochera (1969). Ich petrografia a chemizmus podľa P. Vlašímského (1971b) ukazujú však na afinitu k hlbinným bázickým horninám plutónu. Kyslé deriváty, prevažne intermediárne porfýrické horniny, biotitické lamprofýry a kremenné žily sú mladšie ako granitoidy plutónu a sú poslednými žilnými derivátmi magmatického procesu. Ich diferencovanosť je spôsobená genetickou afinitou k rôznym typom granitoidov plutónu (P. Vlašímský 1971b). Súčasne so setrižným puklinovým systémom (hk00₁) bola v centrálnej časti oblasti otvorená i časť šmykových puklín (h00), ktoré boli vyplnené



obr. 10 Schéma otvárania puklinových systémov pri vzniku horninových a karbonátových žíl v sv. časti pŕibramského uránového ložiska;
 A Žilné horniny: 1 — diabasové horniny; 2 — kremenné porfýry; 3 — metaporfýry; 4 — amfibolické lamprofýry; 5 — aplity a pegmatity; 6 — porfýrické intermediárne horniny; 7 — biotitické lamprofýry; 8 — kremenné žily; B. Karbonátové žily: 1 — štádium starého kalcitu; 2 — sideritovo-sulfidické štádium; 3 — kalcitové štádium; 4 — kalcitovo-smolincové štádium; 5 — kalcitovo-sulfidické štádium (pyritové);
 1 — hlavné puklinové systémy algonkia; 2 — tektonická os (os antiklinály); 3 — zistené tektonické pohyby; 4 — tektonické (β) hranice (J. Kutina 1963); 5 — označenie puklinových systémov

žilnými horninami rovnakého zloženia ako u puklín (hkO_1). Posledným trhlínovým systémom, ktorý bol otvorený a vyplnený žilnými derivátmi (aplity a pegmatiky s prechodom do aplitov a pegmatitov), bol systém (hO_1) založený už pri vzniku vrásovej stavby. Prenikajúcimi granitoidnými masami boli v blízkosti kontaktu oživené šmykové pukliny a naokôr vplyvom zmenšovania objemu plutónu otvorené (kontrakčné trhlíny) a vyplnené poslednými derivátmi. Po vyplnení systém (hkO_1) nastali po oslabených puklinách (OkO) tektonické pohyby prevažne prešmykového a poklesového charakteru.

Veľmi ťažko je vysvetliť vplyv nepravidelností povrchu kontaktnej plochy plutónu na vznik priaznivých tektonických podmienok pre otváranie žilných trhlín a vznik ich minerálnej výplne. Hydrotermálne karbonátové žily vznikali v sedimentárnom obale a len ojedinele zasahujú do plutónu, kde sa veľmi rýchlo vyklíňujú. Rozdiely v mineralogickej výplni karbonátových žíl (tab. 2) s rôznou priestorovou orientáciou sú základným kritériom pre určenie mineralizačných závislostí od postupného otvárania žilných trhlín, ktoré úzko súvisia s repretíciou tektonických pohybov v priebehu mineralizačného obdobia.

(OkO), ktoré sú vyplnené prevažne porudnými palcitmi K₅. Pri akceptovaní základných žilných skupín podľa polohy ich pólových maxím môžeme v ich žilnej výplni vidieť značné rozdiely, ktoré sa prejavujú od západu na východ. Kvantitatívne zastúpenie jednotlivých mineralizačných štádií v závislosti od orientácie žil k tektonickej osi b je uvedené v tabuľke 2. Nápadné zmeny mocností žilnej výplne sa prejavujú tiež na ich pozícii vzhľadom na os antiklinály, kde boli ťahové účinky silového poľa najväčšie a spôsobili najväčšie otvorenie žilných trhlín. V osnej časti antiklinály žily majú najväčšiu mocnosť a smerom na S a J sa vyklíňujú. Mocnosť žilnej výplne sa zväčšuje aj v miestach kríženia so staršími dislokáciami, kde bývajú vyvinuté i minerály starších vývojových štádií.

Po skončení mineralizačného obdobia nastalo tlakové uvoľnenie vo vyplnených žilných trhlínach, ktoré sa prejavilo v tektonických pohyboch v karbonátových žilách i nevyplnených puklinových systémoch. Následkom toho bola časť žilnej výplne porušená a intermineralizačné pohyby boli zamaskované mladšími pohybmi.

Do tlače odporučil O. Fusán

Literatúra

- ADÁMEK, P. 1968: Strukturně-tektonická analýza algonkia při SZ kontaktu stře-dočeského plutonu. Manuskript-archív Geol. priesk. čsl. uránového priemyslu, 108 s. Píbram.
- BILLINGS, M. P. 1972: Structural geology. Englewood Cliffs. New Jersey.
- CLOOS, H. 1925: Das Riesengebirge in Schlesien. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. Berlin.
- FATKOVÁ, J. et al. 1967: Závěrečná správa k prognózní mapě stře-dočeského plutonu. Manuskript-archív GPČSUP. Píbram.
- FEDIUK, F. — RÖHLICH, P. 1964: Profil barrandienským algonkiem jižně od Prahy. Geologický průvodce ÚÚG, vydáva ČSAV. Praha.
- FIALA, F. 1948: Algonkické slepence ve Středních Čechách. Sborník Stát. geol. ústavu, 15, s. 399—612. Praha.
- FIALA, F. 1948a: Příspěvek k poznání petrografické povahy valounů žitceckých slepenců. Věstník Stát. geol. ústavu, roč. 23, s. 261—276. Praha.
- HAVLÍČEK, V. — ŠNAJDR, M. 1951: Kambrium a ordovik v Brdských Hřebenech a na Jinecku. Sborník ÚÚG, 18. Praha.
- HAVLÍČEK, V. 1962: Tektonické porušení barrandienského paleozoika. Sbor. geol. věd, G, sv. 1, s. 77—102. Praha.
- HEJTMAN, B. 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornin. Vydav. ČSAV. Praha.
- KETTNER, R. 1918: Návrh na některé změny stratigrafického označování vrstev nejstarších oddílů Barrandienu. Rozpravy České akademie, roč. 27, č. 13. Praha.
- KETTNER, R. 1917: Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. Geolog. Rundschau, č. 8, s. 287—350. Praha.

- KETTNER, R. 1925: Správa o geologických studiích v okolí Dobříše a Nového Knína. Sbor. Čes. spol. zeměvěd., roč. 21, č. 3—4, s. 137—156. Praha.
- KOMÍNEK, J. et al. 1965: Zpráva o výsledcích geologicko-strukturního a topomine-ralografického studia úseku Obořiště. Manuskript-archív Generál. riad. ČSUP. Příbram.
- KOMÍNEK, J. — PETROŠ, R. 1969: Zpráva o výzkumných pracích na úseku Obořiště. Manuskript-Geofond. Praha.
- KOMÍNEK, J. — PETROŠ, R. 1970: Zpráva o výzkumných pracích na úseku Obořiště. Manuskript-Geofond. Praha.
- KRATOCHVÍL, F. 1959: O některých horninách z příbramské rudní oblasti a v žilách březohorského důlního okrsku. Manuskript-Geofond. Praha.
- KUKAL, Z. 1966: Zdroje klastického materiálu sedimentů příbramsko-jineckého kam-bria. Sbor. geol. Věd, G, sv. 10. Praha.
- KUTINA, J. 1955: Genetische Diskussion der Makrotexturen bei der geochemischen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges in Příbram. Chemie der Erde, č. 17., s. 241—323. Berlin.
- KUTINA, J. 1957: Příspěvek ke klasifikaci zonálnosti na rudních žilách. Universita Carolina, č. 3, s. 197—225. Praha.
- KUTINA, J. 1963: The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Příbram ore veins. In Symposium „Problems of postmagmatic ore deposition“, zv. 1. Praha.
- MALACHOV, A. A. 1958: O posloupnosti vzniku hydrotermálních ložisek geneticky spjatých s tvorbou středoečeského plutonu. Časopis pro mineralog. a geologii, č. 3, s. 414—414, Praha.
- MALÍK, P. 1968: Strukturně-tektonická analýza SV části příbramského uranového lo-žiska. Diplomová práce. Manuskript-archív Přírod. fak. Karl. university, 147 s. Praha.
- MALÍK, P. 1971: Geologické pomery a štruktúrno-tektonická analýza severovýchodnej časti příbramského uranového ložiska. Rigorózná práca, Manuskript-archív Prír. fakulty Komenského univ., 129 s. Bratislava.
- MALÍK, P. — VLAŠÍMSKÝ, P. 1970: Bazické těleso při SZ okraji středoečeského plutonu u Libice na Příbramsku. Věst. ÚÚG, roč. 45, č. 6, s. 347—345. Praha.
- MÁŠKA, M. 1954: K tektonické analýze kryštalínika (drobná tektonika Krkonoš), Naklad. ČSAV. Praha.
- PALIVCOVÁ, M. 1956: Geologicko-petrografické poměry v kozohorském pásmu a jeho nejbližším okolí (Dobříšsko). Sbor. ÚÚG, roč. 22. Praha.
- PETROV, R. P. et al. 1960: Uslovija lokalizacii mestoroždenij urana v Pržibramskom rudnom pole. Manuskript-archív generál. riad. ČSUP. Příbram.
- RÖHLIG, P. 1961: Nástin geologie mezi Dobříší a Úvaly. Věst. ÚÚG, roč. 36, č. 3, s. 177—187. Praha.
- RÖHLIG, P. 1964: Podmorské skluzy a bahnotoky v nejmladším středoečeském algonkiu. Sbor. geol. věd, řada G, sv. 6, s. 89—122. Praha.
- RÖHLIG, P. 1965: Geologische probleme des mittelböhmischem Algonkiams. Geologie, roč. 14, zoš. 4, s. 481—486. Berlin.
- STEINOCHEK, V. 1969: Látkové složení, provincionální charakter a petrografie středoečeského plutonu. Rozpravy ČSAV, matem. — přírod. roč. 79, č. 1. Praha.
- ŠKUBAL, M. et al. 1964: Závěrečná zpráva úseku š. č. 24 a 55 Libice — Obořiště]. Manuskript-archív Geol. prieskum ČSUP. Příbram.

- TARABAŇKO, P. I. 1965: Informacionnyj otčet o rezultatach litologičeskogo izučenia otloženij pospilitovoj svit pržibramskogo mestoroždenija. Manuskript-archív ČSÚP. Příbram.
- URBAN, K. 1937: Geologie rudního ložiska v Bohutíně u Příbrami a jeho okolí. Věst. Stát. geol. úst. ČSR, č. 13, s. 106—143. Praha.
- VACHTI, J. 1932: Geologicko-petrografické poměry okolí Milína, JV Příbrami. Věst. Stát. geol. úst. ČSR, č. 8, s. 228—233. Praha.
- VLAŠÍMSKÝ, P. 1968: Hypabysální horniny v jihozápadní části II pásma břidličného na Příbramsku. Dipl. práce, Manuskript-archív. Přír. fakulty KU. Praha.
- VLAŠÍMSKÝ, P. 1969a: Žilné vyvřeliny v oblasti Příbramského uranového ložiska a jejich vztah k hydrotermální mineralizaci. Sborník Hornická Příbram ve vědě a technice, geologie rudních ložisek.
- VLAŠÍMSKÝ, P. 1969b: Pokambrické žilné horniny v příbramské rudní oblasti. Manuskript-archív Přír. fakulty KU. Praha.
- VLAŠÍMSKÝ, P. 1971a: Zpráva o výzkumu vyvřelín na úseku Skalka a Obořiště. Manuskript-Geofond. Praha.
- VLAŠÍMSKÝ, P. 1971b: Žilné horniny v příbramské rudní oblasti. Sbor. geol. věd, řada G, sv. 21, s. 83—108. Praha.
- ZELENKA, L. 1925: Přehled geologie Říčanska. Věst. Stát. geol. ústavu ČSR, sv. 1, s. 131—137. Praha.
- ZIKMUND, J. et al. 1962: Zpráva o geologickém mapování v oblasti Obořiště — Daleké Dušníky. Manuskript-archív Geol. průskumu ČSÚP. Praha.
- ŽEŽULKOVÁ, V. 1961: Žilné vyvřeliny na Příbramsku. Věst. ÚÚG, roč. 36, sv. 2, s. 109—113. Praha.

Pavel Malík

Tectonic analysis of the northeastern part of the Uranium deposit in Příbram

Summary of the Slovak text

The author presents the results of structural-tectonic analysis of the northeastern part of the Uranium deposit in Příbram, with respect to the development of hydrothermal carbonate veins.

Most attention was paid to the analysis and statistic treatment of fissure systems, of disjunctive structures; to their relationship with the fold structure and with the genesis of hydrothermal carbonate veins, some of them with uranium mineralization. Systems of cleavages and fissures in an Algonkian post-spillite rock complex are controlled by the fold structures, and partially by stress reflected in faults and dislocations. The fact that cleavages are controlled by the anticlinal structure of the area may be regarded as a proof of their mutual dependance due to compressive stress. Most likely, the fissure systems were formed as late as the final period of the structural history of the region by the same regional processes and forces as the fold structure

proper. Subsequent tectonic processes with the rise of faults regularly oriented toward the fold structure revived the fissure systems. Opening and filling of the cleavages resulted in carbonate veins and vein rocks connected immediately with the fading-out intrusive activity of pluton.

Carbonate veins and the fissure systems are regularly controlled by the fold structure. Being oriented toward the tectonic axis *b*, they trace directions of the most pronounced fissure systems situated in the level of the principal stress.

The filling of hydrothermal carbonate rocks comprises products of five evolutionary stages of mineralization. Among them, the recently distinguished stage of „ancient calcite“ needs a comparative examination within the entire ore field of Příbram. In connection with the study of mineral filling, investigated was crystallization from hydrothermal solutions. Besides alternations in thickness due to depth, the carbonate veins exhibited mineralizations controlled by spatial orientation of vein fissures. The control was due to opening of the fissures from the southwest toward southeast during the principal mineralization stage. Individual stages of mineralization are the result of gradual opening of vein fissures with continuous development of a deep-seated ore-bearing source.

Translation by E. Jassingerová

Captions to figures 1—10 and tables 1—2

Fig. 1 A sketch map of the northeastern part of the Uranium deposit Příbram (P. Malík 1973).

1 — schists, graywackes, sandstones, claystones; 2 — the Dobříš conglomerates; 3 — the Lečice beds; 4 — quartz porphyries and metaporphyrites of the Kozohory Zone; 5 — the Hluboš conglomerates; 6 — the Sádce sandstones; 7 — the Žitce conglomerates; 8 — granitoids of the Central-Bohemian pluton; 9 — a gabbro body; 10 — vein rocks; 11 — faults; 12 — strike and dip of beds; 13 — the axis of the anticline; 14 — principal mining plants in the 13th horizon (624.0 m below surface); 1—2: Algonkian (the postspilite series); 3 — Algonkian (the spilite series); 5—7: Cambrian.

Fig. 2 Diagram of lines of dip of bedding planes — ss planes (mining area — pit 25, 270 lines of dip — P. Malík 1968).

Fig. 3 Diagram of poles of bc planes (h00 and their undulation (the 13th horizon, pit 25, 127 measurements — P. Malík 1968)

1 — axes of undulation; A — poles of bc planes; B — angles of dispersion of bc planes.

Fig. 4 Diagram of axes points of mutual intersection of ss planes). (Mining area — pit 25, 1170 axes, P. Malík 1968).

Fig. 5 Complex diagram of the maxima of the poles of fissures (mining area-pit 25, 240 maxima — 6958 fissures, P. Malík 1968).

Fig. 6 Complex diagram of maxima of poles of the fissures of vein- and hypogenic rocks in the northeastern part of the uranium deposit Příbram. 1 — maxima of fissures of the Algonkian; 2 — granodiorite porphyrites; 3 — diorite porphyrites; 4 — lamprophyres (minettes); 5 — a marginal facies of the Central-Bohemian pluton; 6 — a gabbro body; 7 — granite porphyries; 8 — planes of maxima of vein rocks: 1 — diabases; 2 — diorite porphyrites; 3 — granodiorite porphyrites; 4—5 granite porphyries; 6 — lamprophyres (minettes); 7 — aplites and pegmatites; 8 — quartz veins.

Fig. 7 Diagram of poles of dislocations in the mining area — pit 25 (190 measurements — P. Malík (1969).

Fig. 8 Diagram of poles of hydrothermal carbonate veins in the northeastern part of the uranium deposit Příbram (90 measurements — P. Malík 1968).

Fig. 9 Complex diagram of maxima of poles of the carbonate veins, dislocations, and the highest concentrations of maxima of poles of fissures of the Algonkium (P. Malík 1971).

1 — maxima of dislocations; 2 — the highest concentrations of maxima of the fissures of the Algonkium; 3 — maxima of carbonate veins.

Fig. 10 A scheme of opening of fissure systems at the rise of the rock — and carbonate veins in the northeastern part of the uranium deposit Příbram.

A vein rocks: 1 — diabase rocks; 2 — quartz porphyries; 3 — metaporphyrites; 4 — amphibole lamprophyres; 5 — aplites and pegmatites; 6 — intermediary porphyric rocks; 7 — biotitic lamprophyres; 8 — quartz veins;

B carbonate veins: 1 — the stage of ancient calcite; 2 — the siderite-sulphidic stage; 3 — the calcite stage; 4 — the calcite-uranite stage; 5 — the calcite-sulphidic (pyrite)

stage; 1 — principal fissure systems of the Algonkian; 2 — tectonic axis (the axis of the anticline); 3 — tectonic movements ascertained; 4 — tectonic () boundaries (J. Kutina 1963); 5 — marking of fissure systems.

Table 1 Diagram of weighted averages of thickness of the individual evolutionary stages in veins in the northeastern part of the uranium deposit Příbram (P Malík 1971).

Note: the average values are in cm.

Table 2 A scheme of succession of the northeastern part of the uranium deposit Příbram (J. Komínek 1969; P. Malík 1971).

1 — tectonic () boundary (J. Kutina 1963); 2 — growth limit (J. Kutina 1963).

Aurel Brlay

Centrálna časť novobansko-klakovského rudného rajónu a jeho metalogenetický význam

Abstract. On the grounds of new data, the author deals with metallogeny of the western part of the Central-Slovakian neovolcanites in the West Carpathians. Presented is brief information on the situation in neovolcanites and in the basement. Basing upon the results of analyzing important geological-mineralogical factors, the author points out to prospective areas of possible occurrences of ores.

Prejavy rudnej mineralizácie geneticky spojené s trefohorným vulkanizmom sa prakticky obmedzujú na vulkanické komplexy a len ojedinele zasahujú aj do okolitého kryštalinika, mezozoika a do terciérnych sedimentov.

Neogénna vulkanická činnosť v oblasti Západných Karpát prebiehala v zmysle H. Stilleho) v záverečných štádiách vývoja alpínskeho orogénu v etape subsekventného vulkanizmu a uplatnila sa v pásmach mobilných zón vo vnútornej časti karpatského oblúka.

Pohyb regionálnych celkov spôsobil laterálne sťahovanie tektonickej mobility, subsidenčné terciérne bazény sa premiestňovali od JV na SZ až Z (D. Vass—M. Marková—O. Fusán 1968), a to podmieňovalo migráciu zón aktívneho vulkanizmu.

Je príznačné, že hlavné mineralizačné pochody sa odohrali práve v priestoroch centier aktívneho vulkanizmu, ktoré sú zo štruktúrno-metalogenetického hľadiska najbohatšie a najpestrejšie v subzóne stredoslovenských neovulkanitov.

V rámci subzóny stredoslovenských neovulkanitov rozlišujeme štyri rudné rajóny, a to: novobansko-klakovský, štiavnicko-hodrušský, kremnický a rajón Poľany a Javoria.

Predmetom článku je najzápadnejší rajón subzóny stredoslovenských neovulkanitov — rajón novobansko-klakovský. Línia tektonickej porušenia a premien charakteristických pre neovulkanity má severojužný priebeh a siaha od severných okrajov Bátovskej kotliny (okolie Pukanca a Devičian) cez Pohronský Inovec až do centra masívu Vtáčnika.

Plošný rozsah rajónu tvorí približne 100 km². Je v ňom zaregistrovaných 6 hlavných mineralizovaných úsekov, čo predstavuje približne 17 km² metalogenetickej akumulácie na 1 mineralizovaný úsek (bod).

Geologická stavba rajónu

Geologické formácie

1. podložie stredoslovenských neovulkanitov

2. vlastný neovulkanický komplex

1. Podľa výsledkov hlbokých vrtov (GK-9, GK-13, GK-14) v podloží neovulkanitov sú tieto subformácie:

a) *komplex kryštalinika* s kryštalickými bridlicami, metamorfikami a granitoidmi trábečského, prípadne i veporského typu, hlavne v južnej časti rajónu v oblasti „rudnianskeho chrbta“;

b) *komplex sedimentov* mladšieho paleozoika zastúpený karbónom chočskej jednotky (tmavosivé ílovité, ílovitopiesčité, ílovitosericitické bridlice, kremítodrobové pieskovce, aleurity, psamity, kremité konglomeráty s valúnmi kremeňa a fylitov);

c) *formácia permu chočskej jednotky* s kremítodrobovými pieskovcami, ílovitopiesčitými, výrazne bridličnatými sedimentmi s polohami melafýrov a ich tufov;

d) *formácia sedimentov mezozoika* krížňanskej jednotky (vápence, dolomity, vápnité sliene).

2. Vo vlastnom vulkanickom komplexe neogénu sa nachádza

a) vulkanickoplutonická formácia so subformáciami (dajky granodioritov porfýrov), dacity, ryodacity, ryolity, efuzívne i extruzívne formy pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických a amfibolicko-biotitických andezitov;

b) subformácia finálnych bazanitoidov (typ Putikov vrch).

Hlavné štruktúrno-tektonické prvky rajónu

Na krížovaní s.-j. smeru novobansko-klakovskej zóny s hronskou poruchou (SV—JZ) je rajón maximálne oslabený, a preto sa tu vytvorili priaznivé podmienky pre vývoj hlavných rúdnych dištriktov. Význačným rudolokalizujúcim faktorom sú intrúzie a žily neovulkanických magmatík, ktoré sledujú tieto štruktúry. Subparalelným systémom novobansko-klakovskej zóny je prochofská porucha s andezitovými a hlavne ryolitovými extrúziami, ktoré sprevádza Te, Sn, Mo mineralizácia (J. Valach 1968).

Hlboké vrty v novobansko-klakovskom rajóne priniesli ďalšie nové poznatky. Na základe faktov získaných z vrtov GK-9, GK-13, GK-14 a naposledy i z vrtu GK-15 bolo možné sledovať a definovať staršie predvulkanické štruktúrne etáže a vymedziť priaznivé štruktúry pre metalonosnosť, samozrejme v návaznosti na pomery v celom metalogenetickom vývoji Západných Karpát.

Chronologicky zoradené etáže majú túto postupnosť:

— spodná štruktúrna etáž: v hlbokom podloží považujeme za najstarší element kryštalinikum Trábeča a Vepora (kryštalické bridlice, migmatity, ruly ap.) s intrúziami varískych granitoidov;

- stredná štruktúrna etáž: na uvedenom kryštaliniku je nasunutá séria karbónu, permu chočského príkrovu a mezozoika krížňanského príkrovu;
- vrchná štruktúrna etáž: patria do nej série paleogénu, neogénu a pliocénu.

Metalogenetická charakteristika

Rudné formácie v novobansko-klakovskom rajóne možno začleniť do týchto komplexov takto:

a) V spodnej štruktúrnej etáži sa akumulácie rúd nevykytujú. Výnimku tvoria hydrotermálne Cu rudy z vrtu GK-13 v granitoidoch Tríbeča, ktoré však môžu byť epigenetické.

b) V strednej štruktúrnej etáži karbónskych a permských sedimentov, v ktorej sa uplatnila vulkanická činnosť bázického charakteru, sa stretávame so syngenetickými Cu-Fe rudami (vrt GK-14), charakteristickými pre báziká chočskej jednotky na celom území ich vývoja v Karpatoch.

Problematické je zaradenie Cu formácie ložiska Píla, ktoré priestorovo veľmi tesne súvisí s neovulkanickými rudotvornými procesmi (remobilizácia nám dnes neznámych zdrojov), nie je však vylúčené, že vznikla v strednom triase alebo v kriede v závislostiach od plutonizmu v hĺbke.

c) Vo vrchnej štruktúrnej etáži sú rudné formácie rýdzo hydrotermálneho pôvodu, ktoré vznikli počas vývoja terciérneho vulkanizmu v závislosti od magmatických zdrojov až do postvulkanických procesov. Sú to formácie:

skarnová — karbonátová (na styku mladých intrúzií s kompetentným prostredím mezozoika (trias) paleozoika,

hydrotermálne žily s Te, Mo, Sn s kýslými intrúziami v priestore Vtáčnika,

hydrotermálne žily s Pb, Zn, Cu súvisiace s nástupom andezitov II. až III. fázy (Rudno, Brehy, Píly Pb),

teletermálne žily s Au, Ag dnes už vyčistené, spojené s aktivitou ryolitového vulkanizmu Pukanec, Rudno, Brehy, Nová Baňa.

1. Premenené horniny sa koncentrujú hlavne okolo rudných hydrotermálnych žilných výskytov a zdá sa, že sú jedným z dôležitých sprievodných znakov výskytu rúd plutogénneho pôvodu. Premeny sledujú rajón po celej dĺžke a tvoria pomerne pestrú paletu.

a) Sprievodným znakom skarnotvorných procesov je epidotizácia, potvrdená v centrálnej časti dištriktu (GK-14).

b) Rozsiahla plošná propylitizácia vznikla v prvých fázach vulkanickej aktivity. Vytvárala sa pri zakladaní prírodných mineralizovaných roztokov, dôležitých pre tvorbu rúd v mladovulkanickej epoche. Je charakteristická pre nástup hydrotermálnych procesov vôbec. Platí to pre všetky výskyty.

c) Premeny typu argilitizácie, silicifikácie a alunitizácie boli spojené so započatím III. andezitovej fázy (Nová Baňa, Rudno nad Hronom, Brehy, Píla).

d) So započatím 3. ryolitovej fázy je časovo i priestorovo spätá *adularizácia*, nízkotemperatúrna propylitizácia, kaolinizácia (Nová Baňa, Rudno nad Hronom).

e) Premeny, ktoré súvisia s dozvukmi hydrotermálnych procesov a s prechodom do supergénných podmienok, sú vyjadrené argilitizáciou a kaolinizáciou.

2. Aureoly rozptylu kovov sa skúmali v niekoľkých etapách. Slúžia pri zisťovaní nádejnosti neznámych rudných objektov s výraznými okolorudnými alebo rudolokalizujúcimi premenami.

Primárne aureoly rozptylu boli vo vrtoch sledované tradičnou spektrálnou analýzou (GK-14, GK-13, GK-9; A. Brlay 1972, 1973 — nepublikované). Bolo dokázané, že koncentrácie Au-Ag sa vyskytujú u ryolitov; Pb, Zn, Cu sa koncentrujú v dacitoch a granodioritoch-porfýroch, kým Cu v granodioritoch-porfýroch. V skarnoch sa koncentruje Cu, Fe, a to v masívnych granodioritových intrúziách, predovšetkým v prostredí schopnom vytvárať skarny alebo metasomatický proces.

Sekundárne aureoly rozptylu sledované v korytách potokov nie sú vhodné na identifikáciu primárnych rúd, ale iba Cu. Analýzy pôdných vzoriek (metalometria) neposkytli dostačujúce údaje pre prípadné objavenie skrytých ložísk.

3. Rudolokalizujúce a okolorudné štruktúry. Pre rudnú formáciu skarnov je dôležitá prítomnosť malých intrúzií a vhodného prostredia (Brehy). Uplatňuje sa pritom aj litologicko-plutogénna kontrola. Tvorba skarnových polymetalických rúd — vápenatých skarnov závisí od prostredia a počiatočných fáz mladovulkanickej trefohornej aktivity.

Pre mladovulkanický komplex formácií Au, Ag—Pb, Zn, Cu hydrotermálnych žíl je rudolokalizujúcim faktorom vznik puklín a trhlín, do ktorých sa mohli rudonosné roztoky usadzovať (Rudno, Brehy, Pukanec, Nová Baňa).

4. Litologická kontrola. Uplatnila sa predovšetkým v starších geologických formáciách, hlavne v sedimentoch paleozoika a mezozoika. Vývoj Cu rúd v perme závisí od prítomnosti efuzívnych polôh v sedimentárno-efuzívnych horninách permu. Na mandľovcové dutiny sa viažu spolu s barytom a kalcitom mineralizácie Cu, Fe (chalkopyrit, pyrotín).

Pre horečnaté a vápenaté skarny Pb, Zn, Cu je priaznivým litologickým prostredím formácia karbonátov triasu krížňanského príkrovu (Brehy, Rudno nad Hronom).

5. Väzba zrudnenia na geologické formácie. Rudná formácia skarnov Pb, Zn, Cu sa priestorove viaže na strednú štruktúrnu etáž. Geologické formácie sedimentov paleozoika a mezozoika uzatvárajú v sebe Cu-zrudnenia stratiformného typu a metasomatické Pb-Zn rudy.

Rudná formácia hydrotermálnych rúd Pb, Zn, Cu sa viaže hlavne na vrchnú štruktúrnu etáž, a to na vulkanoplutonický komplex reprezentovaný andezitovým vulkanizmom. Au-Ag zrudnenie sa viaže na obdobie činnosti ryolitov a ich posthydrotermálnych dozvukov.

Zákonitosti priestorového rozmiestenia jednotlivých

typov závisia predovšetkým od štruktúrnych a magmatických podmienok. Dôležitý je poznatok, že rudy sa hromadia v tektonicky najviac prepracovaných územiach, s čím súvisí aj prítomnosť malých intrúzií v rámci vývoja vulkanizmu (pre skarny), ďalej dajkovej formácie andezitov a dacitov pre Pb, Zn, Cu formácie a ryolitových extrúzií pre Au-Ag formáciu.

Strednú a vrchnú štruktúrnu etáž novobansko-klakovského rudného rajónu rozčlenil na menšie jednotky St. Polák (1958), A. Brlay (1962) a J. Štohl — M. Böhmner (1968).

Stredná štruktúrna etáž predstavuje novoobjavenú rudnú formáciu skarnových rúd Pb—Zn—Cu v rudnom poli Brehy—Rudno n/Hr. a Cu—Pb—Zn formácie vtrúsených a žilných rúd v oblasti Píla.

Zonálnosti v jednotlivých lokalitách neboli dosiaľ preštudované, pretože niet dostatočného prístupu pre vertikálne sledovanie rozmiestnenia periód a kvantitatívneho zastúpenia prvkov. Pre vulkanity je všeobecne platná polyascendantná zonálnosť v niekoľkých generáciách a periódach [podľa údajov z vrtu GK-13 a GK-14].

Erozívny zrez novobansko-klakovského rajónu má základné črty reliéfu vulkanitov mladokarpatskej epochy, stredná a spodná štruktúrna etáž nevychádzajú na povrch v celom priebehu rajónu, iba na jej jv. a sz. ukončení. Vrchná štruktúrna etáž zahŕňa niekoľko rudných polí:

1. rudné pole Pukanec — Au-Ag formácia
2. rudné pole Rudno nad Hronom — Au-Ag, Pb-Zn-Cu formácia
3. rudné pole Nová Baňa — Au-Ag formácia
4. rudné pole Prochoť — Te-Sn-Mo formácia

Vyznačujú sa osobitosťami geologickej stavby, štruktúr a zrudnení, čo je dostatočným kritériom na to, aby sme ich považovali za rudné polia. Hlavné prvky v metalogenetických procesoch uvedeného rajóna sú Au-Ag, Pb-Zn-Cu a Cu-Fe, vedľajšími sú Te-Bi-Sn-Mo.

6. Metalogenetické epochy, ich štádia a vývoj v priestore a čase. Na území rajónu sú vyvinuté geologické formácie troch metalogenetických epoch: predvarískej, hercýnskej a alpínskej. V predvarískej epoche sa na našom území neuskutočnili žiadne metalogenetické pochody.

Do finálnej etapy poorogénneho štádia hercýnskej epochy možno začleniť vulkanosedimentárne prejavy Cu-Fe rúd v perme, zastihnuté vrtom GK-14. Do tejto etapy patria pravdepodobne aj hydrotermálne žilné prejavy Cu rúd v granitoidoch Tríbeča (vrt GK-13).

V rámci alpínskej epochy sa rudná mineralizácia sústredila cez malé intrúzie do kompetentných hornín sedimentárneho obalu, kde vytvorila z vrtoz známe vápenaté i horečnaté skarny (rudniansky chrbát). Je možné, že taký pôvod má aj Pb zrudnenie v Píle.

V rámci finálnej etapy postorogénneho štádia alpínskej epochy sa tvorili neovulkanity. Ide o deriváty kyslej magmy a jej diferenciátov (andezit, dacit, ryolit). V súvislosti s touto vulkanogénno-plutogénnou aktivitou vznikli Au-Ag rudy a Fe-Zn-Pb-Cu-rudy. Zodpovedá finálnej tardicinematickej etape alpínskej epochy.

Perspektívy a prognózy

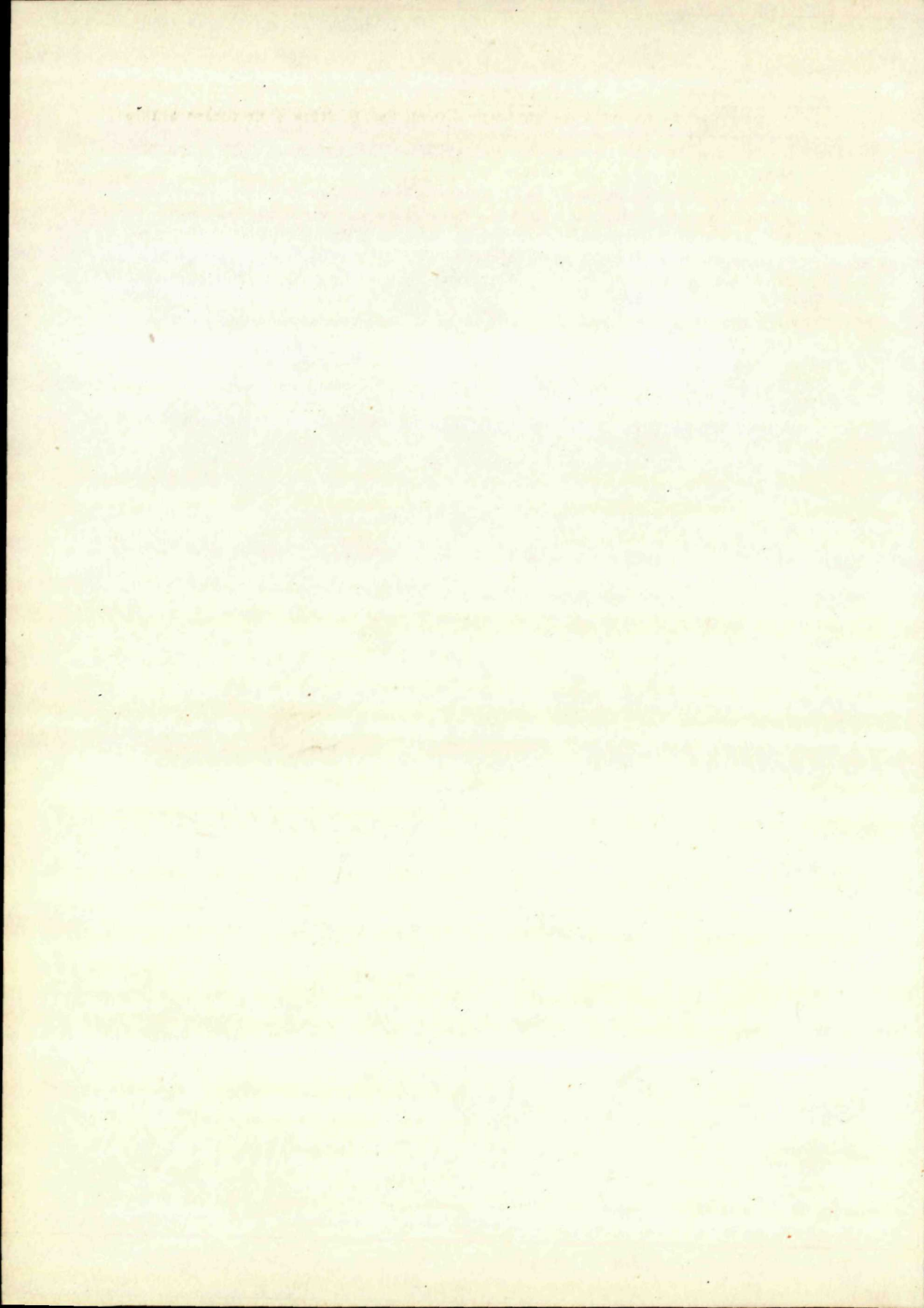
Za perspektívnu oblasť Pb, Zn (Cu) formácie v zmysle dnešných poznatkov považujeme hlbokú časť vrchnej štruktúrnej etáže v oblasti Rudno nad Hronom a priestory s rudolokalizujúcimi premenami. V strednej štruktúrnej etáži (karbón, perm, mezozoikum) v podloží neovulkanitov treba počítať s bohato rozvinutým skarnovým zrudnením, hlavne v priestore rudnianskeho chrbta a tam, kde sa na stavbe zúčastňujú malé intrúzie v subvulkanickej úrovni.

Do tlače odporučil M. Kuthan

Literatúra

- BIELY, A. 1960: Základný geologický výskum mezozoika Tribečského pohoria. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BÖHMER, M.—ŠTOHL, J. 1968: Laws of Location and Development of Endogenous Mineralisation in Neovolcanites of Central Slovakia. Report of the Twenty-Third Session. Sec. 7, Endogenous ore Deposits. Prague.
- BRLAY, A. 1964: Správa o geologicko-ložiskových pomeroch v okolí Rudna nad Hronom, Brehov, Pukanca. Správy o geol. výskumoch v roku 1963. GÚDŠ. Bratislava.
- BRLAY, A. 1970: Čiastková záverečná správa o výskume na úkole 34/A. Záverečná správa o vrte GK-14. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BRLAY, A. 1973: Čiastková záverečná správa za rok 1973. Metalogenetická mapa, list Nitra M-34-XXXI. Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1961: K premenám neovulkanitov na Slovensku. Geol. práce, Správy 23. Bratislava.
- FORGÁČ, J.—KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E.—KONEČNÝ, V.—KUTHAN, M. 1968: Subsequent and Final volcanism of the West Carpathians (Central Slovakian region) IGC. Report of the Twenty-Third Session.
- KAROLUS, K. 1967: Záverečná správa o geologickom mapovaní na liste Nová Baňa a Zlaté Moravce. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1972: Ročná správa za rok 1971. Hlboký štruktúrny vrt GK-9 (Rudno nad Hronom). Bratislava.
- KAROLUS, K.—VOZÁR, J. 1972: Ročná správa za rok 1971. Hlboký štruktúrny vrt GK-13 (Nová Baňa). Bratislava.
- KAROLUS, K.—FORGÁČ, J. 1969: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Hronskom Inovci, v mierke 1:100 000. Mineralia slov. Spišská Nová Ves.
- KONEČNÝ, V.—LEHOTAYOVÁ, R.—MARKOVÁ, M.—VASS, D. 1969: Relations between Tectonic Mobility of sedimentary Basins and center of Subsequent Volcanism of central Slovakian region. Geol. práce, Správy 48. Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J.—ZBOŘIL, L. 1973: Geologicko-geofyzikálny výskum hlbokého podložia stredoslovenských neovulkanitov s riešením jeho vzťahu k vývoju vulkanických komplexov. Etapová správa na úkole č. 5108. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

- KUBÍNY, D. 1963: Nové poznatky o geológii ložiska pri Píle v Pohronskom Inovci. Geol. práce, 29. Bratislava.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXI, Nitra. GÚDŠ. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1964: Výskum hlbokého podložía neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Správy o geol. výskumoch v r. 1963. Bratislava.
- ŠATALOV, E. T. 1971: Metalogenetičeskoj analiz rudokontrolizujuščich faktorov v rudnych rajonach. Izdateľstvo Nedra. Moskva.
- VALACH, J.—KÚŠIK, R. 1974: Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika. Mineralia Slovaca 6/1.
- VOZÁR, J. 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973: Výskum podložía stredoslovenských neovulkanitov na základe získaných faktorov z vrtu GK-14. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- ZÁBRANSKÝ, F. 1969: Skarnové ložiská v oblasti Štiavnického ostrova. Mineralia slov. Spišská Nová Ves.



Miroslav Hrašna—Ján Vlčko

Ukážka spracovania inžinierskogeologických máp na číslicových počítačoch

(3 tab., 3 príl. v texte, anglické resumé)

Abstract. The authors are presenting a report on the method of preparing engineering-geological maps on computers, describing the programs applied to map preparation, pointing to their suitability for various rock complexes, possibilities and causes of errors in graphical outputs and a practical example of analytical maps set up on computers. In evaluating the actually prepared system of engineering-geological data processing they draw the attention to the necessity of its improvement, for which they are indicating the practical hints.

V súvislosti so zostavovaním inžinierskogeologických máp 1:25 000 vo vybraných oblastiach ČSSR sa začala overovať tiež možnosť ich spracovania na číslicových počítačoch. Úloha sa rieši v návaznosti na zostavenie niekoľkých mapových listov situovaných v rozdielnych geologických pomeroch. Na Slovensku sa možnosť takéhoto spracovania overuje v oblasti Záhorskej nížiny. Cieľom predkladaného príspevku je podať stručný prehľad o metodike riešenia úlohy a zhodnotiť výsledky dosiahnuté pri zostavovaní prvých listov inžinierskogeologických máp v tejto oblasti.

Výber, formalizácia a záznam údajov

Nevyhnutným predpokladom pre zavedenie výpočtovej techniky do praxe určitého odboru je zjednotenie požiadaviek na kvalitu a množstvo údajov, ktoré majú byť použité pri riešení úloh daného odboru. Za účasti zástupcov rôznych podnikov a inštitúcií zaoberajúcich sa inžinierskou geológiou boli preto v prvej etape riešenia úlohy navrhnuté záznamové listy pre zber inžinierskogeologických údajov. Pri návrhu záznamov sa vychádzalo z platných československých noriem, ako i niektorých odborových noriem a metodických predpisov. Formálna stránka záznamov vyplynula z požiadaviek na prvotné doklady pre dierovanie štandardných štítkov IBM-80 a zo snahy o názorný, ľahko zapamätateľný spôsob kódovania údajov. Pri výbere informácií, ktoré majú byť zhromaždené, sa vychádzalo z úloh

RNDr. Miroslav Hrašna, Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PFUK, Zaduňajská 15. Bratislava

P. g. Ján Vlčko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava

Inžinierskej geológie ako celku, to znamená, že zo záujmových oblastí sa zhromažďia všetky údaje, ktoré je možné vzhľadom na ich charakter a kvalitu použiť pri riešení akejkoľvek úlohy inžinierskej geológie. Tento spôsob zhromažďovania inžinierskogeologických údajov je totožný so zásadami zberu informácií pri inžinierskogeologickom mapovaní a je ním súčasne podaná i definícia účelu spracovania dát. Zároveň sa tým vytvára i základ pre realizáciu tzv. inžinierskogeologickej databanky, ktorá ako moderný účelný systém archivácie inžinierskogeologických údajov nahradí v budúcnosti doterajší ťažkopádny systém Geofondu.

Vyplnené záznamové listy slúžia ako podklad pre dierovanie osemdesiatich stĺpcových diernych štítkov v kóde IBM, ktoré sú použité pre vstup do počítača, kde sú zaznamenané údaje potom uložené na magnetickú pásku. Používa sa ako vstupné médium pre riešenie jednotlivých programových úloh (okrem grafického spracovania metódou SYMAP, pre ktoré sa v rámci riešenej úlohy doteraz používajú odvodené, strojom nadierované štítky). Použité záznamové listy s príkladom zakódovania sú na obr. 1.

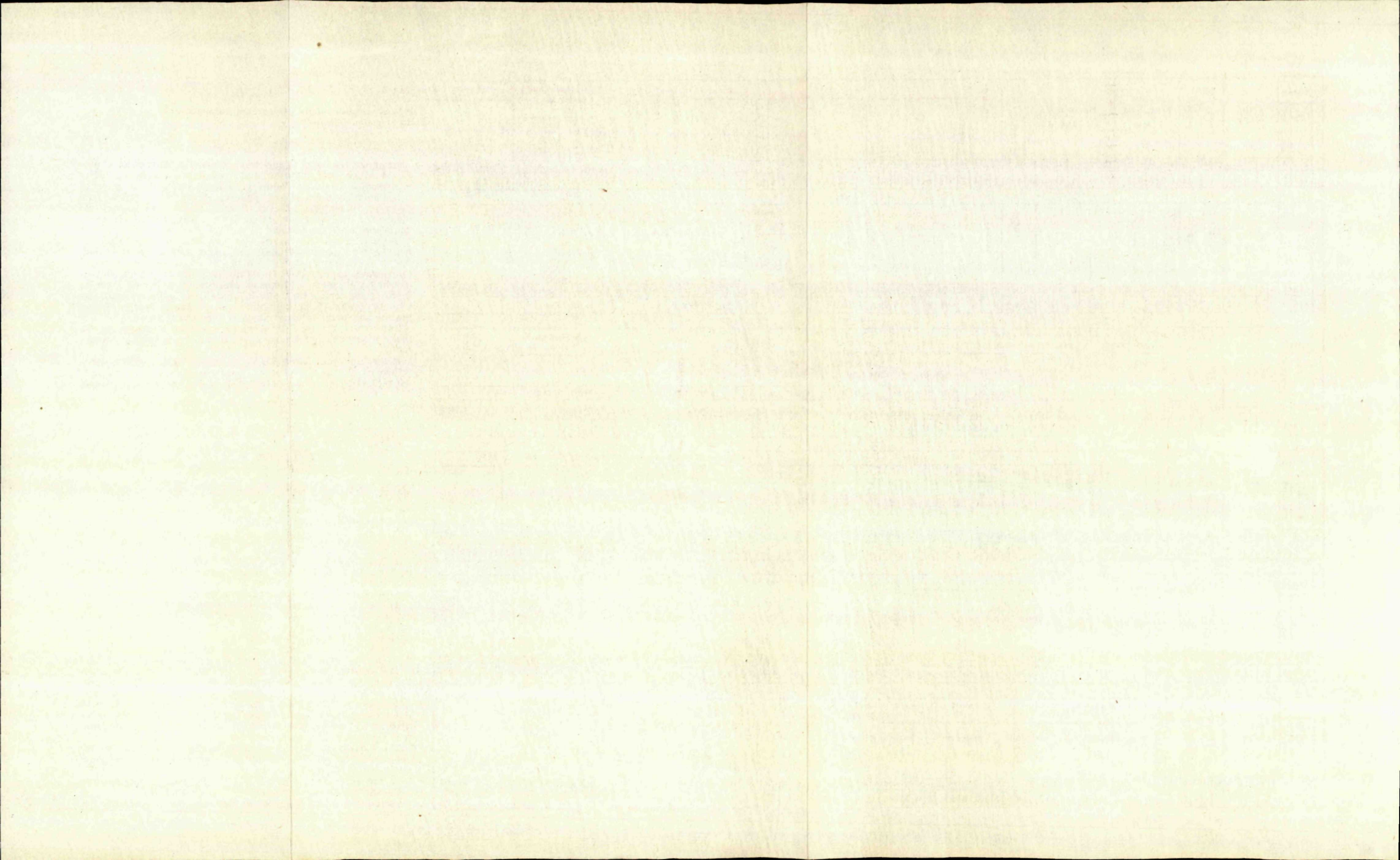
Zabezpečenie úlohy programami

Vlastné programové zabezpečenie úlohy spracúvanej na systéme IBM 7040 a IBM 360/40 rieši Štátny ústav pre územné plánovanie v Prahe s Výpočtovým laboratóriom Ministerstva plánovania v Prahe a n. p. Stavebná geológia Praha. Stimulom pre jednotlivé programové úlohy a ich dodatočné úpravy sú požiadavky a pripomienky spracovateľov jednotlivých mapových listov a odbornej pracovnej skupiny pre inžiniersku geológiu, ktorá pracuje v rámci štátnej výskumnej úlohy „Automatizovaný informačný systém pre geologické odbory“.

Okrem základných programov: ukladacieho, kontrolného a aktualizácie, ktoré umožňujú uloženie údajov na magnetickú pásku, ich kontrolu pred uložením, ako i opravu a doplnenie údajov, je v doteraz rozpracovanom systéme operácií s inžinierskogeologickými údajmi k dispozícii desať typov výberových úloh a program SYMAP.

Výberové úlohy 1, 2 a 3 vyberajú dokumentačné body, v ktorých sa nachádza vrstva (súvrstvie) označená zadaným číslom klasifikácie. Pod „klasifikáciou“ sa rozumie priradenie vrstvy k určitému faciálno-genetickému komplexu a petrografickému, resp. inžinierskogeologickému typu hornín. Počet klasifikačných čísel sa volí buď rovnaký ako počet horninových jednotiek v mape, alebo sa volí podrobnejšia „klasifikácia“. Pri všetkých troch úlohách možno zadať výber jedným až štyrmi klasifikačnými číslami. Úloha 1 vyberá súhrnnú mocnosť bez ohľadu na počet odlišných vložiek, úloha 2 a 3 kótu povrchu, kótu bázy alebo mocnosť vrstvy, ktorá nie je prerušená vložkou iného typu. Úloha 2 vyberá pritom prvú zadanú vrstvu, úloha 3 poslednú vrstvu v príslušnej sonde.

Najnovšie sa uvažuje už aj s vytvorením jednotnej faktografickej databanky pre všetky geologické odbory, v ktorej by sa zhromažďovali prvotné údaje o geologických objektoch. Špeciálne údaje slúžiace pre potreby jednotlivých odborov by sa zhromažďovali v odvodených registroch.



Výberová úloha 4 vyberá dokumentačné body, v ktorých sa nachádza vrstva zadaná vekom, genézou a jedným až štyrmi názvami horniny, ktoré môžu byť doplnené jedným alebo dvoma prívlastkami. U každého bodu sa vyberá celková mocnosť vrstiev, i keď nejde o súvislé súvrstvie, pričom vo výbere sa udáva počet vybraných vrstiev.

Výberová úloha 5 umožňuje vybrať kótu povrchu stratigrafickej jednotky zadanej kódom stupňa, oddielu alebo útvaru. Úloha sa pri inžiniersko-geologickom mapovaní používa najmä pre výber kót povrchu predkvarterného podložia, možno však vybrať povrch ľubovoľnej vrstvy zadanej príslušným spôsobom.

Výberová úloha 6 vyberá vrstvy (súbory petrografických typov) zadané genézou a dvoma názvami horninových typov, pričom je možné ponechať vo vrstve i vložky odlišného charakteru, prípadne i genézy o zadanej mocnosti (napr. fluviaálne piesky a štrky s vložkami hliny a ílu do 0,3 m). V prípade potreby je možné obmedziť výber tiež podľa veku (napr. pre odlíšenie starších terasových a recentných údolných náplavov). U každého bodu sa vytlačí celková mocnosť vrstvy (vrátane vložiek), ako aj údaj o hĺbke povrchu vrstvy (tab. 2). V najnovšom variante výberu sa tlačí tiež údaj o prítomnosti vlozenej vrstvy.

Výberové úlohy 7 a 8 vyberajú vrstvy s údajmi o hladine podzemnej vody, a to úloha 7 údaj o hĺbke hladiny vody, úloha 8 kótu povrchu hladiny.

U L O H A C. 06

NEOGENNE PIESKY

CISLO VRTU	SOURADNICE Y	SOURADNICE X	UKAZATEL MOCNOST PIESKO	UKAZATEL METRAZ NAVRTU OD
18 1	577140.00	1247230.00	12.100	4.900
18 2	577700.00	1247000.00	0.700	6.800
18 3	577410.00	1247530.00	0.300	0.000
18 4	577410.00	1247940.00	9.800	4.000
18 5	577130.00	1247020.00	4.100	3.200
18 6	577130.00	1247860.00	3.500	6.500
18 7	577100.00	1248980.00	1.900	0.600
18 8	576830.00	1247500.00	0.500	3.500
18 9	576840.00	1248440.00	10.800	0.800
18 10	576840.00	1249490.00	9.500	2.500
18 11	576510.00	1247000.00	0.800	2.300
18 12	576450.00	1247940.00	3.500	7.900
18 13	576480.00	1248440.00	0.500	0.000
18 15	576200.00	1246980.00	1.700	6.100
18 16	576250.00	1247510.00	7.400	1.700
18 16	576250.00	1248260.00	4.000	5.100
18 17	576220.00	1248260.00	0.300	0.000
18 18	575900.00	1246990.00	4.200	1.500
18 19	575920.00	1247860.00	2.900	8.600
18 20	575930.00	1248360.00	0.300	0.000
18 21	575640.00	1246980.00	4.900	2.800
18 22	575610.00	1247470.00	9.800	2.100
18 23	576610.00	1248470.00	13.200	1.800
18 24	576360.00	1248980.00	1.300	4.000
18 25	577310.00	1247200.00	1.100	4.000

Tab. 2 Ukazka výberu úlohou 6

Tab. 2 An example of selecting program № 6

Výberová úloha 9 vyberá k dokumentačným bodom vybraným podľa úlohy 1 až 4 alebo 6 požadované údaje zo záznamových listov typu 51, 52 a 53.

Výberová úloha 10 vyberá súvrstvia zadané intervalom čísel „klasifikácie“, pričom je možné požadovať vytlačenie celkovej mocnosti vybraných vrstiev, kótu povrchu prvej alebo kótu bázy poslednej vrstvy.

Program SYMAP (vypracovaný výpočtovým laboratóriom Harvardskej univerzity, USA) robí váženú interpoláciu určitého údaju, pričom ho umožňuje rozčleniť kvantitatívne na desať intervalov v zadanom rozsahu a graficky nanáša izolínie týchto intervalov. Pri inžinierskogeologickom mapovaní možno použiť program najmä pre vynášanie vrstevníc povrchu predkvartérneho podkladu, hydroizohýps, hydroizobát a izolínií mocností vybraných vrstiev.

Okrem uvedeného možno urobiť výpis všetkých uložených záznamov, resp. voliť tiež prevod kódovaných informácií do slovného vyjadrenia, t. j. písomnú dokumentáciu sond, laboratórnych skúšok a rozborov, ako i čerpacích skúšok a pokusov (tab. 3).

Stručný prehľad geologických pomerov záujmovej oblasti

Záhorská nížina ako súčasť viedenskej panvy je charakteristická predovšetkým mohutným vývojom neogénu. Miestami vystupuje priamo na povrch, väčšinou je však pokrytý kvartérnymi sedimentmi fluviálneho, eolického, proluviálneho a deluviálneho komplexu. Staršie predkvartérne útvary sú v priestore vlastnej nížiny ponorené do hĺbok niekoľko sto až tisíc metrov. Na povrch vystupujú až vo vyšších častiach Malých Karpát, zriedka i na ich úpäti.

Podstatný vplyv na geologickú stavbu i charakter sedimentov Záhorskej nížiny mali tektonické pohyby, najmä tortónske a mladšie. Počas tohto obdobia sa vytvorilo pozdĺž zlomových línií karpatského smeru niekoľko elevačných a depresných pásiem, v ktorých sa vzhľadom na intenzitu pohybu pozdĺž jednotlivých zlomov vyvinuli sedimenty odlišnej mocnosti i litologickej povahy. Pričnými zlomami sú tieto pásma rozdelené na čiastkové kryhy, ktoré sa pohybovali s rôznou intenzitou. Pozdĺž niektorých zlomov nastali pohyby i v období staršieho kvartéru, počas ktorého vzniklo niekoľko depresí vyplnených fluviálnymi, proluviálnymi alebo eolickými sedimentmi (kútska, sološnícka, pernecká a zohorsko-marčeská depresia).

Z neogénnych sedimentov vystupujú na povrch najmä sedimenty karpátu, badenu, sarmatu, panonu a pontu. Karpat a baden tvoria najmä klastické, v menšej miere ílovité a vápnnité sedimenty. Z klastických sedimentov sú rozšírené najmä štrky a zlepenca, v menšej miere piesky a pieskovce. Sarmat je zastúpený tak klastickými a ílovitými horninami, ako i vápencami. Stupeň spevnenia miocénnych hornín je väčšinou nízky. Prevažne ide o slabo stmelené zlepenca a pieskovce, prípadne slabo spevnené ílovce, ktoré z hľadiska inžinierskogeologickej klasifikácie hornín môžeme označiť ako poloskalné horniny. V panone a ponte prevláda pelitický, resp. peliticko-aleuritický vývoj sedimentov. Menej sú

DOK.BOD 167 VRT NARAZOVOTOCIVY C.MARY 22 M-33-131-A-A

ARCH.C. J 5224 DOPRAVO PROJEKT BRATISLAVA

Y 575466.00 X 1228460.00 Z 165.62 NEZAMERENY

NARAZENA - 4.9
HLADINA PODZ.VODY V M USTALENA - DATUM 28. 07. 1970

0.0 - 4.7 PLEISTOCEN EOLICKE

PISEK STREDNE PSAMITICKY
BARVA ZLUTA
VLHKOST: ZEMINA VLHKA
ULEHLOST: STREDNE ULEHLE

4.7 - 5.2 PLEISTOCEN MURM 2 FLUVIALNI

PISEK STREDNE PSAMITICKY, SE STERKEM
BARVA ZLUTA
VELIKOST ZRNA V CM: MIN. .1 MAX. 5

5.2 - 7.3 NEOGEN PLIOCEN LIMNICKE

JIL
BARVA ZLUTO HNEDA
KONSISTENCE TUHA

7.3 - 9.0 NEOGEN PLIOCEN LIMNICKE

JIL S PISKEM
BARVA ZLUTO HNEDA
KONSISTENCE TUHA

HYDROGEOLOGICKE VLASTNOSTI

ROZMEZ ZKOUS.HORIZONTU
UROVEN MLAC.PODZ.VODY: NARAZENA 157.18 M.N.M. CC 1.1 M DD 1.6 M

HYDROCHEMICKE VLASTNOSTI

TVRDOST CELKOVA 20 M STUPNE TVRDOST PRECHODNA 13 M STUPNE
PH 6.8 OBSAH SO4 2 MG/L
OBSAH MG2+ 49.00 MG/L

Tab. 3 Ukážka výpisu dokumentácie vrtu

Tab. 3 An example of recording borehole documentation

zastúpené piesky, prípadne piesky s vložkami štrkov; tieto patria najmä do pontu. Sedimenty sú často vápnité, prevažne nespevnené. Konzistencia ílov a prachov je zväčša pevná, pri povrchu (do hĺbky 5—10 m) často tuhá. Spevnené polohy charakteru poloskalných hornín (ílovce,

prachovce, pieskovce) sa vyskytujú len veľmi zriedka a dosahujú nepatrnú mocnosť (niekoľko cm až dm).

Z kvartérnych sedimentov sú rozšírené najmä eolické piesky a sedimenty fluviálneho komplexu. Fluviálne sedimenty patria predovšetkým k alúviu a terasám rieky Moravy, v menšej miere k alúviám bočných prítokov Moravy. Majú prevažne piesčité a piesčito-štrkovité, miestami najmä v povrchových častiach tiež piesčito-hlinitý alebo piesčito-ílovitý vývoj. Mocnosť aluviálnych náplavov Moravy dosahuje 7—12 m, v priestore kútskej depresie až niekoľko desiatok metrov. Mocnosť terasových sedimentov nepresahuje 12 m, spravidla sa pohybuje v rozmedzí 2—6 m.

Eolické piesky zaberajú najväčšiu časť povrchu Záhorskej nížiny. Vytvárajú ploché pokryvy o mocnosti do 4—7 m (ojedinele i viac), alebo vystupujú v morfológicky členitom území, kde vytvárajú zložité presypy a dunové komplexy o mocnosti 10—40 m. Sčasti tvoria tiež výplň kvartérnych depresí, kde sa striedajú s proluviálnymi sedimentmi.

Proluviálne sedimenty vytvárajú ploché pokryvy alebo kužele v podhorí Malých Karpát. Spravidla sú mocné 10—15 m, v miestach kvartérnych depresí (sološnicka a pernecká depresia) i niekoľko desiatok metrov. Tvoria ich štrkovité a piesčité sedimenty, ktoré sa nepravidelne striedajú, v menšej miere tiež hlíny, ktoré vystupujú buď pri povrchu územia, alebo tvoria v piesčito-štrkovitom komplexe vložky mocné niekoľko decimetrov až metrov.

Deluviálne sedimenty pokrývajú jednak priľahlé svahy Malých Karpát, jednak sú vyvinuté priamo v oblasti Záhorskej nížiny, kde pokrývajú svahy morfológicky vystupujúcich neogénnych pahorkov, alebo sa hromadia na okrajoch zvýšenia vytvorených z terasových sedimentov. Mocnosť deluviálnych sedimentov spravidla neprekračuje 5 m. Problematické je určovanie mocnosti najmä vtedy, keď vystupujú na nespevnených tortónskych piesčito-štrkovitých sedimentoch.

Použitá programy a dosiahnuté výsledky

Výbery dokumentačných bodov obsahujúcich zadané vrstvy možno použiť ako bodové údaje pre ďalšie tradičné spracovanie alebo ako podklad pre grafické spracovanie programom SYMAP. V prvom prípade usporíme čas potrebný na vyhľadávanie údajov, v druhom prípade i prácu vynakladanú na vykresľovanie hraníc petrografických typov, resp. ich súborov a interpoláciu ich mocností.

Pri inžinierskogeologickom mapovaní Záhorskej nížiny boli použité všetky nižšie uvedené výberové úlohy, najmä výbery spojené s genézou a vekom hornín, pričom väčšina z nich bola spracovaná i graficky. ninové typy, čo je výhodné najmä pri litologicky premenlivých komplexy hornín. Prednosťou úloh je, že umožňuje zadať pre výber až štyri horninové typy, čo je výhodné najmä pri litologicky premenlivých komplexoch. Zvlášť výhodné je použitie úlohy 1, ktorá vyberá celú mocnosť hľadaného súvrstvia i pri existencii vložených vrstiev iných typov, ako sú zadané pre výber. Napr. ak v deluviálnom komplexe zadanom pre výber štyrmi klasifikačnými číslami zodpovedajúce názvom: suť, piesok, hlina, il sú ojedinelé polohy malej mocnosti označené ako prach alebo štrk,

nezastaví sa výber pri takejto vložke, ale je vybraná celá požadovaná mocnosť komplexu. V záujmovej oblasti boli výbery tohto typu použité s úspechom pri výbere súborov petrografických typov fluviálneho a deluviálneho komplexu.

Obdobné možnosti ako úloha 1 poskytuje i úloha 4, ktorá sa pri výberoch riadi vekom, genézou a názvami hornín. Úlohy 1 i 4 možno však použiť iba pre tie komplexy, u ktorých nie je predpoklad výskytu odlišných vložiek väčšej mocnosti, ako možno pri mapovaní ponechať v rámci vyčleňovanej horninovej jednotky.

Úlohou 5 bol na niekoľkých mapových listoch urobený výber kót povrchu neogénu. Okrem kóty povrchu podložia, ktorá je vypočítaná ako rozdiel kóty povrchu terénu a hĺbky prvej predkvartérnej vrstvy, udáva sa vo výbere tiež petrografický charakter tejto vrstvy, ktorý môže slúžiť pre vykresľovanie hraníc horninových jednotiek v podloží. Výber slúži spravidla iba pre grafické spracovanie programom SYMAP. Uvažuje sa, že v budúcnosti sa variant programu upraví tiež pre priamy výber hĺbky povrchu podložia, ktorý by urýchlil práce pri zostavovaní inžiniersko-geologických máp.

Výberová úloha 6 umožňuje okrem dvoch horninových typov, ktorými je „vrstva“ definovaná, ponechať v nej i dve vložky iného typu, ktoré nepresahujú povolenú, t. j. riešiteľom zadanú mocnosť. Na rozdiel od výberových úloh 1 a 4, kde nie sú vložky iných horninových typov kvalitatívne ani kvantitatívne definované, má úloha 6 všestrannejšie použitie. Systém výberu dobre zodpovedá i princípom zostavovania základných inžinierskogeologických máp, pri zostavovaní ktorých nie je spravidla možné vyčleňovať petrografické typy, ale treba vyčleniť ich súbory. Úloha bola s úspechom použitá pri rozčleňovaní proluviálneho komplexu na piesčité, resp. piesčito-hlinité a štrkovité alebo piesčito-štrkovité súbory petrografických typov. Príklad výberu úlohou 6 je v tab. 2.

Vzhľadom na to, že jednotlivé sondy boli hĺbené v rôznych rokoch i ročných obdobiach, poskytujú výbery úlohou 7 a 8 veľmi nerovnorodé súbory údajov, ktoré nie je spravidla možné použiť priamo pre spracovanie mapy hydroizohýps alebo hydroizobát. Pri použití podkladu pre tradičné spracovanie bude v budúcnosti vhodné doplniť výbery o časové údaje.

Výberovú úlohu 9 možno použiť pre výber údajov o zrnitosti alebo fyzikálno-mechanických vlastnostiach horninových typov vybraných niektorou z výberových úloh 1—4 alebo 6. Vybrané zostavy slúžia ako podklad pre zhodnotenie inžinierskogeologických vlastností jednotlivých horninových typov. V súčasnosti sa zostavuje tiež program pre štatistické spracovanie údajov.

Úloha 10 umožňuje vybrať súvrstvia zadané určitým rozpätím klasifikačných čísel. Je vhodná zvlášť pre spracovanie litologicky premenlivých komplexov, kde sa môžu vyskytovať viac ako štyri horninové typy. Takúto „vrstvu“ nie je možné vybrať žiadnou inou úlohou. V geologických pomeroch Záhorskej nížiny je vhodné použiť úlohu napr. pre rozlíšenie povrchových hlinitých a hlinito-piesčitých náplavov bočných prítokov Moravy, ktoré sú opisované ako piesok, hlinitý piesok, hlina, prach alebo íl, od spodnejšej časti náplavov, charakterizovanej vo vrtoch ako piesok, alebo

piesok so štrkom. Úlohou možno vybrať tiež celú mocnosť kvartérnych uloženín i pri vystupovaní litologicky premenlivých komplexov nad sebou.

Výbery podľa jednotlivých úloh s výnimkou úloh 5, 7 a 8 obsahujú spravidla dva typy údajov:

1. body so zistenou (skutočnou) mocnosťou hľadanej vrstvy,
2. body, pri ktorých bola hľadaná vrstva zastihnutá, ale nepoznáme jej mocnosť.

Pri tradičnom spracovaní údajov, resp. pri grafickom spracovaní izolíní kóty povrchu vrstiev sú oba typy údajov použiteľné. Pre interpoláciu mocností môžu však byť použité iba údaje prvého typu. Z tohto dôvodu sa pri výberových úlohách spojených s mocnosťou vrstiev označujú údaje druhého typu ako „nedovrt“ a nepoužívajú sa pri grafickom spracovaní izolíní mocností programom SYMAP. V odôvodnených prípadoch však môžu byť v súbore údajov pre SYMAP ponechané i „nedovrty“ (napr. body s extrémnou mocnosťou vrstvy, body, ktoré obmedzujú hranicu výskytu vrstvy alebo predstavujú izolovaný výskyt vrstvy).

Takto vybraná množina bodov predstavuje základný súbor údajov, ktorý vstupuje pozitívnou hodnotou do programu SYMAP. Okrem pozitívnych údajov sa v programe používajú i údaje negatívne, vymedzujúce plochy, v ktorých sa hľadaná vrstva nevyskytuje. Ak by tieto plochy neboli vymedzené, mocnosti vrstiev, najmä pri hranici ich rozšírenia by boli skreslené. Negatívne údaje sú vybrané z vrto, ktoré nezastihli hľadanú vrstvu a pritom sú hlbšie, ako je predpokladaná báza tejto vrstvy. Pri výbere mocností kvartérnych sedimentov sa ako negatívne zadávajú spravidla tie vrty, ktoré prešli do predkvartérneho podložía a nezastihli hľadanú vrstvu.

Do programu SYMAP môžu vstupovať buď výsledky jednotlivých výberových úloh, alebo súbory údajov získané podľa zvolených logických vzťahov medzi výsledkami jednotlivých výberových úloh. Logické podmienky pre vytvorenie súboru údajov možno formulovať nasledovne:

$$[(A_1 \cup A_2 \cup \dots \cup A_n) \cap (B_1 \cup B_2 \cup \dots \cup B_n) \cap (C_1 \cup C_2 \cup \dots \cup C_n)] \cup \\ \cup [(D_1 \cup D_2 \cup \dots \cup D_n) \cap (E_1 \cup E_2 \cup \dots \cup E_n)]$$

kde $1 \leq n \leq 20$ a A až E sú čísla výberových úloh.

To znamená, že do programu SYMAP sú zahrnuté vrty (vrstvy), ktoré sú vybrané aspoň jednou z úloh A_1 až A_n , zároveň sú vybrané aspoň jednou z úloh B_1 až B_n a tiež aspoň jednou z úloh C_1 až C_n , alebo aspoň jednou z úloh D_1 až D_n , ale nie sú vybrané žiadnou z úloh E_1 až E_n . Ktorákoľvek časť podmienok môže byť vynechaná.

Grafický výstup programu SYMAP pozostáva jednak z bodových údajov označujúcich číselne kvantitu, t. j. buď mocnosť, bázu alebo povrch hľadanej vrstvy v mieste dokumentačného bodu, jednak z plôch pokrytých určitými znakmi, ktoré zodpovedajú určitému intervalu príslušnej vlastnosti. Plošný rozsah jednotlivých znakov vyplýva z počtu a vzdialenosti bodov, v ktorých bola príslušná kvantita zistená, a z interpolácie urobenej programom SYMAP. Vlastné izolínie jednotlivých intervalov sú dané nepotlačenými, vynechanými medzerami medzi jednotlivými typmi znakov. Treba si uvedomiť, že takýto výstup nie je hotovou analytickou mapou, na ktorej treba iba zdôrazniť hranice mocností, povrchu alebo bázy

určitého geologického objektu. Každý, aleb otemer každý takýto výstup je zafažený určitými chybami, ktoré môžu mať rozličné príčiny i dôsledky.

Kvalita grafických výstupov programu SYMAP je v prvom rade závislá od hustoty a hĺbky sond vzhľadom na zložitosť geologických pomerov a kvalitu vstupných údajov použitých v programe. Ak je zachovaná hustota dokumentačných bodov predpísaná pre inžinierskogeologické mapy mierky 1:25 000, t. j. 8—14 dokumentačných bodov na km², potom závisí kvalita výstupov najmä od kvality použitých vstupných údajov.

Chyby v bodových číselných údajoch sú spôsobené neúplnosťou, nesprávnym zakódovaním alebo posunom údajov pri dierovaní štítkov. Často sa napr. zabúda vyplňovať genéza alebo klasifikačný kód u povrchovej humózneho polohy (vrstvy), ktorej mocnosť sa však pri inžinierskogeologickom mapovaní započítava do mocnosti prvej vyčleňovanej vrstvy. Aj keď tieto polohy dosahujú iba hrúbku niekoľko dm, môžu spôsobiť, že mocnosť prvej vyčleňovanej vrstvy blízkej 2 m je raz zaradená do intervalu mocnosti < 2 m, inokedy zasa do intervalu 2—5 m. Potom dostávame nepravidelné a logicky neusporiadateľné zmeny mocnosti. Rovnaký dôsledok má posunutie stĺpcov s údajmi „metráž od—do“ pri dierovaní štítkov zo záznamového listu 21. Veľké chyby vznikajú pri nesprávne udaných súradniciach X a Y. Nesprávny údaj v súradnici Z má však vplyv iba pri úlohách s kótou povrchu alebo bázy vrstiev. Zvlášť nepriaznivo sa to prejavuje pri kónstrukcii vrstevníc povrchu predkvartérneho podložia. Pri zisťovaní chýb tohto typu pomáha niekedy i porovnanie grafického výstupu s topografickou mapou. Pri nesprávne udanej súradnici Z vystupuje totiž niekedy povrch podkladu až nad terén. Topografický podklad alebo geologická mapa pomáhajú aj pri lokalizácii rozsahom nevelkých alebo líniových geologických fenoménov ako napr. úzke údolné nivy a pod., ktoré sú dokumentované len malým počtom dokumentačných bodov, resp. nie sú dokumentované vôbec. V prvom prípade vykreslí počítač iba osamotené ostrovčeky, v druhom prípade sa príslušný horninový typ v grafickom výstupe vôbec neobjaví, čo je pochopiteľné, pretože počítač pracuje iba s údajmi, ktoré mu dodáme.

Kvalita interpolácie programom SYMAP závisí od hustoty bodov, geologických a morfológických pomerov, ako i od kvality vstupných údajov. Ak sú časté chyby v bodových údajoch, nemôže byť ani výsledok interpolácie kvalitný. Pri relatívne bezchybných bodových údajoch sú chyby malé. Odchýlky od skutočnosti sú najmä pri okrajoch vrstiev (pri prechode do nulových oblastí), resp. v prípade spomínaných plošne nevelkých geologických fenoménov.

Spôsob vyhládávania chýb pre všetky typy území a rôzne geologické pomery nie je možné jednoznačne predpísať. Možno poukázať iba na niektoré pravdepodobné indície chýb. Medzi ne patrí napr. nepravidelné a časté striedanie hodnôt na malú vzdialenosť alebo výskyt ojedinelých odlišných hodnôt uprostred rovnomerného rozdelenia. V každom prípade treba prekontrolovať všetky dokumentačné body, kde je ich hustota malá. Tu i zdanlivo normálny priebeh izolínií môže byť často chybný. Príklady grafických výstupov programu SYMAP sú v prílohách 1 a 2.

V prílohe 1, ktorá predstavuje výstup podľa výberovej úlohy 5, sú pre-rušovanou čiarou vyznačené vrstevnice povrchu neogénu vykreslené

programom SYMAP, plnou čiarou vrstevnice zostavené tradičným spôsobom. Rozdiely v priebehu vrstevníc sú spôsobené niekoľkými druhmi chýb. Prvý druh chýb vyplýva z nedostatočnej presondovanosti územia. Chyby tohto typu sa vyskytujú v sv. časti územia, kde síce pripadá cca 10 dokumentačných bodov na km², ale z tohto počtu väčšinu tvoria vpichy (do 2 m), ktoré neboli uložené do pamäti počítača. Počítač v tejto časti vykreslil mapu podľa nedostatočného počtu dokumentačných bodov (cca 2 na km²), čo sa prejavilo v nesprávnom zakreslení izolínií. Tým sa stalo i to, že vrstevnica 180 m n. m. nebola počítačom vôbec vykreslená. Chyby v priebehu izolínií sú zdôraznené i tým, že ide o morfológicky členitejšie územie.

Pretože počítačový stroj nemá vo vstupných údajoch informácie o morfológii územia, resp. o geneticky podmienenom tvare reliéfu podložia, vznikajú často chyby, ktoré majú však spravidla malý rozsah. Tento druh chýb je badateľný i v spodnej časti prílohy, kde je nesprávne vykreslený priebeh izolínií v mieste zvyškov terás Moravy.

Grafický výstup mohol byť presnejší a mohol správnejšie zobrazit jednotlivé morfogenetické prvky predmetného územia, ak by sa boli volili intervaly medzi jednotlivými izolíniami nie po 10 m, ale po 5 m. Chyby vyplývajúce z nepresnej interpolácie počítača by bolo možné sčasti odstrániť i vhodnejším zadaním vyhládacieho polomeru interpolácie, ktorý sa v programe SYMAP dá vhodne meniť podľa toho, o aký grafický výstup ide.

Príloha 2 zostrojená počítačom predstavuje mapu rozšírenia a mocnosti eolických pieskov. Podobne ako na prílohe 1 prerušované čiary vyznačujú hranice eolických pieskov vykreslené počítačom, plné čiary hranice podľa mapy zostavenej tradičným spôsobom. Pri vyhodnocovaní sme sa stretli s obdobnými chybami ako v predchádzajúcom prípade. Pri južnom a čiastočne i západnom okraji prílohy vznikli chyby tak v dôsledku nedostatočnej presondovanosti, ako i z dôvodu neprispôsobenia polomeru interpolácie. Výskyt eolických pieskov pri jz. okraji prílohy (označený symbolmi 2 a 3) bol zapríčinený nesprávnym zadaním klasifikácie (fluviálne piesky), a preto nebol zahrnutý do rozšírenia vrstvy. Hranice mocností eolických pieskov vykreslené počítačom sú zrejmé z priebehu jednotlivých znakov. Hranice zostrojené tradičným spôsobom sú vyznačené bodkovanými čiarami. Výraznejšie rozdiely sú opäť v morfológicky členitejšej a nedostatočne presondovanej časti územia. Symboly označujúce mocnosť 2–5 m pri západnom okraji prílohy zodpovedajú mocnosti eolických pieskov 2,2 m, čo bolo pri zostrojení mapy vzhľadom na mocnosť pieskov v susedných dokumentačných bodoch zanedbané.

Záver

Ako každá novozavádzaná metóda spracovania informácií má i tento systém spracovania inžinierskogeologických údajov v súčasnom období niektoré nedostatky. Ukazuje sa, že okrem vypracovania ďalších nových záznamových listov bude potrebné doplniť i niektoré údaje v doteraz používaných záznamových listoch. Čiastočnú úpravu si vyžiada i slovný výpis dokumentácie, ktorý v súčasnosti nie je na žiadúcej úrovni.

Grafické spracovanie jednotlivých výberových úloh poskytuje pri dostatočnej presondovanosti územia a v správnom zakódovaní údajov spoľahlivý obraz o rozšírení a mocnosti jednotlivých horninových typov. Nevýhodou však je, že výberové úlohy vyžadujú dokonalú znalosť geologických pomerov tak po stránke rozšírenia jednotlivých vrstiev, ako i po stránke ich dokumentácie, t. j. spôsobu opisu v jednotlivých sondách a odkryvoch, resp. predbežnú klasifikáciu horninových jednotiek. V budúcnosti bude potrebné zostaviť i univerzálnejší program, založený na posudzovaní všeobecne možných opisov hornín, ktorý by každý opis v jednotlivých sondách pričlenil k určitému, pri mapovaní vôbec vyčleňovanému typu vrstiev. Ich nomenklatúru uvádzajú v svojej práci M. Matula — M. Hrašna (1973). Takto upravený opis sond môže byť rozčlenený podľa vertikálneho sledu „typizovaných vrstiev“ do jednotlivých súborov (výberov), slúžiacich ako podklad pre grafické spracovanie analytických máp (mapy rozšírenia a mocnosti jednotlivých vrstiev) alebo mapy inžinierskogeologickej rajonizácie.

Aj pri uvedených nedostatkoch prináša rozpracovaný systém spracovania inžinierskogeologických informácií už teraz niektoré dobré výsledky. Hlavný prínos v súčasnom období treba vidieť vo formalizácii údajov pri dokumentácii hornín, skúšok a rozborov. Ďalší prínos je vo vytriedení a archivácii údajov zo spracovaných území a v možnosti pohotového výberu, resp. i čiastočného spracovania údajov. Po urobení niektorých čiastkových úprav a doplnení záznamových listov, ako i programového zabezpečenia, budú strojové metódy spracovania inžinierskogeologických údajov jedným z najdôležitejších faktorov, ktoré skvalitnia a zrýchlia vyhodnocovacie a mapovacie práce.

Do tlače odporučil M. Matula.

Literatúra

- BAŇACKÝ, V. 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript—Geofond, 149 s. Bratislava.
- BŮŽKOVÁ, H. et al. 1972: Strojně početní zpracování inženýrsko-geologických dat. Manuskript—Geofond, 155 s. Praha.
- BŮŽKOVÁ, H.—VEVERKA, B. 1973: Program SYMAP — Návod k používání programu v inž. geologii. Metodická příručka. Vydala ČVTS Spol. hornické a závodní pobočky Stavební geologie a Geofond Praha.
- BŮŽKOVÁ, H.—HRAŠNA, M.—PELIKÁN, V. 1973: Pokyny k vyplňování záznamových listů geolog. dokumentace. Metodická příručka. I. díl — text. Vydala ČVTS Spol. hornická a závodní pobočky Stavební geologie a Geofond Praha.
- GABČO, R. et al. 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy. Manuskript—Geofond. Bratislava.
- HRAŠNA, M. 1971: Základná inžinierskogeologická mapa 1:25 000, list Malacky. Manuskript—Geofond, 87 s. Bratislava.
- HRAŠNA, M. 1972: Základná inžinierskogeologická mapa, list Malacky — metodický vývojový variant. Manuskript—Geofond, 58 s. Bratislava.
- HRAŠNA, M. 1972: Spracovanie inžinierskogeologických máp na číslicových počítačoch. Manuskript—Geofond, 39 s. Bratislava.

- KNÍŽKOVÁ, J. et al. 1973: Faktografická databanka v geológii. Manuskript—Geofond, 43 s. Praha.
- LIPOVSKÝ, V. 1972: Základná inžinierskogeologická mapa 1:25 000, listy Mor. Ján a Malé Leváre. Manuskript—Geofond, Bratislava.
- MATULA, M.—HRAŠNA, M. 1973: Inžinierskogeologická typologická rajonizácia. Manuskript—KIGH—PFUK, 37 s. Bratislava.
- SHĀNĚLEC, V.—HLOUŠEK, P. 1973: Výběrové programy (předběžný materiál). Pracovní seminář ČVTS o používání výpočetní techniky v inž. geologii.
- VLČKO, J. 1972: Základná inžinierskogeologická mapa, list Veľké Leváre. Manuskript—Geofond, 72 s. Bratislava.
- VLČKO, J. 1973: Priebežná záverečná správa za Záhorskú nížinu. Základná inžinierskogeologická mapa, list Kúty. Manuskript—Geofond, 78 s. Bratislava.

Miroslav Hrašna — Ján Vlčko

An example of preparation engineering-geological maps on computers

Summary of the Slovak text

In connection with the preparation of engineering-geological maps on scale 1:25 000 for selected areas in the ČSSR, it was started upon to verify also the possibilities of their preparations on computers. In Slovakia this method is being verified in the area of the Záhorská nížina plain. this work is being solved on the computer system IBM 7040 and IBM 360/40.

Six types of cards for data recording were prepared and practically tested (Tab. 1). These serve as documents for punching eighty column punching cards in IBM Code, which are used for the computer input, where data, stored in magnetic tape, are stored. Beside the fundamental programs (storing, controlling and actualizing) which enable the storing of data, their control and completion, or correction, there are at the disposal ten types of selection programs and a SYMAP program.

The Selection programs No. 1, 2, 3 and 10 select the documentation items, in which a stratum (strata-series) is found, indicated by a given classification number which means aligned strata to a certain rock type, delimited in engineering-geological mapping (according to legend appended to map), respectively a more detailed classification is chosen. In programs No. 1, 2 and 3 selection can be made by one or four classification numbers, for program No. 10 the selection is made by an interval for the whole of the classification numbers. Documentation items are selected, in which there is at least one layer indicated by one of the given classification number for selection. It is possible to select the surface elevation, the base elevation or the thickness of the first and the last layer of respective character, or the total thickness of layers in the whole borehole (documentation point). The advantage of the program No. 10 is in the possibility of selecting a strata-series very variable lithologically, or even a whole thickness of the Quaternary.

The selection programs No. 4 and 6 facilitate a selection according to

age, genesis and petrographic types of rocks. Program No. 4 may be used to select a „layer“ introduced by one or up to four petrographic types, in program No. 6 the selection can be put by one or two petrographic types, meanwhile in the „layer“ we can leave intercalations of one or two different rock types to the established (given by the analyzer) thickness. In program No. 4 we select the total thickness of the strata-series, regardless of the number and thickness of intercalations differing in character, in program No. 6 only the thickness of the strata-series is defined in the program.

The selection program No. 5 enables to select the surface elevation of a stratigraphic unit introduced by the code of degree, block section or formation. This program is used mainly for selecting surface elevation of the pre-Quaternary basement.

Selection programs No. 7 and 8 select probes with data on the ground water table, i. e. program No. 7 data on the depth of the ground water table, program No. 8 the water level elevation. The selections provide very heterogeneous data-sets, which as a rule cannot be used directly for a graphic preparation by the SYMAP program.

Selection program No. 9 selects for „layers“ selected according to programs No. 1, 9 or 6, the required data from the recorder cards of type 51, 52, 53. The statistical processing of these data is also considered in the future.

The single selections can be used either as a document for setting up a map in the traditional method, or as input into the SYMAP program.

The SYMAP program (prepared by the Computing Laboratory of the Harvard University, U.S.A.) is carrying out the balanced interpolation of a given data (for instance thickness or the depth of the layer surface) which it can divide quantitatively into ten intervals in the introduced range and plots on the graph the isolines of these intervals. Examples of graphic outputs of the program are in appendices 1 and 2.

Apart from the above the program assures also an abstract of all recorded data in an open language, which is used as an appendix to the map information. An example of the abstract is given in Tab. 3.

In the engineering-geological mapping of the Záhorská nížina plain, programs No. 1, 4, 5 and 6 proved to be the best. With the exception of program No. 5, however, they suit only specific cases of emerging layers. In the future it will be necessary to prepare also a more universal program to be applicable in various geological conditions. Graphical preparation of single selection programs provides, in the case of an adequately probed terrain, a reliable picture of the extension and thickness of single rock types. Distortion, as compared with traditionally set up maps, occurs only in the case narrow geological phenomena (for instance narrow flood-plains, etc.) especially when they are not documented with an adequate number of points. The important contribution must be seen also in the formulation of data in documenting the rocks, tests and analyses as well as in sorting and data storage from processed terrains and in the possibility of their being readily selected, or further processed.

Josef Pelíšek

Pleistocenní eolické písky a pohřbené půdy Mačanských vršků (JZ-Slovensko)

(2 obr. v textu, 3 tab. na kriede — XLIX—LI — anglické resumé)

Mačanské vršky nalézají se jižně od Seredě na pravém břehu řeky Váhu. Tvořeny jsou několika rovnoběžnými dunami eolických písků protaženými ve směru SZ—JV. Vystupují z nivní roviny řeky Váhu a výška písčitých dun je 6—9 m. Písky se tu těžily a těží v několika písečnicích. Tím dochází k rozsáhlým odkrytům, které ukazují dobře celou stratigrafii a stavbu těchto vršků. Na těchto pískách objevil J. Bárta paleolitické a mezolitické osídlení (1954), popsal základní stratigrafii této lokality a podal podrobný popis a hodnocení kamenné (silexové) industrie.

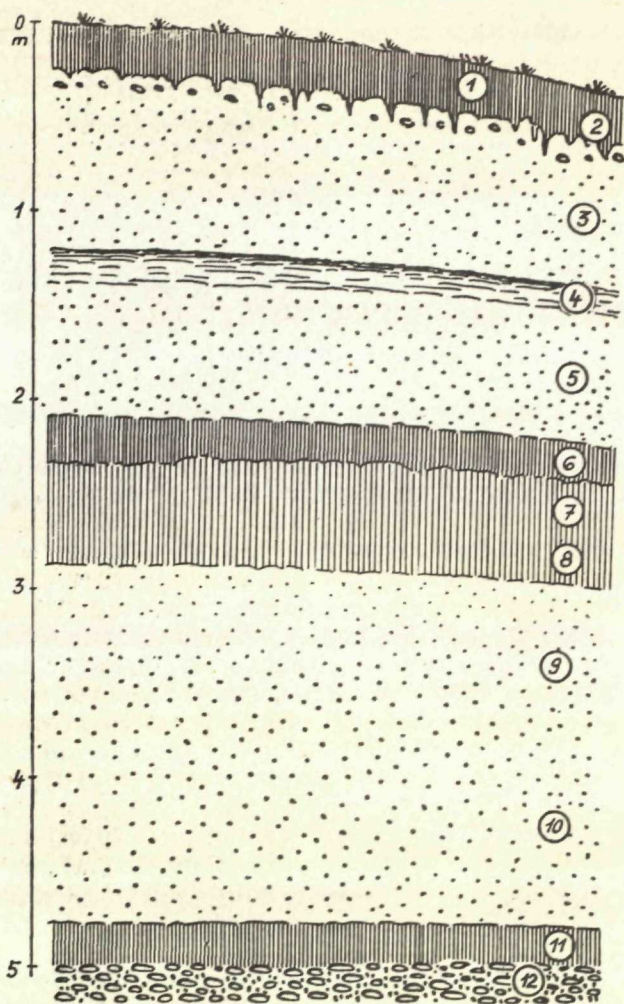
Počátkem července 1965 měl jsem možnost studovat rozsáhlý podélný profil v těchto eolických pískách otevřený východně od silnice protínající Mačanské vršky. Při terénním výzkumu odebrány byly také potřebné vzorky eolických písků a pohřbených půd pro laboratorní zpracování.

Popis morfologie a stratigrafie vrstev studovaného profilu:

- 0—45 cm, tmavěšedá hlinitopísčitá zemina s hojnými drobnými humusovými jazyky do podloží, místy drobné oválné krotoviny a malé kulovité nebo ledvinité vápnité konkrce, šedá pararendzina,
- 45—120 cm, bělavý eolický písek vápnitý,
- 120—145 cm, hnědavá hlinitopísčitá zemina slabě vrstevnatá vlivem soliflukce, ve svrchní části šedavé vrstvičky, vápnitá, horizont hnědé pararendziny,
- 145—220 cm, bělavý eolický písek vápnitý.
- 220—235 cm, hnědošedá hlinitopísčitá zemina, skvrnitě zbarvená, místy nepravidelné mocnosti a vápnitá,
- 235—295 cm, narezle hnědá hlinitopísčitá zemina s grošovitou skvrnitostí, dosti slehlá, dospodu barevně světlejší, na hranici s podložním pískem vápnité konkrce, je to půdní komplex hnědých pararendzin (2—3 pararendziny nad sebou),
- 295—485 cm, bělavý vápnitý písek,
- 485—522 cm, modravě a zelenavě mramorovaná hlinitá zemina, slehlá a vlhká, glejový horizont,

Prof. Dr. Ing. J. Pelíšek, lesnická fakulta, Zemědělská 3, Brno.

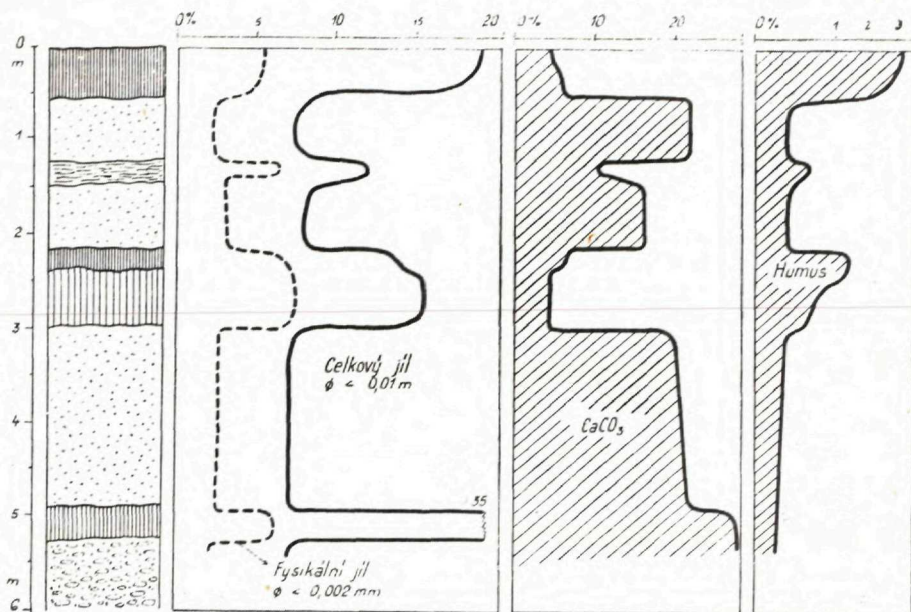
Bárta, J. 1957: Pleistocénne piesačné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické



Obr. 1. Celková stratigrafie eolického souvrství Mačanských vršků. 1 + 2 šedá pararendzina, 3 eolický písek (nejmladší), 4 hnědá pararendzina, 5 eolický písek (střední), 6 + 7 + 8 komplex hnědých pararendzin, 9 + 10 eolický písek (nejstarší), 11 modrozelený hlinitý glej, 12 štěrková terasa řeky Váhu.

> 522 (do 550) cm, oblásková terasa s příměsí písku, terasa řeky Váhu.

Morfologie a stratigrafie studovaného a popsaného podélného profilu ukazuje, že Mačanské vršky jsou tvořeny 3 vrstvami eolických písků, dvěma vrstvami pohřbených půd a šedou pararendzinou tvořící dnešní povrch. Pohřbené půdy jsou hnědé pararendziny. Svrchní pohřbená pararendzina je tvořena 1 půdním typem, druhá pohřbená přda je půdní komplex složený ze dvou a místy i ze tří horizontů hnědých pararendzin s dosti výraznou grošovitou skvrnitostí.



Ob. 2. Stratigrafie a množství některých hlavních složek eolického souvrství Mačanských vršků.

Podloží eolického souvrství Mačanských vršků obsahuje glejový horizont a obláskovou terasu řeky Váhu.

Odebrané vzorky podrobeny byly v laboratořích detailním analýzám zrnitostního složení a z chemických složek určována byla zejména reakce, obsah CaCO_3 , obsah humusu, dále byly provedeny úplné chemické rozbory a stanoveny obsahy rozpustného CaO , K_2O a P_2O_5 .

Granulometrické složení

Eolické písky všech 3 vrstev mají celkového jílu 7–8 %, obsah fyzikálního jílu ($\phi < 0,002 \text{ mm}$) 2,61–2,90 %. Obsah prachu (0,01–0,05 mm) je 1–4 %, obsah práškovitého písku (0,05–0,1 mm) 6–12 % a obsah písku (0,1–2,0 mm) 78–86 %. Podrobný rozbor písčité frakce (0,1–2,0 mm) ukázal, že eolické písky Mačanských vršků jsou tvořeny vysokým podílem zrn o ϕ 0,25–0,50 mm v rozmezí 70–80 %. Patří tedy podle klasifikace J. Pelíška (1965) do II. zrnitostní variety. Zrna o ϕ 0,10–0,25 mm vykazovala obsah 3–5 % a hrubší zrna o ϕ 0,50–0,75 mm jen 1–3 %. Hrubší zrna do 2 mm nejsou tu obsažena.

Odlišnější zrnitostní složení bylo zjištěno v půdních horizontech a to hlavně v jílovitých frakcích. Obsah celkového jílu v povrchové šedé pararendzině je 16–19 %, v první hnědé pararendzině 15 % a v komplexu hnědých pararendzin 14–16 %. Fyzikálního jílu ($\phi < 0,002 \text{ mm}$) zjištěno

Tabulka 1

Základní zrnitostní (granulometrické) složení a některé vzájemné poměry jílových frakcí souvrství eolických písků a pohřbených půd Mačanských vršků

vrstva	hloubka cm	velikost zrn v mm						vzájemné poměry jílu C : F	diferenciace jílu C : F
		< 0,002 F	< 0,01 C	0,01— —0,05	0,5— —0,10	0,05— —2,0			
1	15—25	5,34	19	5	16	60	100 : 30	100	100
2	45—55	4,90	16	4	15	65	100 : 28	86	92
3	85—95	2,61	7	1	10	82	100 : 26	39	49
4	125—135	6,28	15	2	15	68	100 : 52	64	118
5	170—180	2,90	8	0	6	86	100 : 30	41	43
6	220—230	6,48	14	2	15	69	100 : 52	65	128
7	250—260	7,25	16	5	18	61	100 : 48	84	136
8	280—290	7,14	16	4	13	67	100 : 46	84	130
9	350—360	2,82	7	3	12	78	100 : 38	40	53
10	440—450	2,78	7	4	11	78	100 : 37	35	48
11	495—505	6,38	37	27	17	19	100 : 17	—	—

Tabulka 2

Podrobná granulometrie písků (0,1—2,0 mm), obsah CaCO₃, humusu a rozpustných složek souvrství eolických písků a pohřbených půd Mačanských vršků

vrstva	hloubka cm	velikost zrn v mm						rozpustné složky mg/100					
		0,10	0,10	0,25	0,50	0,75	1,00	1,50	2,00	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	
1	15—25	60	3	54	2	1	0	0	4	3,23	2,50	1,57	0,32
2	45—55	65	3	60	2	0	0	0	6	2,48	4,73	1,54	0,26
3	85—95	82	4	77	1	0	0	0	22	0,34	10,81	1,18	0,11
4	125—135	68	4	63	1	0	0	0	7	0,92	4,88	1,62	0,19
5	170—180	86	5	80	1	0	0	0	19	0,34	9,18	1,30	0,10
6	220—230	69	4	64	1	0	0	0	6	1,16	3,48	1,89	0,11
7	250—260	61	3	57	1	0	0	0	4	0,92	1,25	1,75	0,08
8	280—290	67	4	62	1	0	0	0	4	0,69	1,25	1,62	0,06
9	350—360	78	4	70	3	1	0	0	20	0,34	11,82	1,16	0,07
10	440—450	78	3	73	1	1	0	0	22	0,26	11,40	1,13	0,07
11	495—505	19	1	17	1	0	0	0	26	0,41	14,33	1,95	0,09

Tabuľka 3

Celkové chemické složení solického souvrství Mačanských vršků

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	74,96	70,98	62,86	73,37	66,55	75,60	82,69	77,99	62,63	61,58	49,89
Al ₂ O ₃	8,61	8,63	6,88	8,23	7,20	8,09	8,74	9,77	6,68	6,68	8,36
Fe ₂ O ₃	1,90	1,75	1,72	2,00	1,55	1,90	2,05	2,75	1,45	1,75	3,25
(R ₂ O ₃)	(10,51)	(10,38)	(8,60)	(10,23)	(8,75)	(9,99)	(10,79)	(12,52)	(8,13)	(8,43)	(11,61)
TiO ₂	0,26	0,24	0,12	0,26	0,16	0,26	0,28	0,34	0,14	0,16	0,34
MnO	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09
CaO	2,50	4,73	10,71	4,87	9,18	3,48	1,25	1,25	11,82	11,40	14,33
MgO	1,00	1,80	2,60	1,50	2,20	1,30	0,70	0,90	2,30	3,50	3,70
K ₂ O	1,57	1,54	1,28	1,62	1,40	1,69	1,75	1,82	1,26	1,30	1,59
Na ₂ O	1,66	1,62	1,50	1,62	1,55	1,77	1,80	1,69	1,47	1,46	1,18
P ₂ O ₅	0,27	0,32	0,11	0,09	0,10	0,11	0,04	0,07	0,07	0,07	0,09
SO ₃	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
(CO ₂)	(1,66)	(4,00)	(10,01)	(4,15)	(8,32)	(2,35)	(0,60)	(0,41)	(10,65)	(10,69)	(13,35)
(H ₂ O 110 °C)	(0,83)	(0,65)	(0,18)	(0,32)	(0,22)	(0,36)	(0,41)	(0,51)	(0,22)	(0,23)	(0,70)
Ztráta žíháním	5,98	7,17	11,47	6,02	9,53	4,66	2,19	2,90	11,75	11,70	15,88
Suma	99,65	99,54	99,54	100,00	99,74	99,33	99,41	100,09	99,90	99,94	99,42

v povrchové šedé pararendzině 4,90—5,34 %, v první hnědé pararendzině 6,28 % a v komplexu hnědých pararendzin 6,34—7,25 %. Obsah částic prachu (0,01—0,005 mm) je v rozmezí 2—5 %, práškovitý písek 13 až 16 % a písek (0,1—2,0 mm) v rozmezí 60—69 %. Podrobný granulometrický rozbor ukázal, že také půdní horizonty jsou tvořeny vysokou převahou zrn o \varnothing 0,25—0,50 mm a to v rozmezí 54—64 %. Hrubší zrna s \varnothing nad 0,75 nejsou obsažena.

Granulometrické složení a to podíly jílovitých frakcí a jejich vzájemné poměry jsou důležitými indikátory intenzity zvětravacích procesů a tím i intenzity půdotvorných procesů. Projevuje se to jak v podílech celkového jílu, tak zejména v obsahích jílu fyzikálního.

První vrstva eolického písku má fyzikálního jílu 2,61 % a šedá pararendzina 4,90—5,34 %. Možno tedy říci, že zvětravacími procesy vytvořilo se v šedé pararendzině zhruba dvojnásobné množství fyzikálního jílu. U obsahu celkového jílu jsou tyto rozdíly ještě větší a v povrchové šedé pararendzině je obsah celkového jílu vyšší asi 2,5x nežli v podložním písku. Vzájemný poměr celkového jílu: fyzikálního jílu je v povrchové půdě 100:(28—30) a v podložním písku 100:26. Také výpočet profilové diference fyzikálního i celkového jílu ukazuje na dvojnásobné zvýšení jílových podílů v povrchové půdě.

Podobné poměry vykazují také jílové podíly v první pohřbené hnědé pararendzině a podložním eolickém písku, který tvoří půdotvorný substrát pro hnědou pararendzinu. Tato první pohřbená hnědá pararendzina obsahuje také 2-násobně vyšší obsah fyzikálního jílu nežli podložní písek, což je opět podmíněno zvětravacími procesy. Vzájemný poměr jílu celkového: fyzikálnímu je v hnědé pararendzině 100:52 a v písku 100:30.

Také komplex pohřbených hnědých pararendzin a podložního písčitého půdotvorného substrátu ukazuje na zvýšenou intenzitu zvětravacích procesů v pararendzinách. Obsah fyzikálního jílu v pískách je 2,78—2,82 % a v pararendzinách 6,84—7,25 %, takže zvýšení obsahu fyzikálního jílu v horizontech pararendzin je asi 2,5-násobné. Obdobné poměry jsou také u celkového jílu. To ukazuje již na dosti zvýšenou intenzitu zvětravacích procesů, což potvrzuje také zhnědnutí těchto pararendzin. Rovněž užší poměr jílu celkového: jílu fyzikálnímu jako 100:(46—52 %) a relativní zvýšení fyzikálního jílu na 128—136 % (oproti šedé pararendzině) opět dokumentuje zvýšenou intenzitu zvětravacích procesů v komplexu hnědých pararendzin oproti dnešku.

P o m ě r y CaCO_3

Celé studované souvrství Mačanských vršků obsahuje uhličitán vápenatý CaCO_3 a jsou tu podstatné rozdíly v obsahu CaCO_3 v eolických pískách a v půdních vrstvách.

Obsah CaCO_3 v eolických pískách se pohybuje v rozmezí 19—22 %, takže jsou tu písky značně vápnité. Půdní horizonty obsahují podstatně nižší množství CaCO_3 a to 4—7 %. Snížené obsahy CaCO_3 v půdních horizontech jsou podmíněny zvětravacími půdotvornými procesy. Obsah CaCO_3 stává se opět významným indikátorem intenzity půdotvorných procesů.

Poměry humusu

Obsah humusu v půdních vrstvách je ukazovatelem intenzity tvorby humusu (humifikace), resp. klimatu a rozvoje vegetace. Nejvíce humusu je v povrchové šedé pararendzině (2,48—3,23 %), v první hnědé pararendzině 0,92 % a v komplexu hnědých pararendzin ve svrchní vrstvě 1,16 %, v podložních horizontech 0,92 a 0,69 %.

Velmi malý obsah humusu mají eolické písky v rozmezí 0,26—0,34 %, což dokazuje, že i sedimentace eolických písků probíhala asi v prostředí s řídkou vegetací.

Podložní skvrnitě modrozelenavý glej je hlinitá zemina s určitou příměsí eolického prachu (27 %) a se zvýšeným podílem práškovitého písku (17 %) a písku (19 %). Obsah CaCO_3 je 26 % a humusu jen 0,41 %.

Poměry chemismu

Chemismus (geochemie) studovaného souvrství poskytl zajímavé údaje o celkovém složení eolických písků a půd, zejména při vzájemném srovnání stratigrafie hlavních složek, tj. Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti a P.

SiO_2 je obsažen v eolických pískách v rozmezí 61,58—66,55 %, v půdních horizontech pak 74,96—82,69 %, tedy mnohem více.

Al_2O_3 mají eolické písky 6,68—7,20 %, půdní horizonty v rozmezí 8,23 až 9,77 % (vyšší hodnoty).

Fe_2O_3 zjištěn v eolických pískách 1,45—1,75 % a v půdních horizontech pak vyšší hodnoty 1,90—2,75 % (opět zvýšení).

Chemismus těchto hlavních 3 složek jeví se tak, že půdní horizonty — oproti eolickým pískům — mají vyšší množství SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 .

CaO je v eolických pískách v rozmezí 9,18—11,82 %, v půdních horizontech jsou obsahy nižší a to 1,25—3,48 %.

MgO je obsažen v eolických pískách 2,20—3,50 %, v půdních vrstvách byly zjištěny nižší hodnoty v rozmezí 0,70—1,30 %.

$\text{CaO} + \text{MgO}$ jsou v půdních vrstvách — oproti eolickým pískům — obsaženy v nižších množstvích.

K_2O byl zjištěn v eolických pískách v množství 1,28—1,40 %, v půdních vrstvách pak ve vyšších hodnotách 1,57—1,82 % (vliv biologické akumulace).

Na_2O je obsažen v eolických pískách v rozmezí 1,47—1,55 %, v půdách byly zjištěny mírně zvýšené obsahy 1,66—1,80 %.

K_2O i Na_2O jsou tu obsaženy skoro ve stejných množstvích a obě tyto složky vykazaly mírné zvýšení v půdních horizontech.

V malých množstvích byl tu zjištěn ještě TiO_2 , MnO , P_2O_5 a SO_3 . CaO a MgO jsou tu obsaženy hlavně jako CaCO_3 a MgCO_3 .

Stratigrafické zhodnocení

Studované souvrství Mačanských vršků možno zařadit do glaciálu würmu. Basální eolický písek patří asi do stadiálu würmu 1, nadložní komplex pohřbených hnědých pararendzin asi do interstadiálu würmu 1—2,

střední vrstva písku asi do würmu 2, nadložní hnědá pararendzina do würmu 2—3 a svrchní vrstva eolického písku patří asi do würmu 3. Povrchová šedá pararendzina je holocenního stáří.

Závěr

Mačanské vršky se nalézají v oblasti jihozápadního Slovenska v nivní rovině dolního toku řeky Váhu. Jsou eolického původu a tvořeny jsou 3mi vrstvami eolických písků, 2 vrstvami hnědých pararendzin a povrchovou šedou pararendzinou. Podloží eolického souvrství je modrozelenavý glejový horizont a štěrková terasa řeky Váhu.

Eolické písky obsahují jílu 7—8 % (fyzikálního jílu 2,61—2,90 %) a částic o \varnothing 0,25—0,50 v rozmezí 78—86 %. Pohřbené půdy mají celkového jílu 14—19 % (fyzikálního jílu 6,28—7,25 %) a částic o \varnothing 0,25—0,50 mm 54—64 %. Zvýšený obsah fyzikálního jílu (2—2,5 vyšší než v pískách) ukazuje na intenzivnější zvětrávací procesy v pohřbených pararendzinách.

Obsah CaCO_3 je v eolických pískách 19—22 %, v pohřbených půdách 4—7 %. Humus je v povrchové pararendzině 2,48—3,23 %, v pohřbených pararendzinách 0,92—1,16 % a v eolických pískách jen 0,26—0,34 %. Pohřbené půdy obsahují nižší množství CaCO_3 a vyšší zásoby humusu nežli eolické písky.

Chemismus tvoří tyto hlavní složky: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO a CO_2 . V malém množství je zde TiO_2 , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 a SO_3 . Pohřbené půdy mají vyšší obsahy SiO_2 (74,96—82,69 %), Al_2O_3 (8,23—9,77 %), Fe_2O_3 (1,90—2,75 %) a naopak nižší obsahy CaCO_3 (1,25—3,48 %) a MgO (0,70—1,30 %).

Stratigraficky patří celé eolické souvrství Mačanských vršků do glaciálu würmu, povrchová šedá pararendzina je holocenního stáří.

Do tlače doporučil I. Vaškovský

J. Pelíšek

Pleistocene Eolic sands and buried soils of the Mačany Hills (South-West Slovakia)

Summary of the Czech text

The Mačany Hills are situated in the lowlands of the lower stream of the Váh river in the south-west Slovakia. They are of eolic origin and consist of three layers of eolic sands, two layers of brown pararendzinas, and a surface layer of gray pararendzina. The maternal rocks this eolic strata group are a blue-greenish gley horizon and the gravel terrace of the Váh river.

Eolic sands contain 7 to 8 and 78 to 86 per cent of clay (2.61 to 2.20

per cent of physical clay) and of particles of the diameter of 0.25 to 0.50 mm, resp. Burried soils contain 14 to 19 and 54 to 64 per cent of clay (6.28 to 7.25 per cent of physical clay) and of particles of the diameter of 0.25 to 0.50 mm, resp. The increased content of physical clay (higher by 2 to 2.5 per cent than in sands) indicates the occurrence of more intensive weathering processes in these burried pararendzinas.

The content of CaCO_3 is 19 to 22 and 4 to 7 per cent in eolic sands and burried soils, resp. The humus content of the surface pararendzina and burried pararendzinas is 2.48 to 3.23 and 0.92 to 1.16 per cent, resp. Burried soils contain a lower amount of CaCO_3 and a higher amount of humus than eolic sands.

As far as the chemical composition is concerned the following compounds were found out: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , and CO_2 . Small amounts of TiO_2 , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , and SO_3 were also found. Burried soils showed a higher content of SiO_2 (74.96 to 82.69 per cent), Al_2O_3 (8.23 to 9.77 per cent), Fe_2O_3 (1.90 to 2.75 per cent) and a lower content of CaO (1.25 to 3.48 per cent) and MgO (0.70 to 1.30 per cent).

From the stratigraphical point of view the whole eolic strata group of the Mačany Hills belongs to the würm glacial and the surface pararendzina is of the holocene age.

Translated by the author

Literatúra

- BÁRTA, J. 1954: Paleoliticko-mezolitická stanica na piesočnatej dune pri Seredi na Slovensku. Archeolog. zprávy 5/VI, 577—584.
- BÁRTA, J. 1957: Pleistocénne piesočné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie, Slovenská Archeológia, V—1, 5—72.
- PELÍŠEK, J. 1968: Geographie und Charakteristik der Böden auf den äolischen Sanden in der Tschechoslowakei. Přírodovědné práce ústavů Československé akademie věd v Brně, 10. str. 1—42, Brno.
- PELÍŠEK, J. 1973: Eolické písky Československa. Geologický průzkum, č. 1, str. 5—8.

Vysvětlivky k tabulkám XLIX—LII

Tabulka XLIX

Eolické písky Mačanských vršků v nivní rovině řeky Váhu

Tabulka L

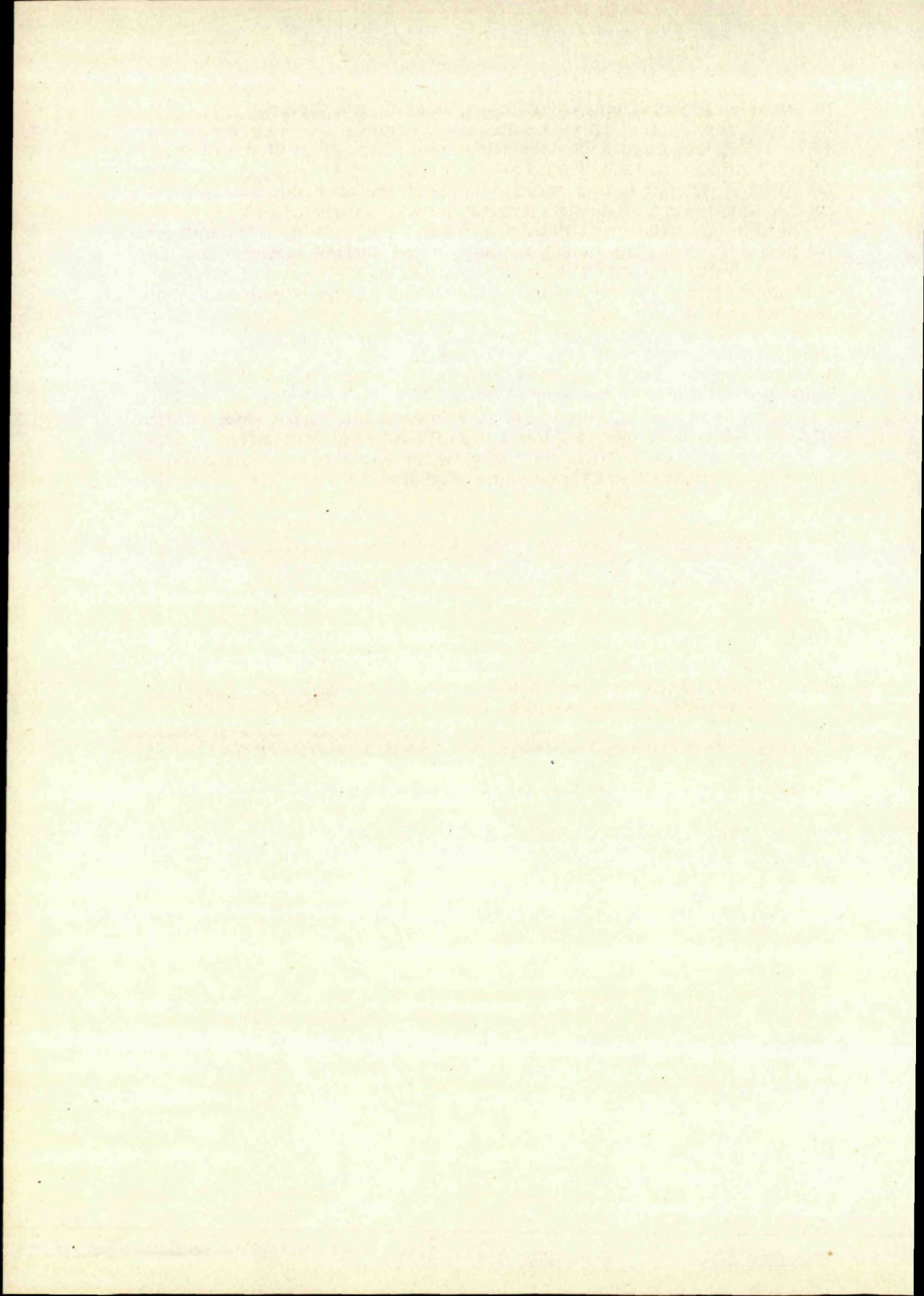
Celkový pohled na profil eolických písků Mačanských vršků s pohřbenými půdami

Tabulka LI

Pohřbené půdy v eolických pískách Mačanských vršků. Spodní mocná půda patří do W 1—2, prostřední vyklíňující je W 2—3 a na povrchu je holocenní šedá pararendzina.

Tabulka LII

Pohřbený komplex hnědých pararendzin (W 1—2) s grošovitým mramorováním v eolických pískách Mačanských vršků.



P. Šantrůček—E. Roos—J. Plančár

Stručný prehľad geologických a ložiskových pomerov západnej časti Pakistanu

[1 obr. v texte]

Abstract. The author presents a brief geological and depositional characteristics of the western part of Pakistan — the province of Baluchistan. The area is prospective as regards raw-materials. Suggested is further progress in the research and prospection for new deposits of raw-materials.

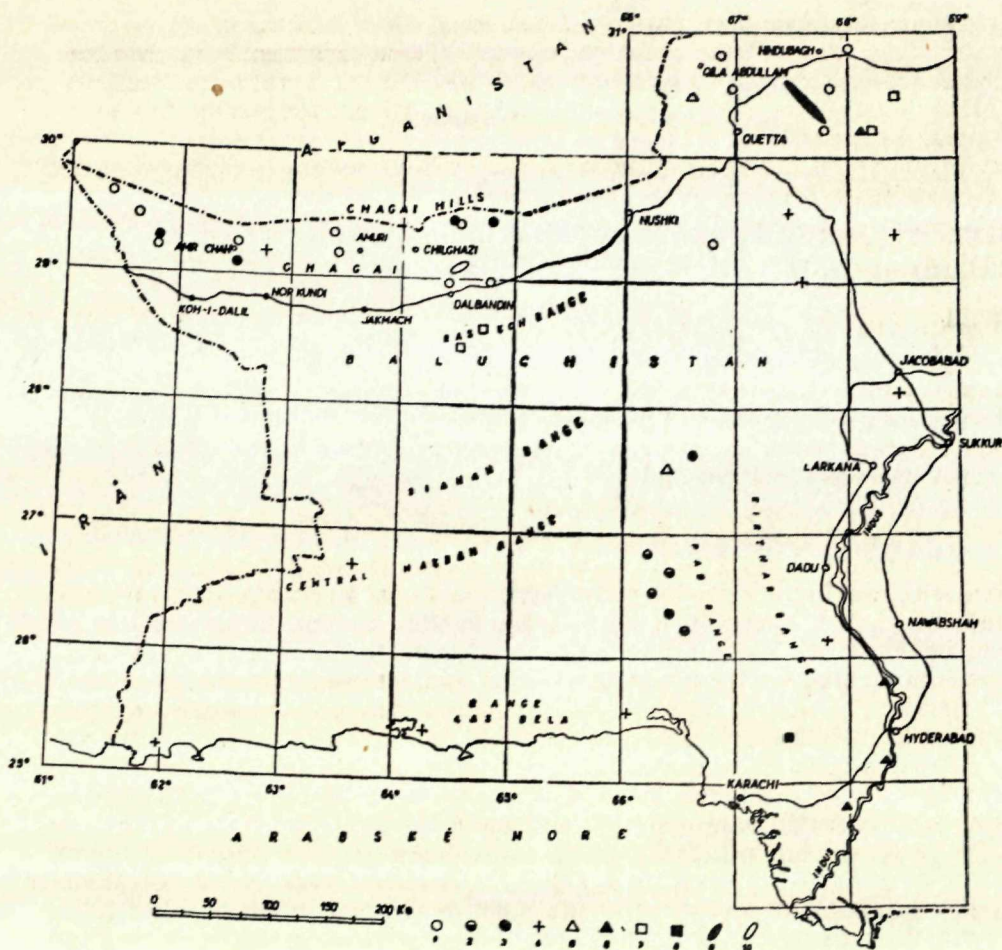
K intenzívnejšiemu rozvoju geologickej služby v Pakistane došlo v tretej päťročnici. V tomto období boli vytýčené tieto hlavné úlohy: zostavenie registračnej ložiskovej mapy v mierke 1:2 500 000 (ukončené v júni 1970), zostavenie mapy nálezísk v mierke 1:2 000 000, geologické mapovanie v mierke 1:50 000 nadväzujúce na mapovanie 1:250 000 (doteraz bolo zmapovaných 10 000 km²). Ďalej sa vykonali prospekčné práce na uhlie, zlato, Fe-rudy, pyritové rudy a nerudné suroviny. Zvýšená pozornosť bola tiež venovaná prospekcií ložiska medi Chagai, antimónu v lokalite Chaman a ložiska rúd v severnej oblasti Baluchistanu.

V súčasnej dobe nemá Pakistan dostačujúcu surovinovú základňu. Vzhľadom na to bol vytýčený plán intenzívneho výskumu a prieskumu ložísk nerastných surovín do roku 1985. Hlavnými úlohami tohto plánu je zmapovanie polovice územia Pakistanu v mierke 1:50 000; dokončenie regionálneho, gravimetrického a magnetometrického mapovania; dokončenie hydrogeologického výskumu a zhodnotenie úžitkových vôd; príprava syntetických máp zhrňujúcich poznatky o priestorovej distribúcii a geneze ložísk nerastných surovín (registračná mapa ložisková a metagenetická); výskum a prieskum najnádejnejších ložísk.

Plánovaný objem komplexných geologických prác presahuje personálne možnosti geologickej služby Pakistanu a tiež prístrojové vybavenie nestačí na úspešné zvládnutie plánovaných úloh. Pakistan môže zaistiť tieto náročné úlohy len kooperáciou s inými krajinami vo forme expertíz.

V roku 1971 bolo Československo požiadané o vyslanie komplexnej geologickej skupiny, ktorej úlohou bolo posúdiť možnosti ďalšieho prieskumu niektorých nádejných a vybraných oblastí v severozápadnej časti Pakistanu (oblasť severného Baluchistanu).

PhDr. P. Šantrůček, CSc.—PhDr. E. Roos, Ústřední ústav geologický, Praha-Petřín.
Ing. J. Plančár, CSc. — Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, Bratislava.



Prehľad nerastných surovín v západnej časti Pakistanu

Výskyty: 1 — medi; 2 — mangánu; 3 — olova; 4 — síry; 5 — antimónu; 6 — hliníka; 7 — chromitu; 8 — celestínu; 9 — hliníka; 10 — železa

Stručný prehľad geologických pomerov

V celkovom pohľade, indický subkontinent zahŕňa dva hlavné geologické celky známe ako ostrovný a mimoostrovný región.

Mimoostrovný región indického subkontinentu vytvárajú:

- a) Veľké oblúky zvrásnených pohorí, ktoré sa tiahnu z Iránu a Baluchistanu cez himalájsku zónu do Burmy;
- b) Veľká nížina Indu a Gangu, ktorá oddeľuje zvrásnené horstvá od ostrovného regiónu.

Horské pásma sú geologicky mladé, vznikli v priebehu pozdňého terciéru. Mimoostrovný región je charakterizovaný veľkou mocnosťou mezo-

zoických a terciérnych útvarov. V západnej časti Pakistanu (provincie Baluchistan, Sindh) vystupujú na povrch hlavne sedimentárne horniny permokarbónskeho až recentného veku. Ide hlavne o vápence, bridlice, pieskovce, siltovce, slieky, rohovce, tufy, sadrovce, anhydrity. Dolomity sú málo zastúpené.

Väčšina sedimentárnych hornín je morského pôvodu. V študovanej oblasti neboli pozorované hlbokovodné sedimenty; všetky uloženiny možno pokladať za sedimenty plytkého mora v neritických podmienkach. Eolické uloženiny sú obmedzené na recentné povrchové akumulácie, reprezentované dunami púštnych oblastí.

Vyvrelé horniny obsahujú granity, syenity, diority, gabrá a serpentinizované ultrabázické horniny. Výlevné horniny sú submarinného i suchozemského pôvodu; väčšinou ide o andezity alebo bazalty.

Metamorfované horniny sa vyskytujú v obmedzenej miere a vznikli buď kontaktnou alebo dynamickou metamorfózou v pásmach intenzívneho vrásnenia.

Na základe výskumu kanadských geológov (1960) bolo územie západnej časti Pakistanu zhruba rozdelené do troch zón:

1. Vápencová zóna — typickou horninou je tu vápenec, sú tu však bežné i pieskovce, bridlice a iné horniny a miestami môžu aj prevládať. Vek hornín tejto zóny je trias až pleistocén, malá časť hornín patrí do permokarbónu.

2. Pieskovcová zóna — horniny tejto zóny sú väčšinou pieskovce a bridlice, hlavne oligocéne a mladšie. Menej sú zastúpené vápence.

3. Zóna vyvrelín — zahrňuje značnú časť vyvrelých hornín, ku ktorým tiež pristupujú bridlice, pieskovce a konglomeráty. Väčšina hornín je terciérneho veku, časť patrí do kriedy.

Sedimenty uvedených zón sú uloženinami baluchistanskej geosynklinály, ktorá podľa súčasného stavu znalostí (podľa A. D. Ščeglova 1969) bola súčasťou Tethysu — najväčšej transkontinentálnej štruktúry v zemskej kôre, tiahnucej sa od Gibraltarskej úžiny na západe až k Malajskému polostrovu na východe. Hlavné sedimentačné obdobie bolo ukončené vrásnením, ktoré prebehlo medzi eocénom a oligocénom (uloženiny oligocénu majú flyšový charakter). Vo vrchnom neogéne došlo k ďalšej fáze vrásnenia, ktoré prebehlo vo vrchnom pliocéne a spodnom pleistocéne a je považovaná za hlavnú fázu vzniku himalájskeho orogénu.

S výnimkou vulkanickej skupiny Koh-i-Sultan, ktorá patrí do pleistocénu, erupzívna činnosť nastala pred prebehnutím hlavnej fázy vzniku himalájskeho orogénu, a to v priebehu raných tektonických pohybov v baluchistanskej geosynklinále. Vulkanická činnosť (vznik andezitov, bazaltov) bol zvlášť intenzívny v kriede, menej v paleocéne, eocéne a oligocéne.

Z hľadiska výskytu nerastných surovín v Baluchistane je významná zóna Chagai a pohorie Ras-Koh (viď obr. 1), kde na ultrabázická terciérneho veku, prenikajúce kriedovými a paleogénnymi usadeninami, sú viazané z hľadiska pakistanského hospodárstva dôležité výskytu chromitových rúd. Na stavbe zóny Chagai (označovaná tiež ako „masív Chagai“) sa výrazne uplatňuje tzv. „Sinjrani volcanic group“, pravdepodobne kriedového veku, ktorá je vytvorená z pevných efuzív andezitového a bazal-

tového zloženia a ich pyroklastík a v menšej miere zo sedimentárnych hornín (bridlíc, pieskovcov, vápencov). Vznik niektorých ložísk železných rúd v tejto oblasti je dávaný do súvislosti s touto vulkanickou činnosťou.

Kriedové efuzíva sú preniknuté granitoidmi dioritového a granodioritového zloženia. Na ich kontakty s vápencami sú viazané niektoré skarnové výskyty. K tomuto typu patrí napr. ložisko železnej rudy Bandagan v pohorí Ras-Koh a i.

Nerastné suroviny Baluchistanu

Provincia Baluchistan predstavuje z hľadiska výskytu rudných nerastných surovín významnú oblasť. Mineralizácia je však v tejto oblasti značne rozptýlená. Väčšina známych rudných výskytov je viazaná na pásma s bohatou vyvrelou aktivitou a sú, pokiaľ ide o ich priestorovú pozíciu a genézu, úzko späté buď s intruzívnymi alebo vulkanickými horninami.

Významnejšie výskyty rúd v provincii Baluchistan sú nasledujúce:

A n t i m ó n. Žilný typ ložísk antimonitových rúd vytvorených z antimonitu a kremeňa bol objavený v nadloží poruchových pásiem pretínajúcich bridlice, pravdepodobne oligocénno-miocénneho veku, asi 15 míľ SV od Qila Abdulla v oblasti Quetta. Ruda je viazaná na zóny rozložených bridlíc. Známe ložiská majú malé rozmery; zóny rozložených bridlíc majú plošné rozloženie niekoľko štvorcových míľ. Túto oblasť možno považovať z hľadiska výskytu ďalších ložísk za perspektívnu. Ložiská antimonitu sú známe tiež v oblasti Qila Viala, východne od ložiska Qila Abdullah. Geologické pomery oboch lokalít sú podobné a poukazujú na skutočnosť, že ukladanie antimonitu a kremeňa sprevádzané rozkladom a premenou okolitých hornín prebehlo v celom regióne. Podľa súčasného stavu znalostí majú uvedené ložiská malé rozmery, a teda sú ekonomicky nerentabilné.

Chromit — predstavuje v pakistanskom národnom hospodárstve jednu z najbohatších a najdôležitejších rudných surovín. Hlavná oblasť, kde sa chromit ťaží, sa nachádza v blízkosti Hindubaghu v údolí rieky Zhob, v blízkosti mesta Quetta. Chromit sa v tomto ložisku vyskytuje v žilách a nepravidelných masách v ultrabázických horninách, zvlášť v serpentinitoch. Môže sa vyskytovať i v podobe impregnácií. Odkryvy ultrabázických hornín, na ktoré je viazané chromitové zrudnenie, sa nachádza na veľkej ploche medzi lokalitou Khanozai a Hindubagh. V oblasti Hindubaghu sa ultrabázické vyvrelé komplexy skladajú z nepremeného serpentinizovaného alebo čiastočne serpentinizovaného dunitu, harzburgitu a peridotitu. Tieto horniny obvykle prechádzajú jedna do druhej. Ide o intruzíva prenikajúce do sedimentárnych hornín triasového až vrchnokriedového veku. Väčšina kontaktov týchto hornín je tektonicky porušená; intrúzie miestami spôsobili kontaktnú metamorfózu okolitých hornín, zložených z kryštalických vápencov, amfibolických bridlíc a pod. Ultrabázické horniny sú preniknuté žilami doleritu a inými žilnými horninami.

Väčšina ťažiteľných chromitových ložísk je viazaná na silne serpentinizované dunity a peridotity. Ťažiteľné chromitové rudy možno schematicky rozdeliť do dvoch kategórií:

a) Žily, šošovky — skladajúce sa čiastočne alebo úplne z masívneho chromitu s obsahom malého množstva intersticiálneho serpentínu.

b) Impregnačné ložiská — sú vytvorené z rozptýleného chromitu v dutinách. Tento typ obvykle reprezentujú nízkopercentné rudy.

Okrem vyššie uvedených ložísk je známy celý rad mineralogických výskytov, ktoré sú uvedené v práci Zaki Ahmada (1969).

Meď — v oblasti Baluchistanu bolo už v minulosti objavených viac výskytov medených rúd, z ktorých najznámejšie sú výskyt v severnom Baluchistane: Amir Chah, Amuri, Dalbandin, Kirtaga, Nok Chah, Koh Marani a Saindak. Väčšina uvedených ložísk obsahuje sulfidy a karbonáty medi v asociácii s magnetitom a čiastočne s hematitom. Tieto ložiská vznikli na kontakte vulkanických hornín s okolitými horninami.

Z uvedených lokalít sme navštívili lokalitu Amuri, Amir-Chah a Chilghasi. V lokalite Amuri je podľa našich výskumov Cu-mineralizácia viazaná na andezity. Zrudnenie je zastúpené chalkozínom, bornitom, menej chalcopyritom a veľkým množstvom sekundárnych minerálov (malachit a i.). Cu-mineralizácia je viazaná na sv.-jz. prebiehajúce pukliny v andezitoch. Na základe nášho posúdenia je možno toto zrudnenie považovať za mineralogický výskyt. V lokalite Amir-Chah je zrudnenie viazané na pukliny a zóny drtenia v andezitoch. V lokalite prevládajú Cu-karbonáty. Tak isto toto zrudnenie vyvinuté v magnetitovo-hematitovom ložisku Amir-Chah nemožno pokladať za ekonomicky významné.

Lokalita Chilghasi patrí medzi najviac preskúmané lokality. V posledných rokoch bol tu urobený vrtný, banský a geofyzikálny prieskum. Z výsledkov týchto prác vyplýva, že mladšia Cu-mineralizácia je priestorovo viazaná na magnetitové zrudnenie (bližšie viď neskôr).

Železo — z hľadiska výskytu týchto rúd je značne perspektívna oblasť severného Baluchistanu. Najznámejšie výskyt sú Chilghasi, Baluchap-Kundi, Dalbandin a výskyt železnej rudy na Mashki-Chah pri obci Nokkundi. Z týchto lokalít sme navštívili a posúdili lokality Chilghasi, Mashki-Chah a Amir-Chah.

Ložisko Chilghasi je v štádiu pokročilého podrobného geologického prieskumu. V celom priestore lokality bola z geofyzikálnych metód aplikovaná detailná magnetometria pozdĺž profilov s krokom observovaných bodov 5—15 m. Meranie urobilo geofyzikálne oddelenie Geological Survey of Pakistan v Quette. Tieto práce mali overiť magnetitové ložiská, ktoré miestami obsahujú Cu-zrudnenie.

V lokalite vystupujú kompaktné, lokálne porfyrické, miestami propylitizované andezity. Z doteraz vykonaných prieskumných prác vyplýva, že výskyt magnetitových rúd sú geneticky aj priestorovo viazané na andezitový vulkanizmus. Širšie okolie ložiska je vytvorené z andezitov, a preto tu možno očakávať prítomnosť analogických magnetitových ložísk.

V lokalite Mashki-Chah, ktorá vytvára morfológicky miernu eleváciu, vychádza na povrchu rudné teleso, hodnotené v starších prácach ako hematitové teleso. Podľa našich výskumov, na rozdiel od výsledkov uvedených v „Reconnaissance geology 1960“, nejde v prípade tohto ložiska len o hematitové zrudnenie, ale o hematitové i magnetitové. Pomer magnetit—hematit nie je možné presne určiť; magnetit prevláda nad hematitom.

Štúdium štruktúry ukázalo, že ruda má charakteristické črty hemati-

tovej rudy. Predpokladáme, že pôvodne hematitová ruda bol za hypogénnych podmienok (kontaktná metamorfóza) premenená na magnetitovú rudu. Lišty pôvodného hematitu sú pseudomorfované mušketovitom. V supergénnych podmienkach bol magnetit lokálne premenený na magnetit, prípadne až na martit.

V ložisku Amir-Chah ide tiež o magnetitové a hematitové zrudnenie, vyvinuté v podobe nepravidelných šošovkovitých a doskovitých telies, ktoré sa smerom na sever zvažuje. Ložisko je vyvinuté na tektonickom kontakte andezitov s vápencami, čo je možné pozorovať v krátkych prieskumných štólach.

Podľa výskumov uvedených v „Reconnaissance geology 1960“, ložisko Mashki-Chah je vyvinuté na kontakte kremitého porfýru s vápencami, zatiaľ čo v prípade ložiska Amir-Chah za zdroj zrudnenia sú pokladané granitoidy, ktoré spolu s vulkanitmi prenikajú sedimentárnymi súvrstvami.

Ako ukázali naše orientačné analýzy železných rúd a výskum pomocou elektronického mikroanalyzátoru, ruda z lokality Mashki-Chah a Amir-Chah je veľmi kvalitná a v mnohých ohľadoch sa vyrovná indickým železným rudám z oblasti Bihar a Orissa, študovaných M. S. Krishna nom (1952). Priaznivý je nízky obsah TiO_2 , menej priaznivý je vyšší obsah fosforu v rudách z Amir-Chah.

	1	2
SiO_2	2,25	2,28
TiO_2	stopy	stopy
Al_2O_3	0,28	0,28
Fe_2O_3 celk.	95,80	95,50
MnO	0,049	0,01
MgO	0,045	0,035
CaO	0,29	0,30
P_2O_5	0,113	0,340
strata žíhaním	1,30	1,41
H_2O do 110 °C	0,13	0,18

1 — lokalita Mashki-Chah; 2 — lokalita Amir-Chah

Laterity, bauxity — v oblasti severného Baluchistanu sú známe len dva výskyty, a to v lokalite Zíarat-Chauki-Sar, Wadan-Sanjawi. V prvej lokalite ide o šošovky vysoko železitého lateritu, ktorý je vyvinutý v kriedových vápencoch. Šošovky sú 1 až 2,5 m mocné. V ďalšej lokalite je priemerná mocnosť 1,80 m. Laterity sa v oboch lokalitách líšia v nepatrnnej miere v závislosti od litológie, zloženia a textúry. Prevláda textúra pizolitická, hľúzovitá a konkrecionárna.

Významnejšie ložiská lateritu a bauxitu sa vyskytujú mimo opisovanej oblasti v okolí Peshawaru a Islamabadu.

Olovo — na základe súčasných znalostí sú v severnej časti Baluchistanu známe štyri výskyty rúd: Diring Kalat, Koh-Marani, Mashki-Chah a Saindak.

Hlavnou úžitkovou zložkou väčšiny týchto lokalít je galenit a bournonit, ktorý tvorí výplň žíl v kryštalických bridliciach. Tieto minerály sa nachádzajú podľa Zaki A h m a d a (1969) v asociácii so sfaleritom, chalkozínom, bournonitom, kremeňom, antimonitom, kalcitom a barytom. Galenit je obvykle striebornosý. Z uvedených výskytov sa v minulosti ťažilo len v ložisku Diring Kalat. V prípade ostatných lokalít ide o menšie výskyty rúd.

M a n g á n — v záujmovej oblasti sú uvádzané len tri výskyty mangánových rúd A. M. H e r o n (1954). Mangánové minerály sa nachádzajú v kremenných žilách vyvinutých vo vápencoch. Ide o nepatrné a ekonomicky bezvýznamné výskyty nachádzajúce sa v zóne Chagai. Hlavné výskyty mangánových rúd sa nachádzajú v južnej časti provincie Baluchistan, severne od Karachi.

Súčasná ťažba nerastných surovín v Pakistane je obmedzená na zemný plyn, naftu, uhlie, kamennú soľ, chromit, sadrovec, vápenec. U ostatných nerastných surovín sú overené veľmi malé zásoby. Ide predovšetkým o baryt, bentonit, celestín, kaolín, živec, fly, fluorit, železné rudy, magnetit, síru, vermikulit.

Rozšírenie surovinovej základne Pakistanu by do značnej miery prispelo k zlepšeniu hospodárskej situácie, a preto sa vyhľadávaniu nových ložísk nerastných surovín pripisuje veľký význam.

Prospekčné možnosti

Stav preskúmanosti nerastných surovín v severnej časti Baluchistanu je nízky. Výskum sa urobil systematicky a koordinovane a bol sústredený predovšetkým na výskyty rúd prenikajúcich na povrch. Veľkú zásluhu pri vyhľadávaní ložísk nerastných surovín v tejto oblasti má A. M. H e r o n (1954), rad francúzskych a anglických geológov v období 1900 až 1960 a v pozdejšej dobe tiež sovietskych geológov.

V poslednom období možno za najvýznamnejšiu prácu označiť letecké geologické mapovanie a registráciu ložísk nerastných surovín, urobené v rámci Colombo Plan Cooperative Project kanadskou spoločnosťou Hunting Survey Corporation Toronto v roku 1960.

Z výsledkov geologických prác uskutočnených doteraz v Baluchistane vyplýva, že najperspektívnejším územím z hľadiska výskytu nerastných surovín je zóna Chagai (masív Chagai) v severnom Baluchistane, ktorý hraničí na severe s Afganistanom a na západe s Iránom. Ide o hornaté územie vytvorené z kriedových sedimentárnych a vulkanických hornín (hlavne vápencov, bridlíc, vulkanitov Sinjrani Group), preniknutých ranoterciérnymi vyvrelinami (hlavne monzonitmi, ultrabázikami a granitoidmi).

V tejto zóne sú veľmi rozšírené zrudnenia, prípadne jeho indicie nasledujúcich typov: chromitové, železné, medené, mangánové, olovnaté.

Podľa prevládajúceho názoru (napr. Reconnaissance geology 1960) väčšina výskytov železných a medených rúd, ktoré sú v tejto oblasti zvlášť bohaté, sú výsledkom kontaktného pôsobenia granitoidov na vápenec, vulkanické a iné sedimentárne horniny patriace do Sinjrani Group. Vý-

sledkom sú rudy skarnového charakteru, zložené z magnetitu a hematitu s pozdejšou Cu-sulfidickou mineralizáciou.

Na základe zistených geologických podkladov a skutočností, výsledku štúdia fyzikálnych vlastností hornín i na základe štúdia možnosti aplikácie geochemických metód by bolo účelné urobiť vo vyššie uvedenej zóne komplexný geologický, geofyzikálny a geochemický výskum.

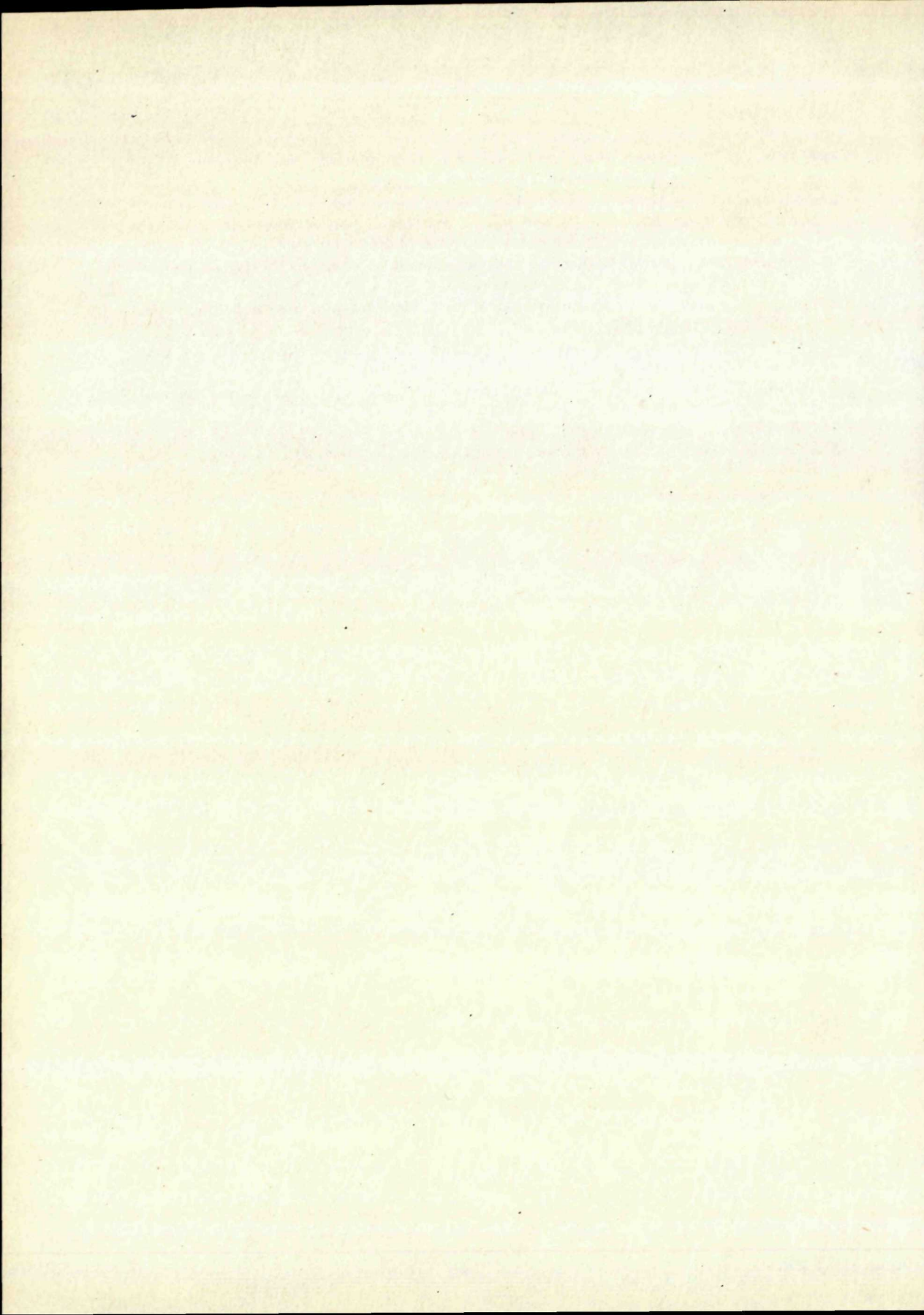
V celej zóne Chagai by bolo treba urobiť základné geologické mapovanie v mierke 1:50 000 pomocou leteckého snímkovania, aeromagnetického merania a regionálno-gravimetrického merania so vzdialenosťou observovaných bodov cca 2000 m. V miestach zistených gravitačných a magnetických anomálií uskutočniť detailné pozemné magnetometrické meranie Z-zložky magnetického poľa s krokom observovaných bodov pozdĺž profilu 10—15 m a detailné tiažové meranie pozdĺž profilov vzdialených 200—500 m. Profily by mali byť orientované kolmo na väčšie poruchy, resp. štruktúry, zistené regionálnym mapovaním. V miestach zistených geologicky významných anomálií urobiť detailný plošný tiažový, magnetometrický a geoelektrický prieskum. V súvislosti s magnetometrickým a tiažovým prieskumom systematicky spracovávať hustotné a magnetické parametre pre účely interpretácie magnetických a tiažových anomálií. Možno predpokladať, že geofyzikálnym prieskumom bude možné sledovať väčšie rudné polohy, zistiť rozšírenie karbonátových a vulkanických hornín, sledovať výraznejšie tektonické línie a litologické rozhranie, ako aj zistiť hlbinné zlomy a telesá. Takýto postup geofyzikálnych prác prispieje k vyriešeniu štruktúrno-tektonických pomerov, a tým i k objasneniu niektorých všeobecných zákonitostí v rozšírení rudných zón a k vymedzeniu nádejných hydrogeologických štruktúr pre zaistenie úžitkovej vody. Vhodnosť použitia komplexu geofyzikálnych metód potvrdili dobré výsledky i v geologicky analogických oblastiach Československa. V miestach zistených geofyzikálnych anomálií je treba urobiť podrobné geologické mapovanie, odber vzoriek na chemické a iné rozbory a tam, kde sú priaznivé geologické a geomorfologické podmienky, urobiť geochemický výskum ťažkých minerálov v riečnych sedimentoch v orientačných profiloch situovaných kolmo na priebeh údolí.

Predpokladaná vzdialenosť medzi profilmi je 600—1000 m, vzdialenosť miest odberu vzoriek 200 m. Pri prieskume riečnych sedimentov (hlavne tam, kde sa predpokladá prítomnosť farebných kovov) treba venovať pozornosť hlavne jemným frakciám 80 Mesh.

Účelnosť kombinácie geochemických a geofyzikálnych metód sa potvrdila v mnohých prípadoch pri obdobných prospekciách v zahraničí. Na základe interpretácie geofyzikálnych a geochemických dát v korelácii s geologickými poznatkami bude možné riešiť zásadné geologicko-ložiskové problémy.

Literatúra

- FARUQUE, H.: Preliminary report on the magnetite deposits in the Chilghazi area—Chagai District, West Pakistan. GSP Quetta.
- Geological map of Pakistan M 1:2 000 000 (1964).
- Hunting Survey Corp. Ltd. 1960: Reconnaissance geology of part of West Pakistan s geologickými mapami M 1:253 440 — I Inch to 4 Miles. A Colombo plan cooperative project; (a report published for the government of Pakistan by the government of Canada). Toronto.
- SHEGLOV, A. D. 1969: Main features of Endogenous Metallogenesy of the Southern Part of West Pakistan. Mem. GSP vol. 7.
- STANIN-HASAN 1966: Reconnaissance for phosphate in West Pakistan. Infor. Rel. Geol. Surv. Pakistan.
- ZAKI, AHMET 1959: Directory of Mineral Deposits of Pakistan. Records of the Geological Survey of Pakistan, No. 15, Part 3.
- KRISHNAN, M. S. 1952: Iron ores of India.
- XIX Congrès Geologique International. Symposium sur les gisements de fer du monde. Alger 1952.



Rudolf Halouzka

Správa o zasadaní pracovnej skupiny kvartérneho projektu IGCP v Rakúsku

[1 obr. v texte, 4 tab. na kriede — XLV—XLVIII]

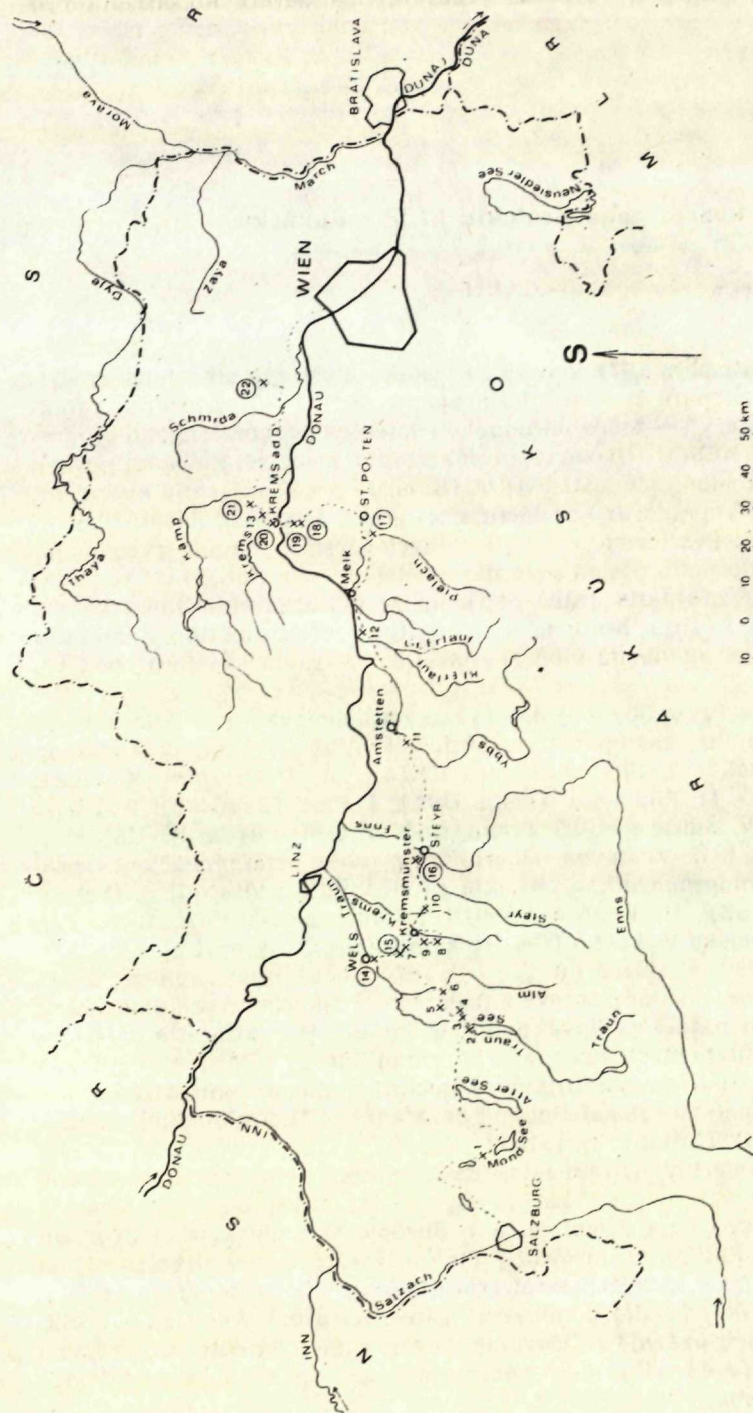
V dňoch 10.—14. septembra 1974 konalo sa v Rakúsku druhé stretnutie medzinárodnej pracovnej skupiny korelačného projektu 73/1/24 — „Kvartérne zaľadnenia severnej hemisféry“ — Medzinárodného geologického korelačného programu (IGCP) IUGS—UNESCO. Uvedený projekt tohto medzivládneho programu súčasne participuje v pláne činnosti INQUA (Komisia pre stratigrafiu kvartéru).

Za cieľ si stanovil vypracovať koreláciu stratigrafie kvartéru oblastí pleistocénneho zaľadnenia s kvartérom extraglaciálnych území (najmä periglaciálnych) v krajinách mierneho pásma severnej hemisféry — v Európe i v severnej Amerike a Ázii. Prvé stretnutie pracovnej skupiny tohto korelačného projektu bolo v NSR (15.—20. 9. 1973, Kolín n. Rýnom), tohtoročný meeting v Rakúsku zorganizovala Rakúska akadémia vied (Komisia pre výskum kvartéru) pod vedením J. Finka.

Účastníci stretnutia (vyše 30) boli predovšetkým delegovaní členovia užšieho kruhu pracovnej skupiny, zastupujúci jednotlivé krajiny — napr. B. Anderson (Nórsko), K. Brunnacker (NSR), A. Cepek (NDR), A. Dreimanis (Kanada), D. J. Easterbrook a G. M. Richmond (obaja USA), J. Fink (Rakúsko), R. Paepe (Belgicko), z ČSSR V. Šibrava (ÚÚG Praha, vedúci projektu) a R. Halouzka (GÚDŠ Bratislava) a i. Zo známych odborníkov z radov ostatných členov pracovnej skupiny a spolupracovníkov projektu sa stretnutia zúčastnili B. Frenzel a H. Graul (obaja NSR), H. Kohl a L. Piffl (obaja Rakúsko), A. A. Veličko (ZSSR), z Československa V. Bucha (Geofyzikální ústav ČSAV Praha) a ďalší.

Na úvodnom zasadaní v Salzburgu (10. 9. 1974) bolo prednesených spolu 13 referátov (tromi z nich sa prezentovala trojčlenná československá delegácia). Prednášky obsahovali najprv celkové údaje o korelácii stratigrafie kvartéru extraglaciálnej a alpskej oblasti strednej a západnej Európy (Šibrava), doplnené o údaje geofyzikálne (paleomagnetizmus — Bucha), v ďalšom sumarizovali korelačné údaje pre v pleistocéne zaľadnené i nezaľadnené (periglaciálne) územie Belgicka (Paepe), NSR (Brunnacker), NDR (Cepek), Ruskej roviny v ZSSR (Veličko) i severnej Ameriky (Dreimanis, Easterbrook, Richmond); príspevok A. Billardovej (Francúzsko) sa týkal stratigrafickej interpretácie paleosolov „červenozemného“ vývoja na území jz. a j. Európy. O problematike kvartéru exkurzného územia v Rakúsku referovali J. Fink a H. Kohl a to v nadväznosti na prednášku R. Halouzku o korelácii stratigrafie dunajského pleistocénu vo Viedenskej a Komárňanskej (malej panónskej) panve na území Rakúska a ČSSR. Diskusia o prednáškach ukázala zblížovanie názorov na členenie a koreláciu stratigrafie kvartéru. Prednášky budú publikované ako správa o zasadaní pracovnej skupiny projektu.

Mapka exkurznej trasy a lokalít



Legenda:

Čiarkovane = trasa exkurzie; krížiky = lokality. Lokality (číselné označenie, v mapke sú zakrúžkované čísla lokalít so spracovými sériami):

- | | | | |
|------------------------------|------------------------------|------------------------|-----------------------------------|
| 1. Steinerbach | 7. Sattledt (štrkovisko) | 13. Gneixendorf | 18. Paudorf (loc. typ.) |
| 2. Gmunden — Kalwarienberg | 8. Kremsmünster — Gustenberg | 14. Wels — Würzburger | 19. Aigen & Furth (loc. typ.) |
| 3. Gschwandt | 9. Lärchenwald | 15. Sattledt (hlmisko) | 20. Krems a. d. D. — Schiesstätte |
| 4. Eisengattam — Krottendorf | 10. Bad Hall | 16. Steyr | 21. Langenlois |
| 5. Berg | 11. Ulmerfeld | 17. Feilendorf | 22. Stranzendorf |
| 6. Eggenberg pri Vorchdorfe | 12. Pöchlarn | | |

Exkurzia (11.—14. 9. 1974) po území rakúskej časti severného predpolia Álp a po oblasti Podunajska medzi Kremžou a viedenskou bránou mala trasu Salzburg — Wels — Steyr — Krems a. d. Donau — Wien. Exkurzné lokality tak charakterizovali podstatné územie rakúskeho kvartéru, zásadného významu pre koreláciu stredoeurópskeho kvartéru (spojnica „klasického“ kvartéru severného predpolia Álp s oblasťou Viedenskej panvy a okrajových karpatských nížin j. Moravy a jz. Slovenska).

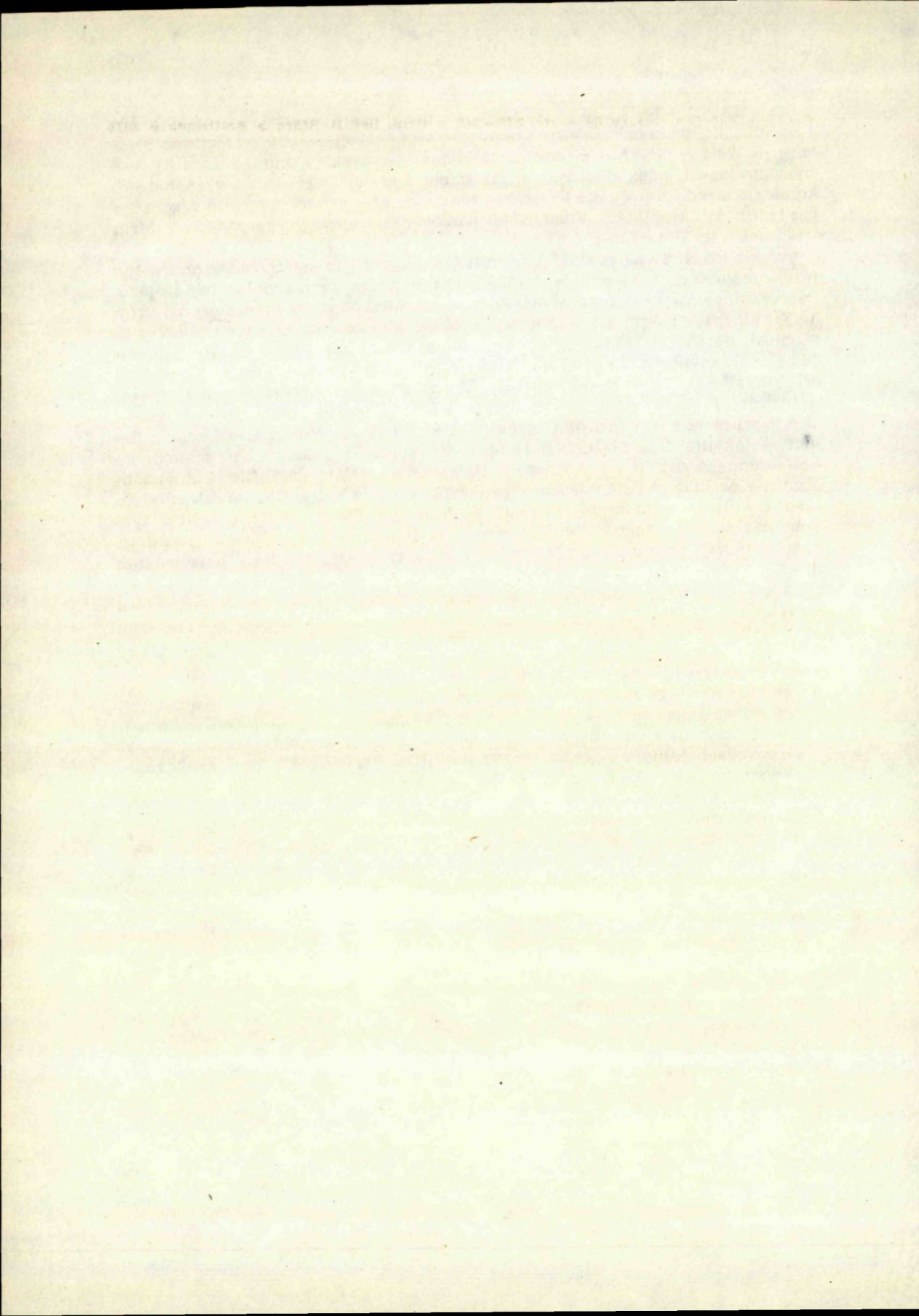
Úvodná lokalita (palynologický profil Steinerbach) je severne solnohradského jazera Mond-See. Inak exkurzné lokality ako celok boli typologicky trojaké. Reprezentovali najprv morény pleistocénneho horského zaľadnenia Álp vo vzťahu ku glacifluviálnym a fluviálnym štrkovým sedimentom alpských tokov a to v oblasti na SV od Traun-See a v priľahlom území na JV od Welsu (Gmunden — Kalvarienberg, Gschwandt, Eisengattern — Krottendorf, Berg, Eggenberg pri Vorchdorfe, Sattledt — štrkovisko, Kremsmünster — Gustenberg a Lärchenwald); ďalej lokality dokumentovali výlučne fluviálne štrky riečnych terás dunajských prítokov z Álp (povodie riečky Krems na JV od Welsu, rieky Ybbs a Erlauf — lokality Bad Hall, Ulmerfeld a Pöchlarn) i známe a problematické hollabrunnské štrky v okolí Kremže (Gneixendorf). Najpočetnejšie bola demonštrovaná problematika sprašovej stratigrafie a pedostratigrafie (sprašové série lokalít Wels — Würzburger, Sattledt — hlinisko, Steyr, Feilendorf, loc. typ. Paudorf, loc. typ. Aigen & Furth, Krems a. d. Donau — Schliesstätte, Langenlois, Stranzendorf), zahrnujúc u niektorých i aspekty biostratigrafie a paleomagnetizmu.

Záveru korelačného meetingu v Rakúsku sú prínosom i pre geológiu kvartéru Slovenska.

Vysvetľujúci text k fotografickým prílohám (tab. XLV—XLVIII):

1. Účastníci stretnutia pracovnej skupiny kvartérneho projektu IGCP v Rakúsku pri výklade na exkurznej lokalite — 1. časť: 1 — prof. dr. J. Fink (Wien, Rakúsko), vedúci stretnutia a exkurzie, 2 — dr. V. Šibrava, DrSc. (Praha, ČSSR), vedúci projektu, prezident INQUA, 3 — dr. G. M. Richmond (Denver, USA), 4 — prof. dr. R. Paeppe (Brusel, Belgicko), 5 — prof. dr. B. Frenzel (Stuttgart, NSR), 6 — dr. R. J. Fulton (Ottawa, Kanada).
2. Účastníci stretnutia pracovnej skupiny kvartérneho projektu IGCP v Rakúsku pri výklade na exkurznej lokalite — 2. časť: 1 — dr. A. A. Veličko, DrSc. (Moskva, ZSSR), 2 — prof. dr. H. Gaul (Heidelberg, NSR), 3 — prof. dr. A. Dreimanis (London, Kanada), 4 — prof. D. J. Easterbrook (Bellingham, Wash. — USA), 5 — prof. dr. K. Brunnacker (Köln, NSR).
3. Profil sprašovou sériou v tehelni Wels/Würzburger (dolina rieky Traun v Hornom Rakúsku). Pohľad na súvrstvie stredného a starého pleistocénu, s ferretom na báze (v ryhe).
4. Profil štrkovým komplexom risského stupňa alpskej riečky („Hoch Terrasse“) na štrkovisku u Bad Hall (dolina Sulzbachu v bazéne hornorakúskej riečky Krems na okolí Welsu). Pohľad na zdvojenú akumuláciu s aleuriticko-piesčitou medzivrstvou s malakofaunou.

Fotografie č. 1—4: foto R. Halouzka.



A. Tollman

**Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik.
Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen**

[404 strán, 170 obr., Vyd. Franz Deuticke, Wien 1973]

Recenzia

Kniha je prvou časťou trojzväzkovej monografie o severných vápencových Alpách. Na príkladoch uvedenej časti Alp A. Tollman podáva analýzu pestrej palety tektonických foriem, s ktorými sa geológ stretáva vo všetkých pásmových pohoriach s príkrovovou stavbou.

Po krátkej definícii a historickom zhodnotení termínu „príkrov“ autor v ďalšej kapitole opisuje rôzne typy príkrovov a zaraďuje ich do skupín podľa štruktúrneho štýlu, materiálu fácie, veľkosti, veľkosti premiestenia a podľa mechanizmu a chronológie transportu. Najobsiahlejšia je stať, v ktorej sú definované a opísané rozličné časti príkrovov. Opisuje rôzne typy násunov a presunov, hovorí o problémoch určovania smeru transportu uvádza klasifikáciu vrás, čiel a koreňov príkrovov, ako aj tektonických trosiek a tektonických okien. V krátkej kapitole sa zaoberá problémami „imitačnej“ či „mimetickej“ tektoniky. Posledná kapitola sa zameriava na zlomovú tektoniku v pásmových pohoriach, ktorá, ako uvádza autor, naznačuje rozsah kapitoly, nie je natoľko prepracovaná ako deformácie späť so vznikom vlastných príkrovov.

Geológovia dostávajú dielo, v ktorom nájdu takmer v slovníkovej forme vysvetlené množstvo tektonických pojmov známych z príkrovových sústav. Z nich niektoré sú originálne a zvlášť označené. Po definícii každého „hesla“ nasledujú spravidla historické údaje o jeho použití, prípadne zmeny v dnešnom chápaní pojmu a príklady zo Severných vápencových Alp. Význam mnohých pojmov je okrem slovného textu demonštrovaný na grafických prílohách alebo fotografiách. Veľmi cenné je v knihe i to, že každý opísaný pojem — termín v nemčine je korelovaný so zodpovedajúcim termínom vo francúzštine a angličtine.

Kniha A. Tollmana určite poslúži každému geológovi zaoberajúcemu sa stavbou alpinotypných pohorí. Už dlhší čas sa pocífuje potreba tektonického slovníka pre karpatskú oblasť. Domnievam sa, že toto dielo bude vhodnou pomôckou i pri prípadnom zostavovaní slovníka.

A. Biely

А. Тольман

**Основные принципы альпийской покровной тектоники.
Систематический анализ на примере северных Известняковых Альп**

[404 стр., 170 рис., Изд-во Франц Дётике (Franz Deuticke), Вена 1973]

Рецензия

Книга А. Тольмана является первой частью трехтомной монографии о северных Известняковых Альпах. На примерах, взятых из этой области, автор рассматривает все многообразие тектонических форм, представленных в складчатых горах с покровным строением.

В первой главе дается краткое определение и разбор термина «покров»; в следующей главе автор описывает разные типы покровов, распределяя их по группам в зависимости от структурного стиля, материала, слагающего фацию, амплитуды перемещения, механизма и хронологического порядка транспортировки. Наибольший объем имеет глава, в которой дается определение и описание различных частей покровов. Автор рассматривает разные типы надвигов и шарьяжей, останавливается на вопросах определения направления транспортировки, дает классификацию складок, фронтальных частей и корней покровов, а также тектонических останцов и тектонических окон. Небольшая глава посвящена вопросу «имитационной» тектоники («миметизму»). В последней главе рассматривается тектоника разломов в складчатых горах, тектоника, которая по словам автора, значительно менее изучена, чем деформации, связанные с образованием собственно покровов.

В книге А. Тольмана геологи найдут почти в словарной форме объяснения многих тектонических понятий, встречающихся при описаниях покровных систем. Некоторые понятия введены автором и отмечены особо. После определения каждого термина обычно приводятся исторические данные об его употреблении, иногда указывается, как изменилось его понимание, даются примеры, взятые из северных Известняковых Альп. Значения многих понятий не только объясняются словами, но сопровождаются также графическими приложениями или фотографиями. Весьма ценно то, что все понятия, выраженные немецкими терминами, сопоставляются с соответствующими французскими и английскими терминами.

Книга А. Тольмана несомненно принесет пользу всем геологам, занимающимся строением альпийских горных систем. Уже давно ощущается необходимость иметь тектонический словарь для карпатской области. Надо надеяться, что указанная работа явится хорошим пособием для составления такого словаря.

А. Белы

Б. В. Мерлич—С. М. Спитковская

Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов

(Hlbinné zlomy, neogénny magmatizmus a zrudnenie Zakarpattia)

Lvovská štátna univerzita I. Franka, Lvov 1974, 173 str., 38 tab. 120 obr. cena 1 Rb 56 kp.

Recenzia

Kniha v deviatich kapitolách analyzuje geologický vývoj najmä zakarpatského vulkanického i sedimentárneho neogénu s osobitným zreteľom na význam hlbinných zlomov pre magmatizmus a metalogenézu. Za najdôležitejšie hlbinné zlomy sa považuje zakarpatský hlbinný zlom a pripanónsky hlbinný zlom, ktorý je vytvorený systémom diskontinuit od severného okraja pásma pieninských bradiel po okrajové poklesy miocénnych molás zakarpatského vnútorného prehybu. Jeho šírka má teda mocnosť 5 až 5,5 km. Pripanónsky hlbinný zlom je pomerne široká zóna, na juhu obmedzená szamoskou tektonickou líniou. Zahrňuje zónu na povrch vystupujúcich i pochovaných elevácií neogénneho podložia (zemplínsky ostrov, beregovská oblasť, vyškovská oblasť, oblasť Baia Mare). Jeho severovýchodnou hranicou je systém sz.—jv. zlomov, oddeľujúcich spomínané elevácie od centrálnej časti vnútorného prehybu. Autori pokladajú obe zóny hlbinných zlomov za staré tektonické elementy a v prípade pripanónskeho systému za predpaleozoické. Tieto hlbinné zlomy majú priestorovú i kauzálnu súvislosť s magmatizmom, ktorý je systematicky rozdelený na tri magmatické komplexy (sedimentárno-vulkanický, efuzívny a hypoabysálny). Prvý z nich je rozdelený do dvoch fáz (I—II) a štyroch štádií, druhý do troch fáz (II—III—IV) a šiestich štádií, tretí má len jednu fázu (II) a štyri štádiá. Všetky vulkanické produkty sú veľmi starostlivo petrograficky i petrochemicky charakterizované a značná pozornosť je venovaná geologickým pomerom ich uloženia. Táto časť knihy je cenná najmä chemickými analýzami, údajmi o optických kryštáloch hornínotvorných mineráloch a určením absolútneho veku hornín. Autori spájajú príčinu neogénneho magmatizmu s diferenciálnou tektonickou aktivitou hlbinných zlomov a neogén preniká na povrch najmä na hraniciach blokov s rôznymi znamienkami vertikálneho pohybu. Hypoabysálny komplex je spätý s výraznými eleváciami predneogénneho substrátu. Autori sa domnievajú, že polymetalické i ortufové zrudnenie je späté so spoločným magmatickým zdrojom a jednotným hydrotermálnym procesom, formovanie Pb—Zn a Hg mineralizácie prebiehalo však v dvoch rôznych obdobiach tektonických pohybov, v priebehu ktorých prenikali kvalitatívne odlišné roztoky reprezentujúce štádiálne pulzácie spoločných magmatických kónusov. V prvom štádiu sa vylúčilo Pb a Zn, v druhom Hg.

Jedným zo závažných argumentov pre takýto záver je konštatovanie autorov, že zrudnenie na území Zakarpatskej Ukrajiny je parageneticky spojené s hypoabysálnym komplexom a zrudnenie i hypoabysálny komplex majú spoločnú štruktúrnu pozíciu a súvisia so zónami hlbinných zlomov. Autori určujú vek

intruzívneho komplexu sarmatsko-panónsky a geologickými i geochronologickými metódami dokazujú synchronnosť hydrotermálnej metalogenézy. V poslednej kapitole sa venuje pozornosť metalogenetickému rajónovaniu Zakarpattia s prihliadnutím na predstavy o metalogenéze v príľahlých častiach európskych alpíd. Osobitnú pozornosť si zasluhujú po prvýkrát publikované hodnoty absolútneho datovania niektorých vulkanických hornín Slovenska (Michalovce — ryodacit $12,2 \pm 1,3$; Lesné — ryodacit $11,4 \pm 3,3$; Merník — ryodacit $13,9 \pm 3$; ryolit Cejkov $12,1 \pm 1,2$; uzavrenina ryolitu v ryolite Cejkov $11,1 \pm 2,0$; ryolit Hrčel $14,2 \pm 2,5$; ryolit Bara $14,0 \pm 2$; ryolit Viničky $12,8 \pm 2$; ryolit Banská Štiavnica $10,8 \pm 2$; granodiorit Banská Štiavnica $14,8 \pm 2,4$ resp. $13,7 \pm 2,5$; granodiorit—porfýr Banská Štiavnica $12,3 \pm 2,0$).

Kniha predstavuje ucelené regionálnogeologické i metodické dielo, ktoré poslúži širokému okruhu autorov zaoberajúcich sa problémami tektoniky a regionálnej geológie, vulkanizmu, magmatizmu, metalogenézy a ich vzájomnými vzťahmi.

Ján Slávik

Szepesházy Kálmán

A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei

(96 str. textu, 14 text. obr., 5 príloh)

Recenzia

Autor sa v knihe zaoberá predneogénnym substrátom maďarského Alföldu. Výsledky štúdia sú založené predovšetkým na litologicko-faciálnej a predbežnej stratigrafickej a tektonickej analýze veľmi rozsiahleho vrtného materiálu (cca 5000 vrtov), ktorý pochádza z prác zameraných na vyhľadávanie živíc.

Alföldskú panvu vyplňajú neogénne, predovšetkým pliocénne sedimenty o mocnosti 2000—3000 m, miestami i nad 6000 m. Predneogénny substrát tvoria mezozoické sedimenty, ktoré boli počas suchozemských období zväčša oddenované a zachované sú len rudimentárne v niektorých poklesnutých kryhách. Prevažná časť substrátu je vytvorená z predmezozoických útvarov. Z hľadiska paleogeografického a tektogenetického vývinu sú pozoruhodné sedimenty v s. časti Alföldu, resp. sz. časti zatiskej oblasti. Podložie predmiocénnych a pliocénnych sedimentov tvorí vrchnokriedová a spodnopaleogénna formácia. Autor v svojom diele kladie hlavný dôraz práve na túto formáciu, ktorá má veľký význam aj z hľadiska paleogeografickej rekonštrukcie i štúdia hlbínnej stavby alpskeho orogénu Karpát.

Nakoľko na území Maďarska sa na povrchu flyšová formácia nenachádza, v úvode autor podáva krátky, ale názorný prehľad (str. 11—50) o základných genetických znakoch tejto formácie. Pritom sa opiera predovšetkým o priekopnícke práce Kuenena, Vasojeviča, Książkewicza, Dzulinského, Waltona, Birkenmajera, Bouma atď.

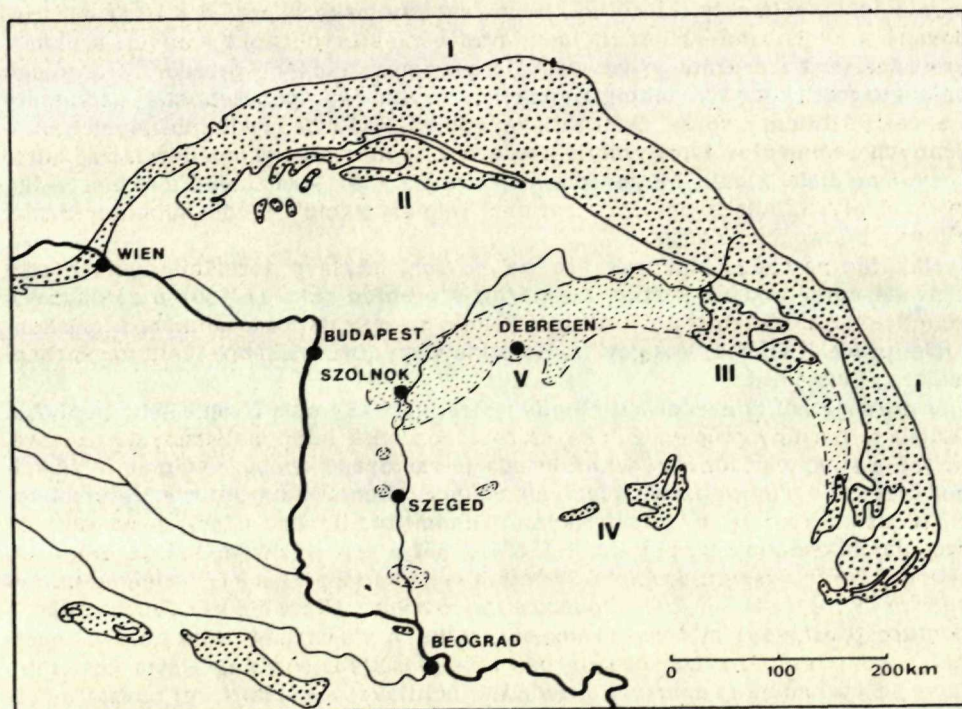
V druhej časti je uvedený litologicko-stratigrafický opis flyšu a jeho podložia. Odlíšil tu horniny prepaleozoické, staropaleozoické, mladopaleozoické, triasové, jurské a spodnokriedové. Vrchná krieda je zastúpená dvoma vývinmi. V západnej časti sú vyvinuté pestré (červené, zelené) slieňe, ktoré autor z litofaciálneho hľadiska koreluje s „púchovskými“ slieňmi bradlového pásma a na základe určenia mikrofauny z vrtu Km-8 (1824—1857,5 m). Kövarem ich zaraďuje do senónu. Podľa výskytu druhov *Gümbelina elegans* (R z e h a k), *Pseudotextularia varians* R z e h a k — *Racemiguembelina varians* (R z e h a k), *Globotruncana contusa* (Cushman) môžeme usudzovať, že ide o maastricht. Táto fácia v severnej časti laterálne prechádza do pelticko-piesčitého vývinu. Hlbšia časť tejto fácie sa vyznačuje rytmickým striedaním pelitickej a psamitickej zložky a niektorými znakmi charakteristickými pre flyšovú formáciu. Na základe mikrofauny zaraďujú flyšové súvrstvie do kampanu až maastrichtu. Toto súvrstvie bez podstatnejších litofaciálnych zmien prechádza až do paleocénu, ktorý bol doložený najmä aglutinovanou mikrofaunou, charakteristickou pre vrchnosenónske a spod-

nopaleogénne súvrstvie vonkajšieho flyšového pásma (= karpatskému rzeha-kiovemu a ammodisko-glomospirovemu pásnu).

Čitateľovi sa dostáva do rúk dielo, ktoré poskytuje veľmi cenné údaje presahujúce regionálny rámec Maďarska. Výsledky týchto výskumov dopĺňujú naše poznatky pri syntetizujúcich paleogeografických a paleotektonických prácach alpsko-karpatského pásmového pohoria.

O. Fusán — O. Samuel

Rozšírenie flyšu v Karpatoch: I. Vonkajší flyš (K₁, K₂, Pg₁, Pg₂, Pg₃); II. vnútorný západokarpatský (centrálno-karpatský-podhalský flyš; Pg₂, Pg₃); III. Severokarpatský vnútorný flyš, odkrytý a zakrytý (K₁, K₂, Pg₁, Pg₂, Pg₃); IV. Primarmarošský flyš (K₁, K₂); V. Zatiský severozápadný vrchnokriedový až paleogénny vývoj — zakrytý (K₁, K₂, Pg₁, Pg₂, Pg₃).



G. C. Amstutz, editor

Spilites and Spilitic Rocks

482 strán, 138 obrázkov v texte, 13 tabúl. Vydavateľstvo Springer (Berlín—Heidelberg—New York) 1974.

Recenzia

Ďalším z monotematických titulov, venovaných petrogenetickej problematike, ktoré sa v poslednom čase objavili na svetovom knižnom trhu, je aj súbor prác vydaných pod vyššie uvedeným názvom. Kniha vyšla v poradí ako 4. v sérii „A“ edície IUGS (IUGS — Medzinárodná únia geologických vied).

Prof. Amstutz, nesporne jeden z najlepších znalcov „spilitového“ problému, mal veľmi obťažnú úlohu: musel zredigovať súbor tematikou, no i hĺbkou prepracovania a rozsahom značne heterogénny súbor 22 prác prevažne európskych autorov, príslušníkov rôznych petrogenetických škôl a smerov. Svojej úlohy sa zhostil nie celkom obvyklým spôsobom: kniha predstavuje síce utriedený, no veľmi heterogénny súbor príspevkov na jednotiacu tému spilitov. Takúto stavbu knihy editor v úvode odôvodnil . . . „The purpose of this book is not to present a one-sided story, but to lead the spilitekeratophyre problem to a better solution — to elevate the discussion to a higher level of scientific logic“ (str. 3). Ostáva teda na čitateľovi, aby predložený materiál zhodnotil a z veľkého množstva dialektálne sa líšiacich údajov vybral tie najhodnovernejšie.

Kniha je členená nasledovne: v úvode editor podal stručný prehľad problematiky incl. súčasných názorov na genézu spilitických hornín, v ďalších kapitolách sú zoradené jednotlivé príspevky do 4 skupín s týmto označením: 1. úvodné a všeobecné práce; 2. práce zdôvodňujúce primárny pôvod spilitov; 3. práce zdôvodňujúce autohydrotermálny a autometamorfný pôvod spilitov; 4. práce zdôvodňujúce sekundárny, diagenetický alebo metamorfný pôvod daných hornín. Veľmi prakticky, a pre používateľa nanajvýš užitočne je zoradená bibliografická časť.

Prvá skupina (celkove 4 práce) v poradí prvú obsahuje prácu F. Fialu, ktorý v nej prezentoval výsledky svojich dlhoročných štúdií danej problematiky, ale pokúsil sa tiež formulovať svoje stanovisko k doteraz nevyjasneným problémom okolo terminológie i genézy hornín spilitovej skupiny. V tejto časti zborníka sú zaradené príspevky i ďalších „obrov“ vdanej problematike (E. Lehman, H. de la Roche — G. Rocci — Th. Juteau, T. G. Vallance).

Najpočetnejšia (9) skupina prác je venovaná zdôvodňovaniu, resp. obhajovaniu názoru o primárnom pôvode spilitických hornín. Svojím zameraním z tejto skupiny upozorňuje na seba práca prof. W. Narębského, ktorý urobil štatistické vyhodnotenie chemického zloženia spilitových formácií rôznych oblastí a rôzneho stratigrafického začlenenia. Údernosti tejto petrochemickej syntetizujúcej práci trochu ubrá zaradenie niekoľkých strán všeobecného charakteru o meto-

dike a význame štatistického spracovania analytických dát. Medzi príspevkami (celkove 4), v ktorých autori obhajujú autohydrotermálny, resp. autometamorfný pôvod spilitov je aj príspevok J. Vozára (ktorému touto cestou srdečne ďakujem za požičanie vlastného exemplára recenzovanej knihy) o spilitizácii permských efuzív chočského príkrovu Západných Karpát. Príspevok predstavuje skôr upozornenie na danú problematiku v oblasti Západných Karpát ako jej vyriešenie.

V skupine prác o sekundárnom pôvode spilitov sú o. i. aj nanajvýš aktuálne práce autorov: M. H. Battey, D. S. Coombs a M. Vagnat. Bibliografická časť knihy obsahuje a) literatúru o spilitoch a keratofýroch; b) výber doplňujúcej literatúry k danej problematike; c) geografické rozdelenie výskytov spilitov; d) rozdelenie spilitov podľa ich veku; e) zoznam autorov prác o spilitoch podľa rokov.

V rozsahu obvyklej recenzie nie je možné urobiť rozbor, resp. hodnotenie jednotlivých prác danej knihy. Svoj dojem si dovoľujem zhrnúť do nasledovného:

1. I napriek prácam prevažnej časti skutočne spíčkových znalcov problematiky spilitov (Fiala, Lehman, Vallance, Vagnat, Juteau, Rocci, Narębski) kniha predsa len predstavuje heterogénnu mozaiku príspevkov rôznej úrovne. Chýbajú v nej práce napr. amerických autorov; zo sovietskych autorov je zaradený iba príspevok V. N. Šilova a i.

2. I napriek tomu, že v prácach podstatnej časti autorov sú uvedené aj výsledky chemických analýz hornín (resp. z analýz sa robia genetické závery), predsa v celom diele chýbajú údaje o stopových prvkoch v spilitických horninách. Je pravdepodobné, že pracovníci, ktorí sa v budúcnosti budú zaoberať problematikou spilitov, siahnu za recenzovanou knihou ako základnou prácou o danej problematike očakávajúc o. i. aj údaje vyššieuvedeného druhu.

3. Aj kniha o spilitoch potvrdila, že totiž textúry a štruktúry hornín patria k základných charakteristikám a že im preto treba venovať náležitú pozornosť. V danom zborníku sa to prejavilo detailnými opismi i viac-menej vydarenými fotografiami štruktúr spilitov, ktoré sú v prácach značnej časti autorov.

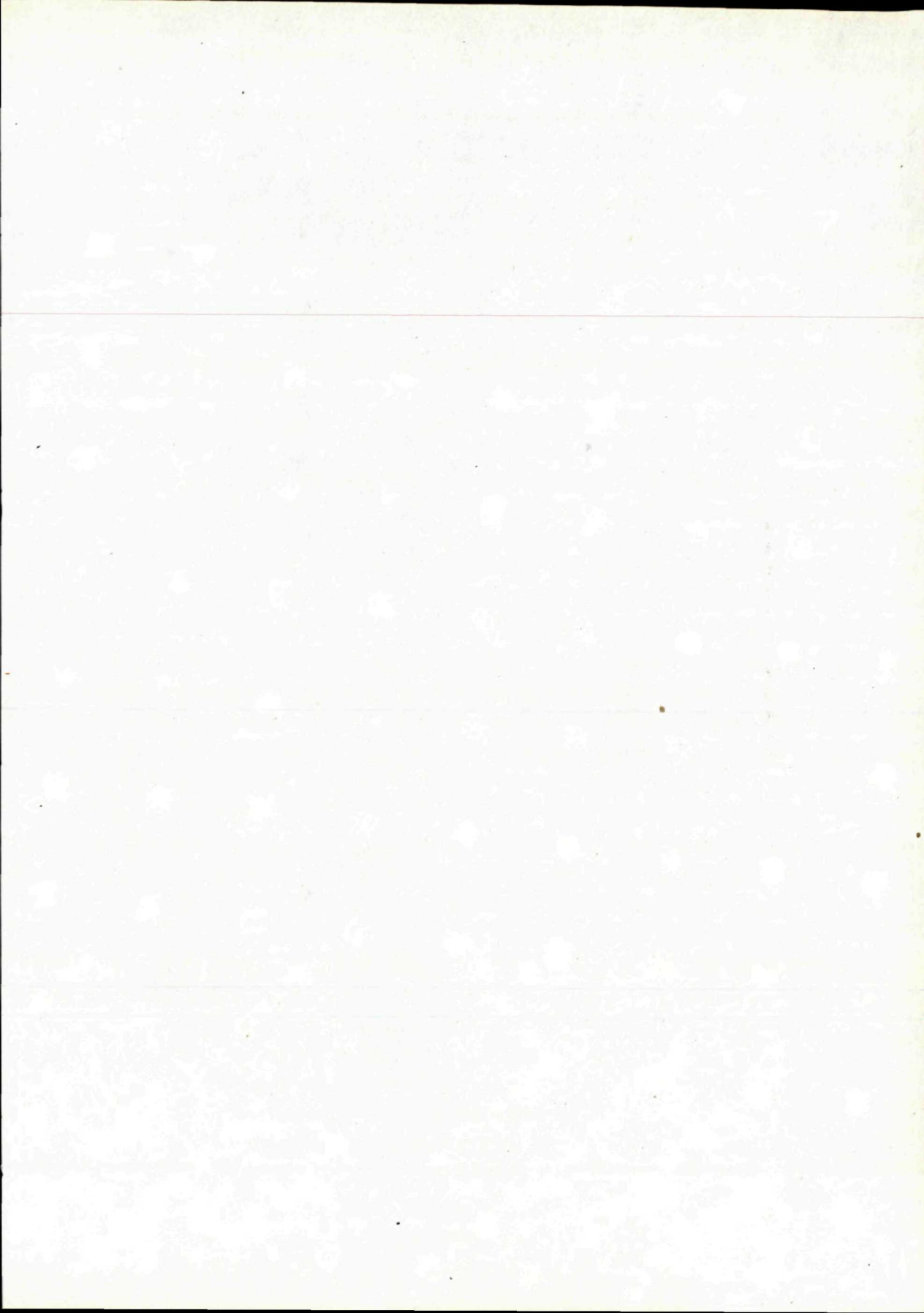
4. Podobne ako v minulosti v problematike granitov aj v otázke genézy spilitických hornín čím ďalej tým viacej sa dospieva k záveru, že princípy petrogenetickej konvergencie môžu byť aplikované aj na spility, t. j., že tieto predstavujú polygenetické (heterogenetické) typy eruptív („spilites and spilites“).

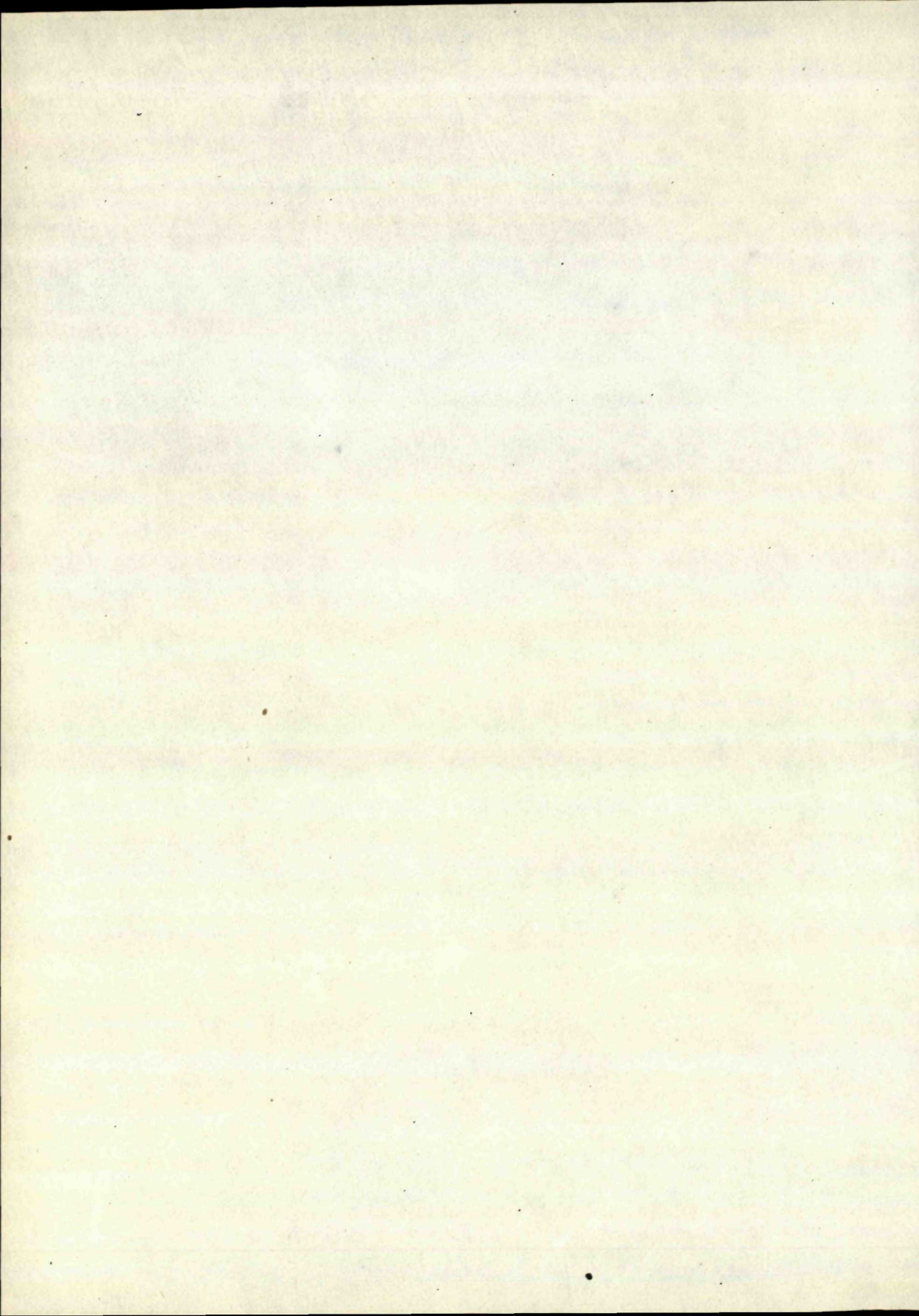
5. I ofsetovou technikou vytlačená kniha môže byť na vysokej technickej i estetickej úrovni.

Z celkového počtu 22 príspevkov 19 je publikovaných v angličtine, 3 vo francúzštine.

Zborník prác „Spilites and Spilitic Rocks“ predstavuje titul, ktorý zrejme v najbližších rokoch bude základnou príručkou pre všetkých, ktorí sa budú zaoberať problematikou diabázovo-spilitovej, resp. spilitovo-keratofýrovej formácie.

D. Hovorka





Geologické práce

Správy 65

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1976.

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

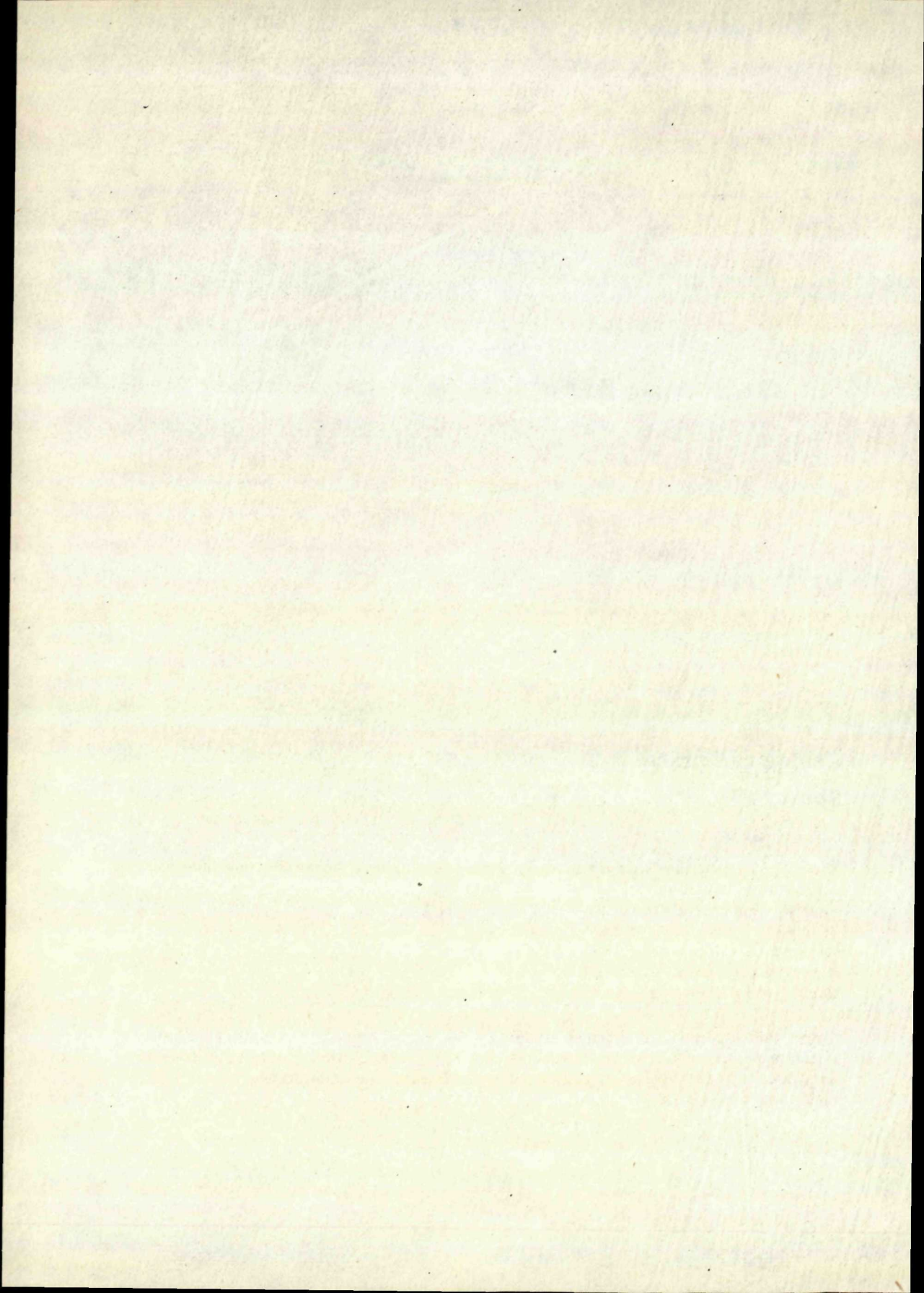
Jazyková redaktorka: Mária Flochová.

Korektorka: Gabriela Šipošová.

Obálku navrhla: Viera Míková.

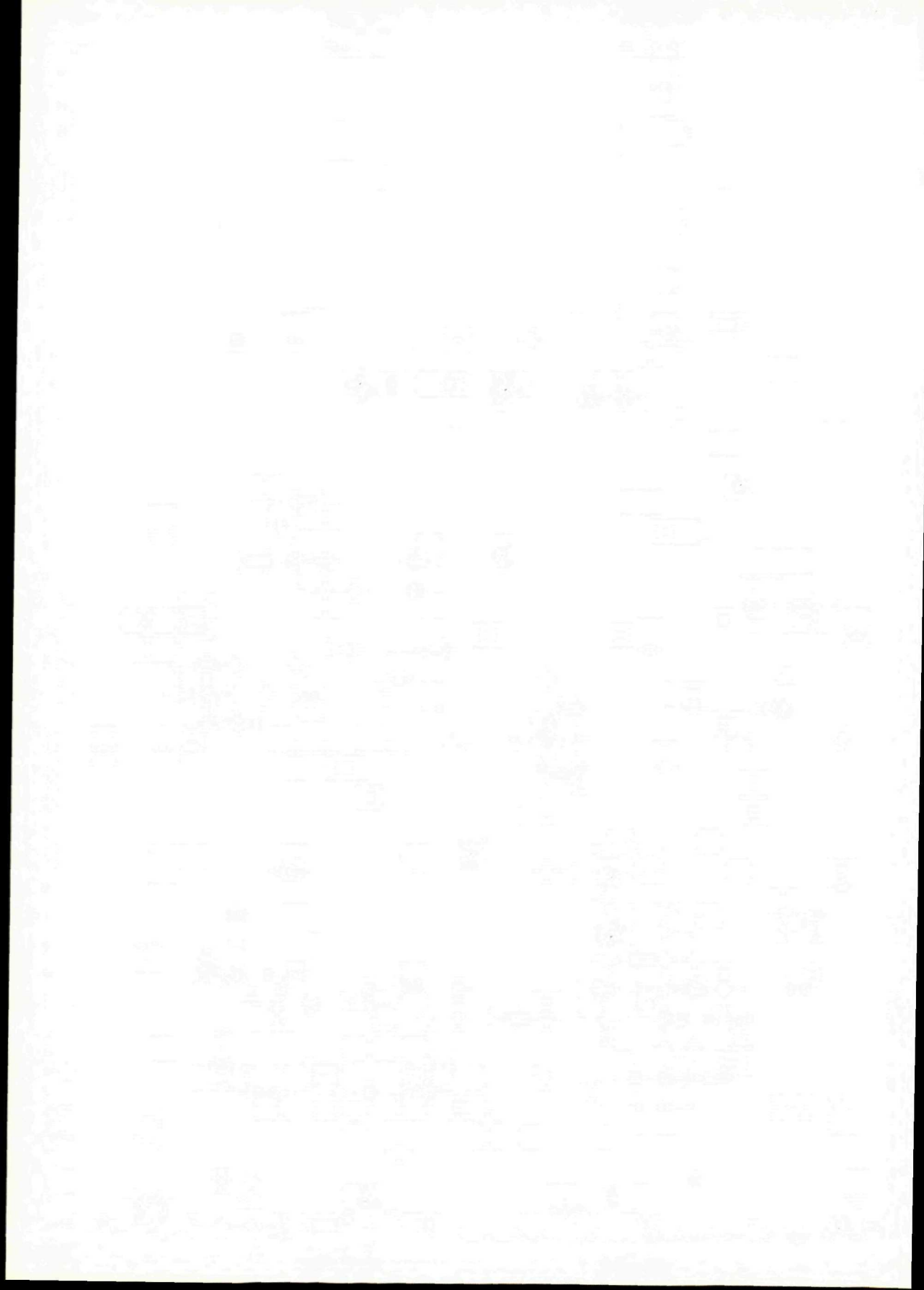
Sadzba Public garmond Duklianske tlačiarne, n. p., Prešov, Rudé právo, Brno. Tlač Kníh-tlačiareň Svornosť. Väzba Polygrafické závody, n. p., Trnava. Náklad 800 kusov. Povolené SÚKK 1197—1974. Rozsah AH 22,80, VH 23,28. Tematická skupina 03/09.

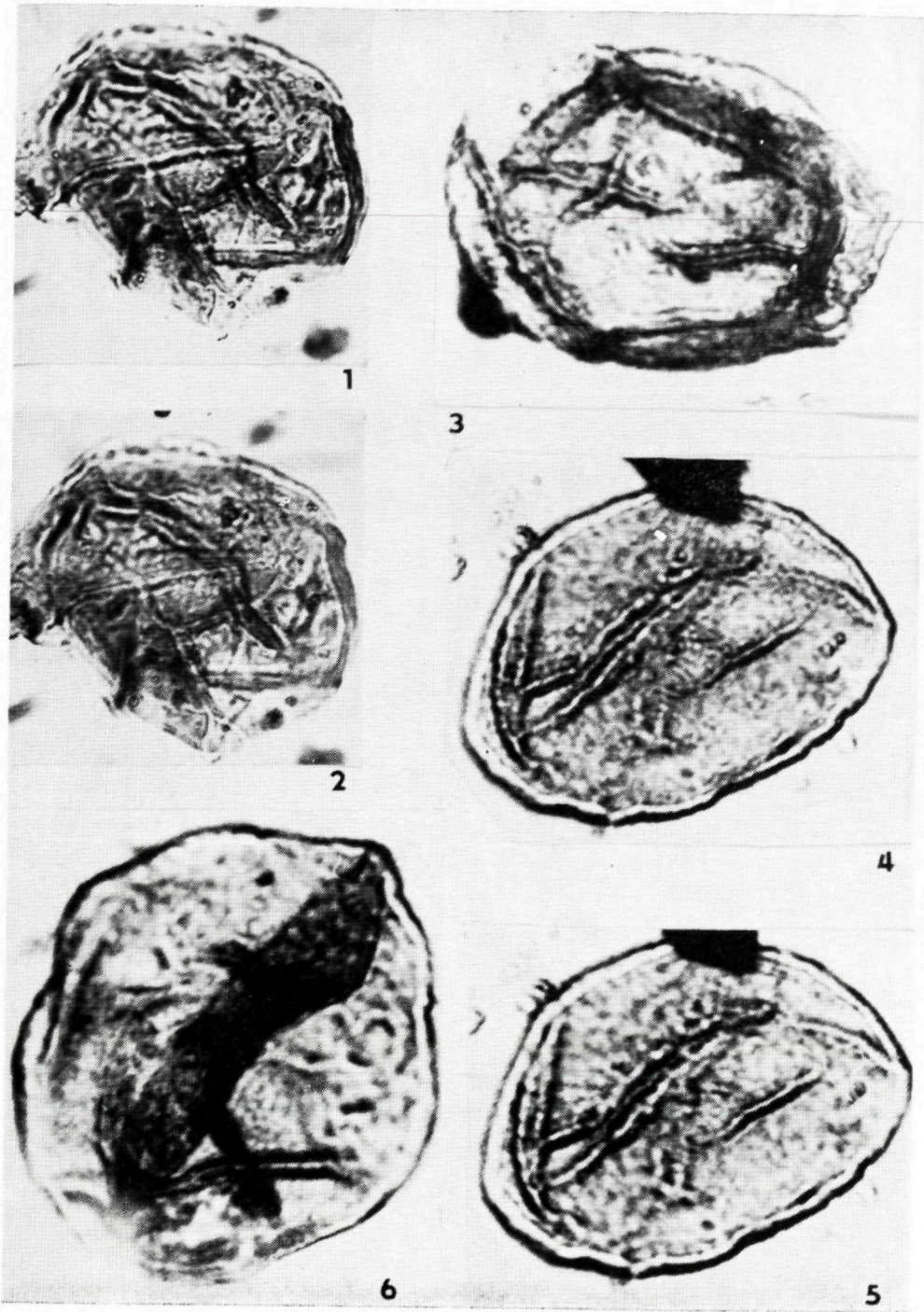
Cena brož. výtł. Kčs 38.—

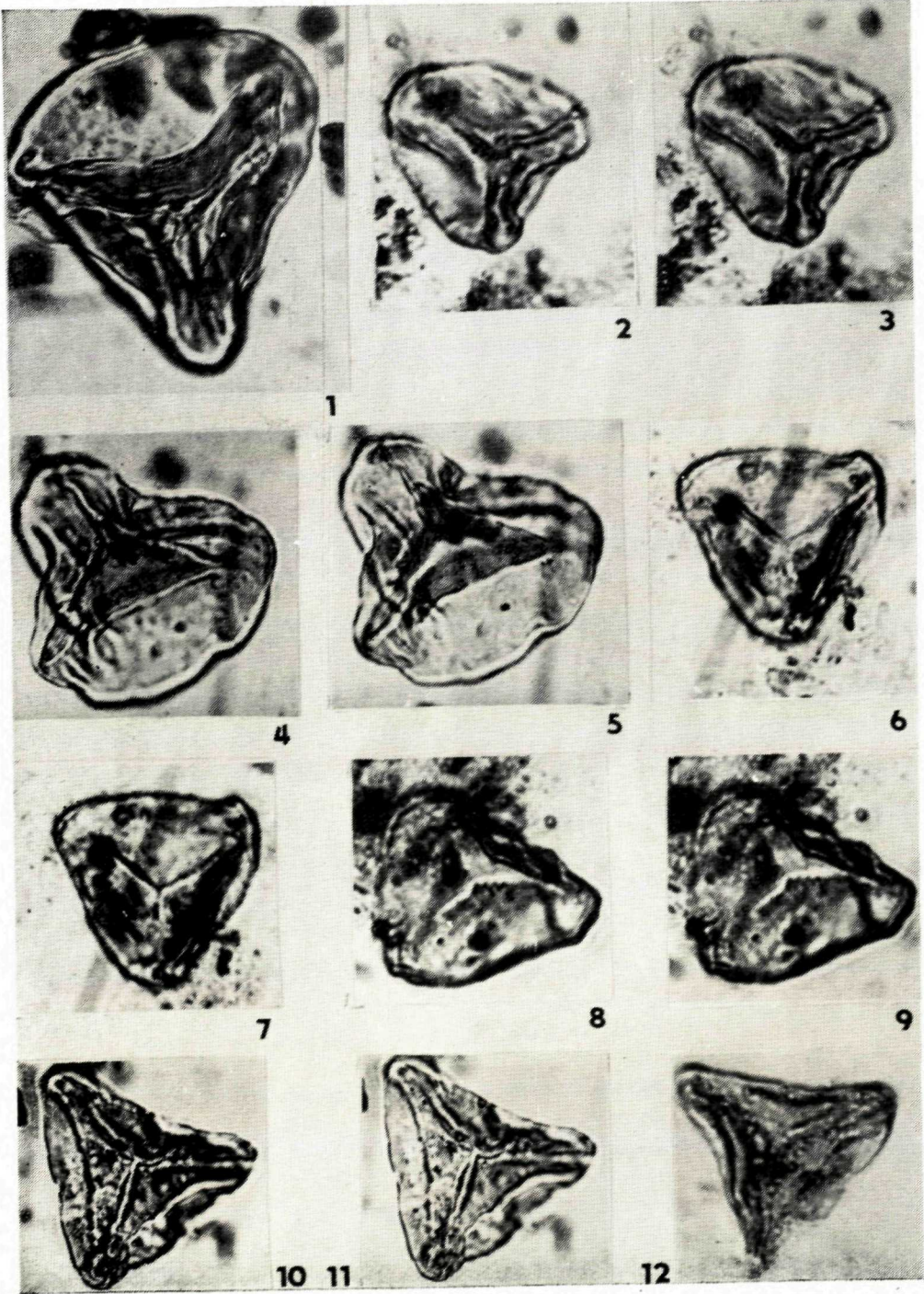


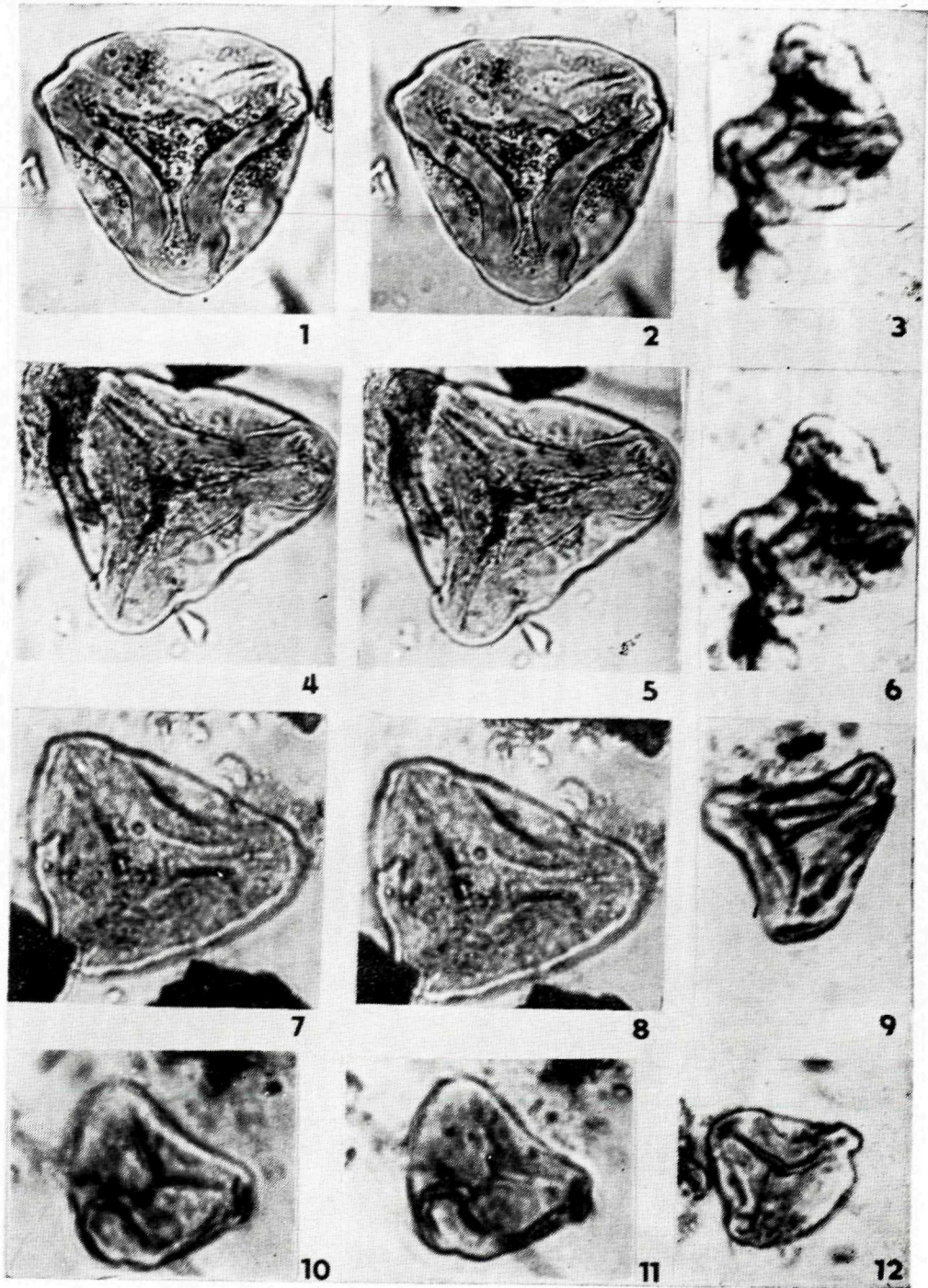
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

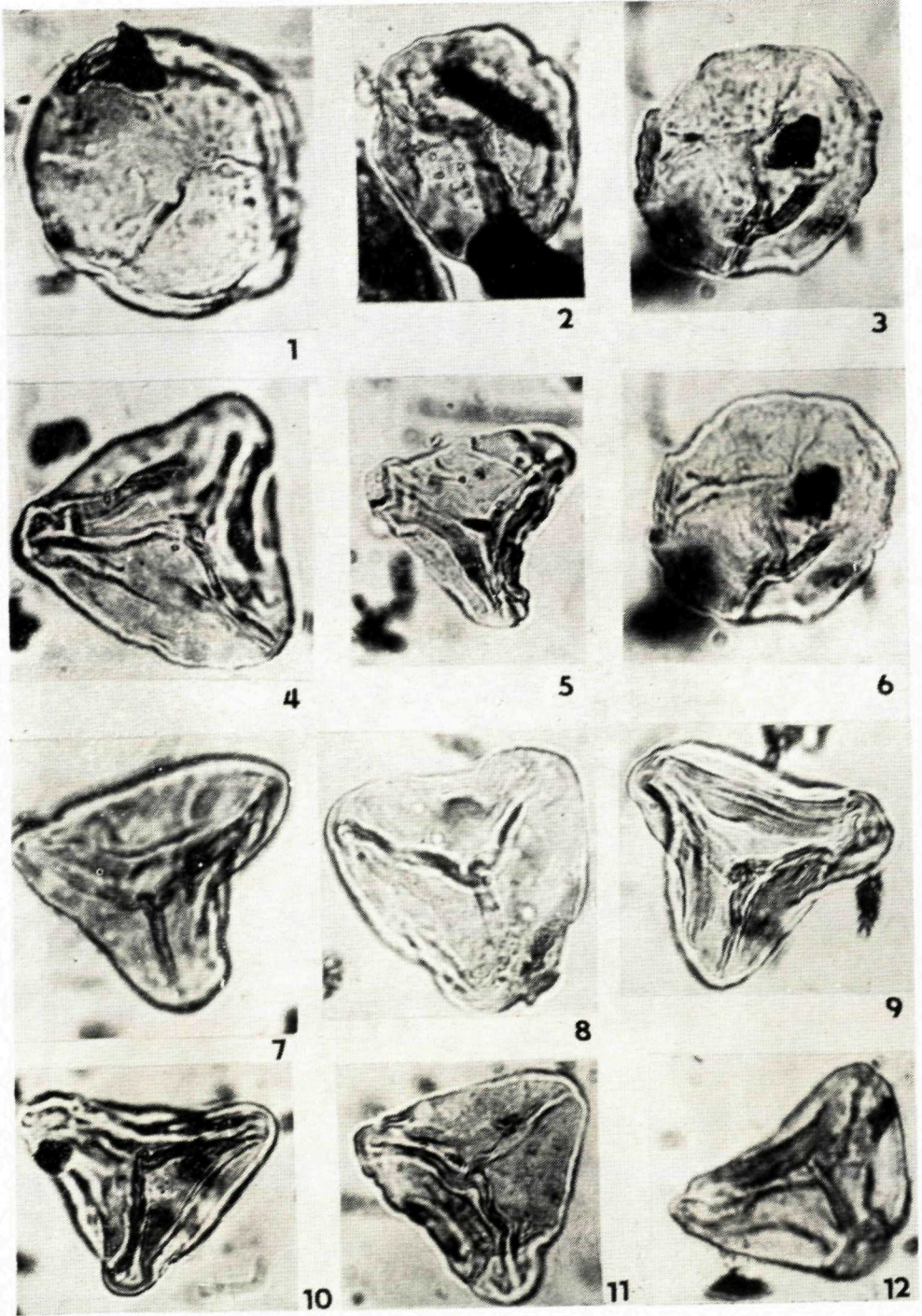
TABULKY I—LII

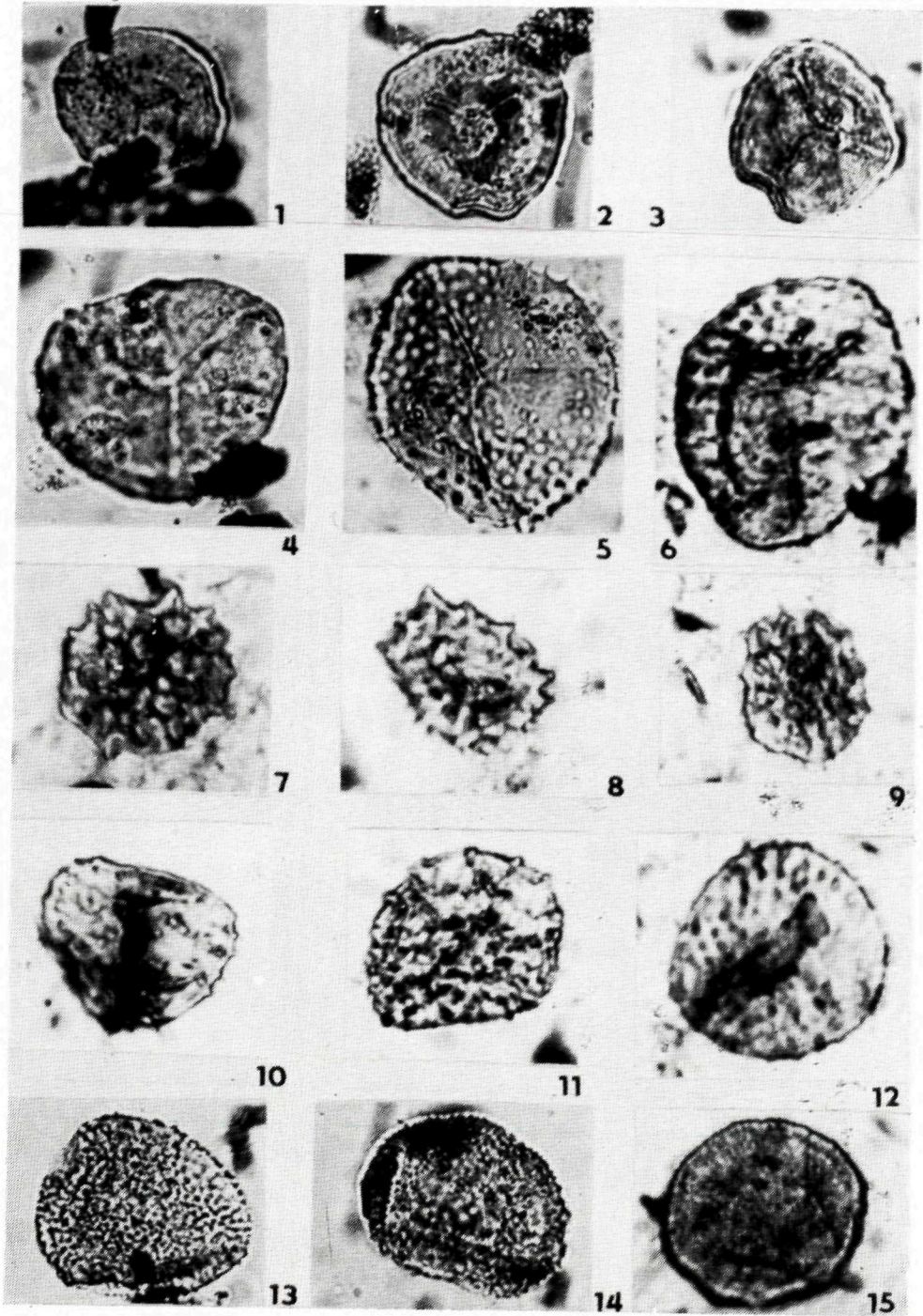


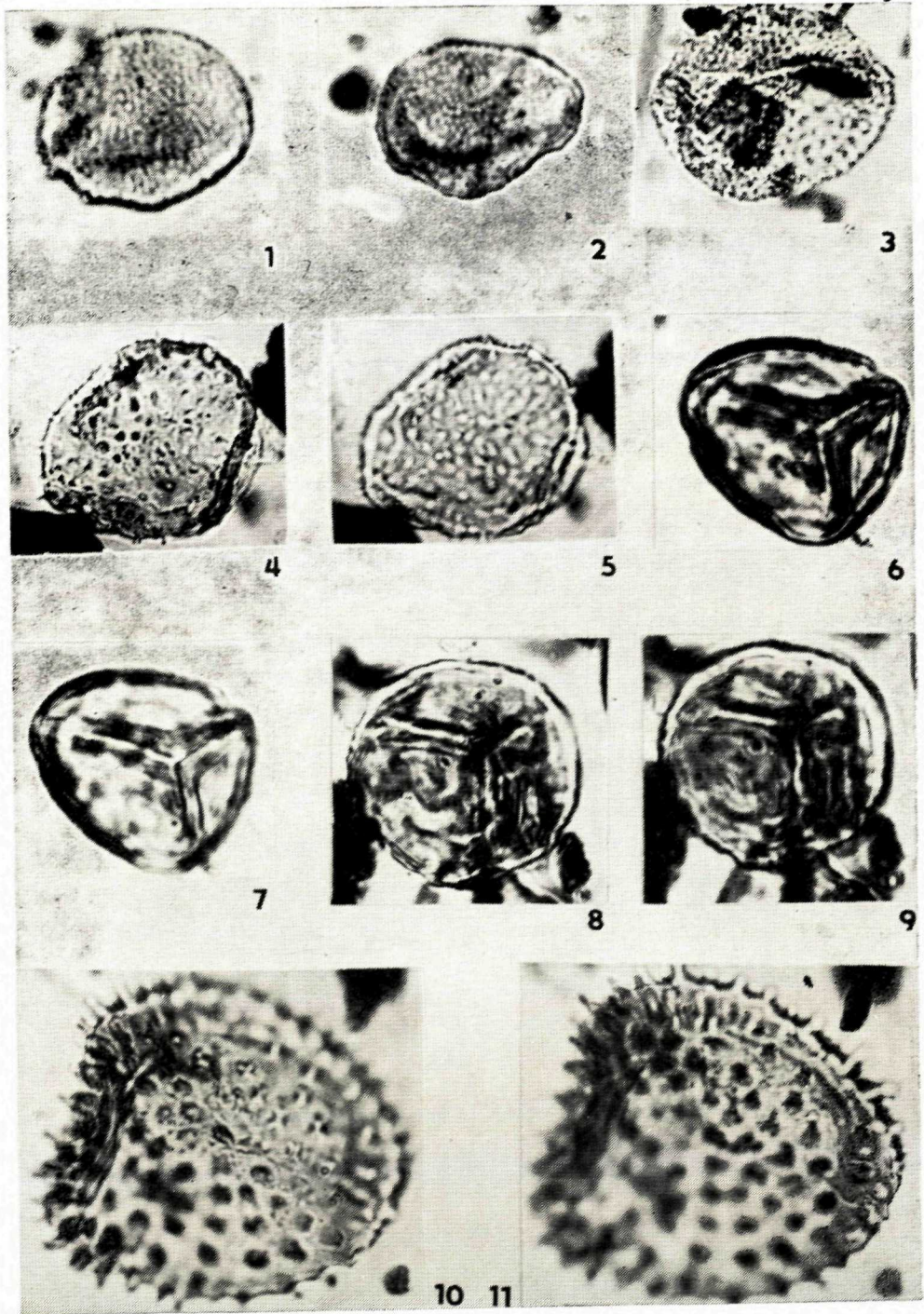






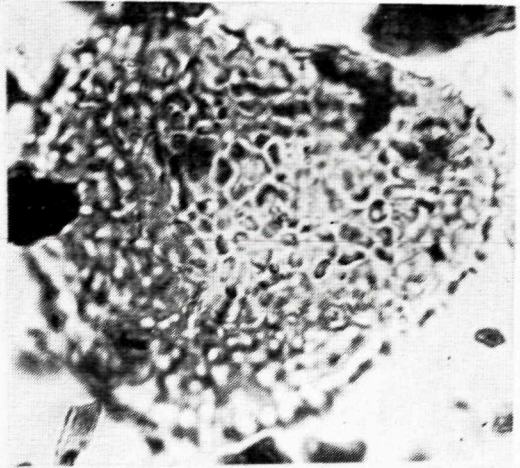




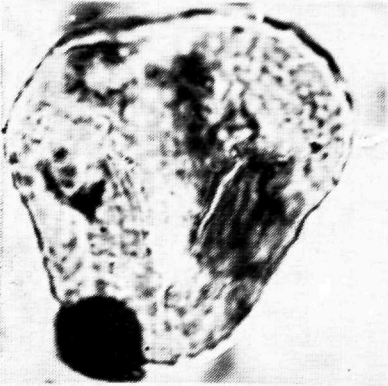




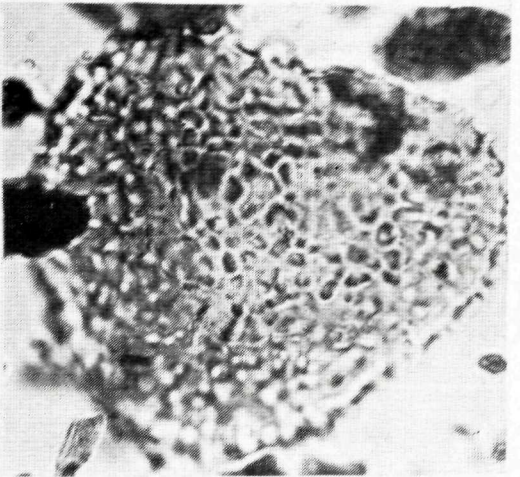
1



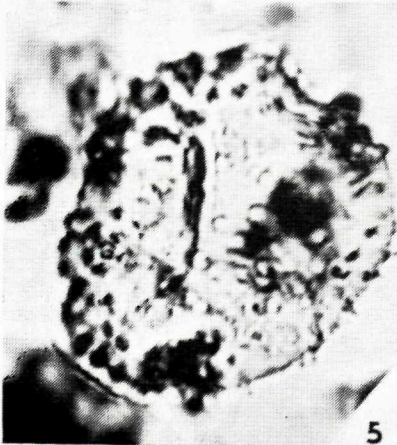
2



3



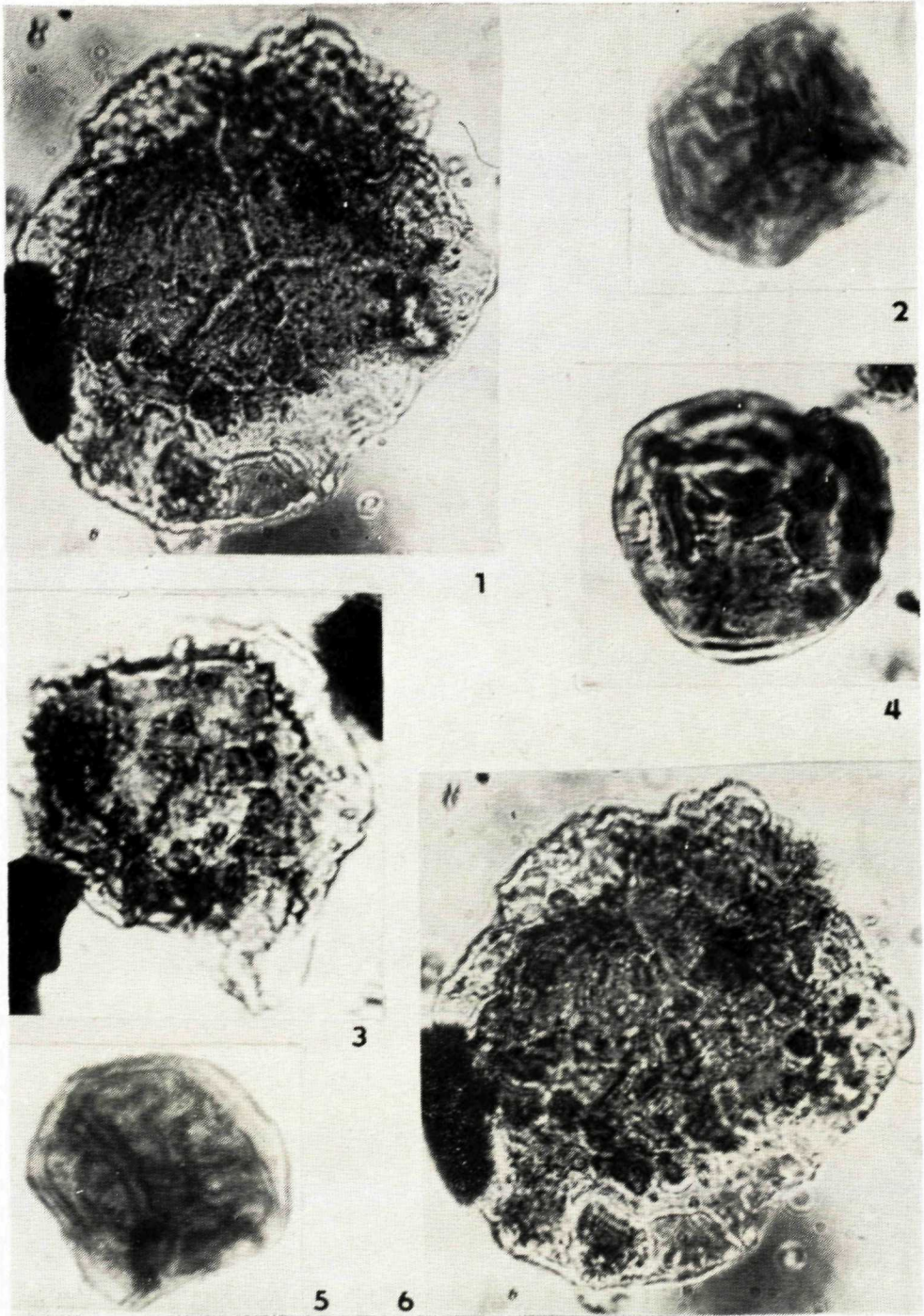
4

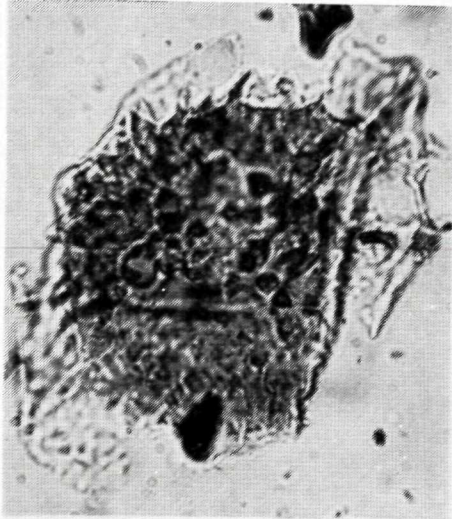


5



6





1



2



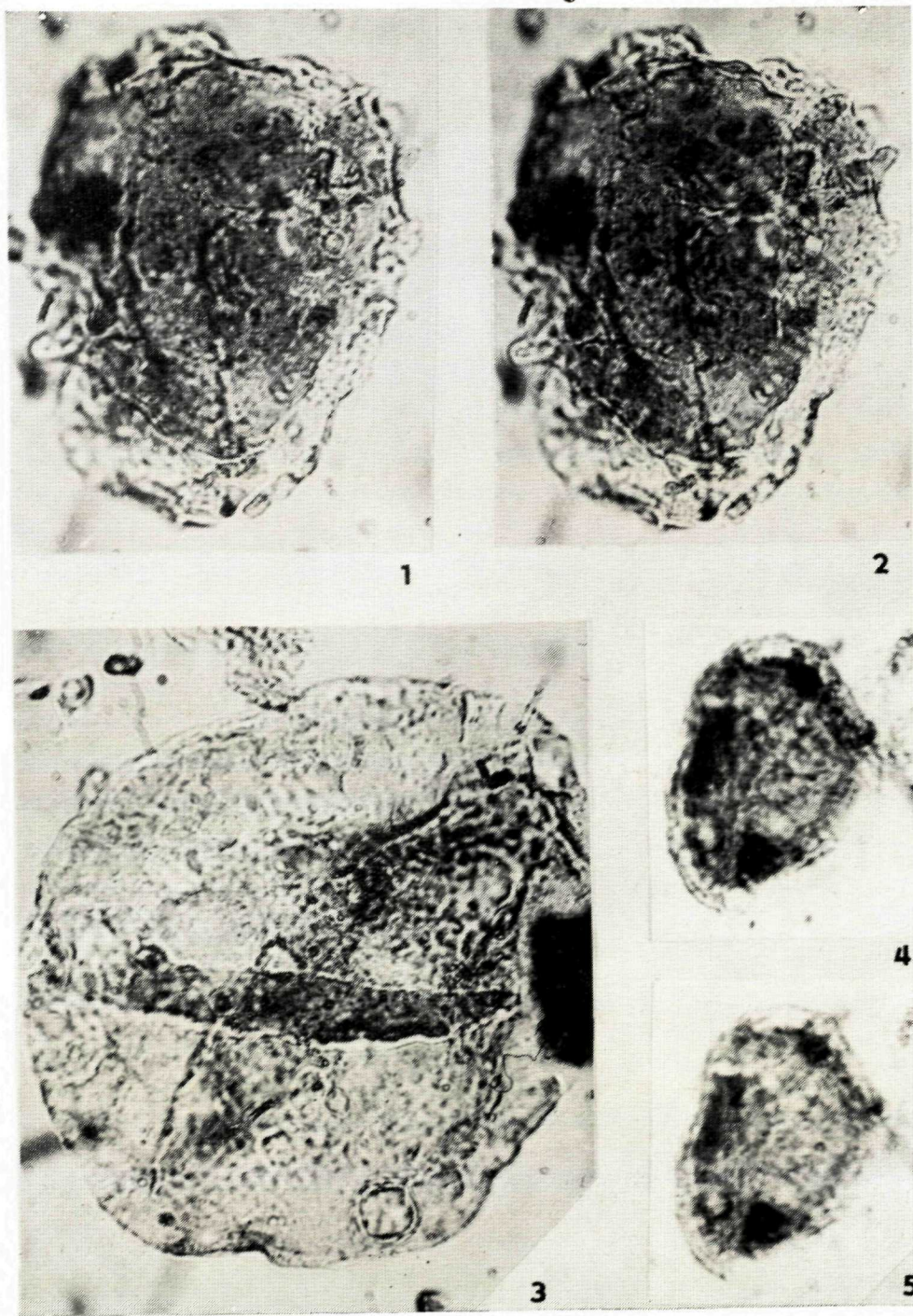
3

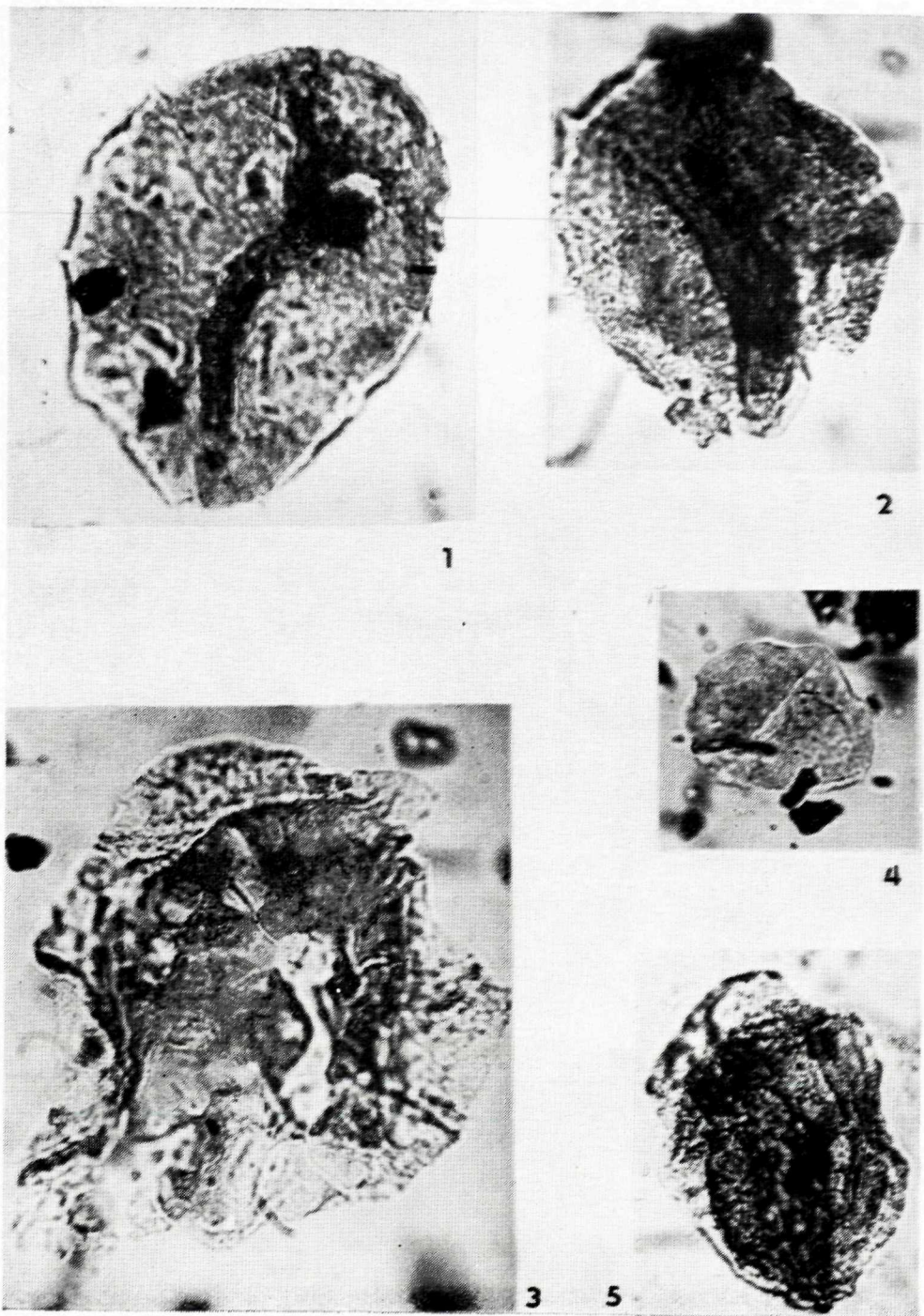


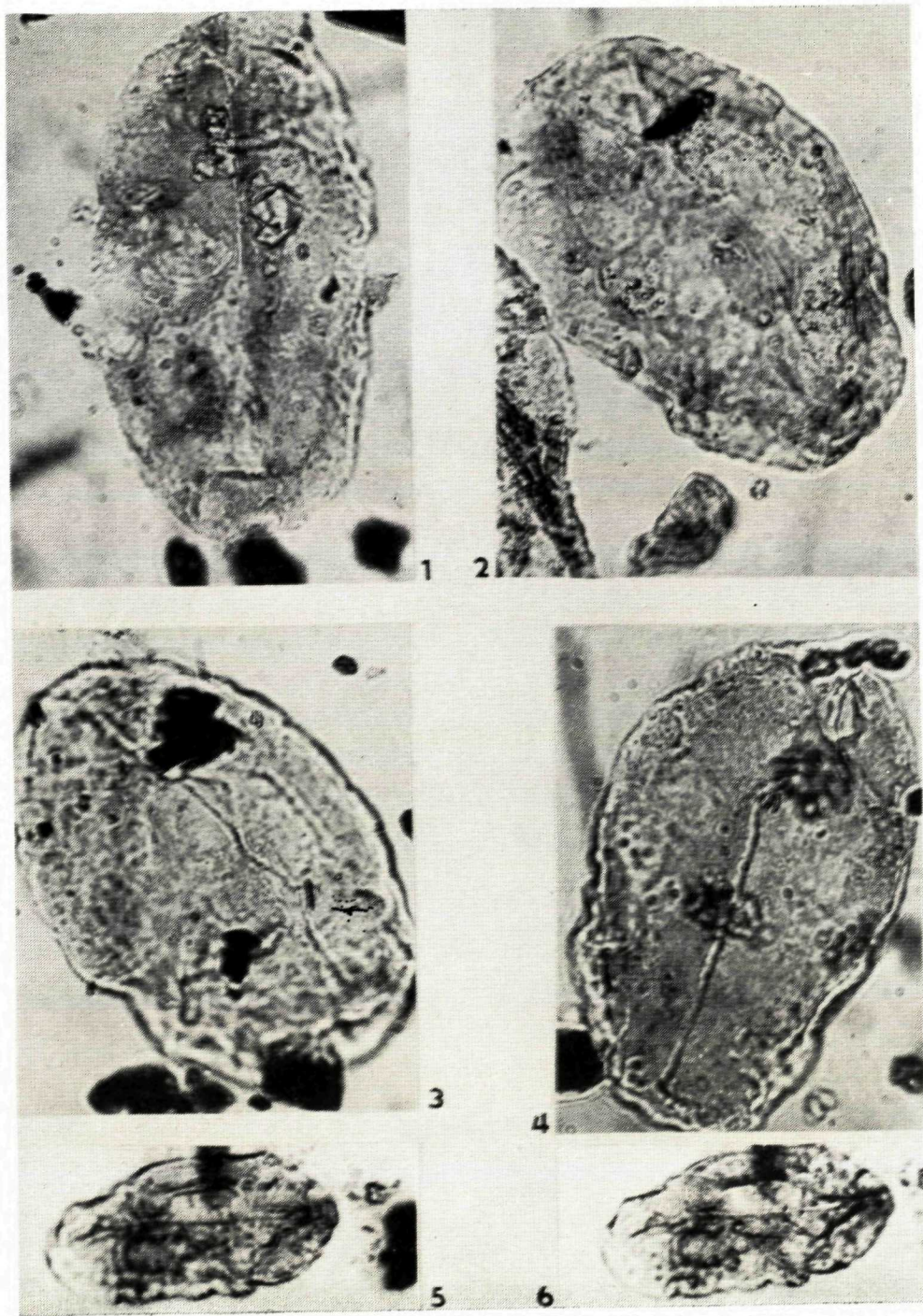
4



5





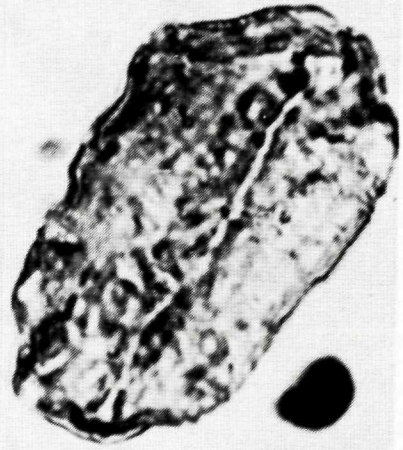




1



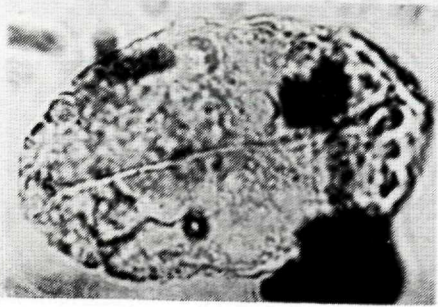
2



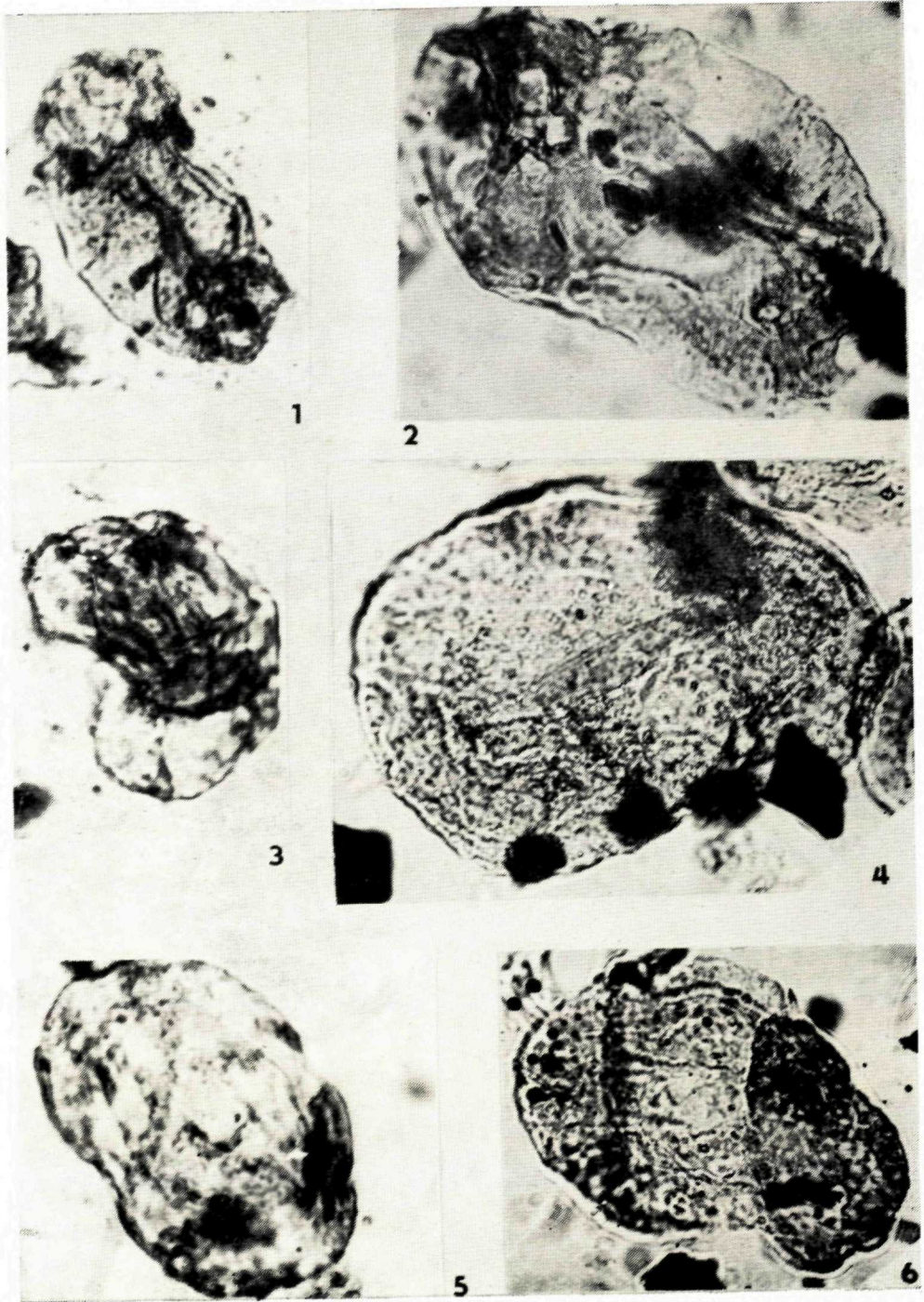
3

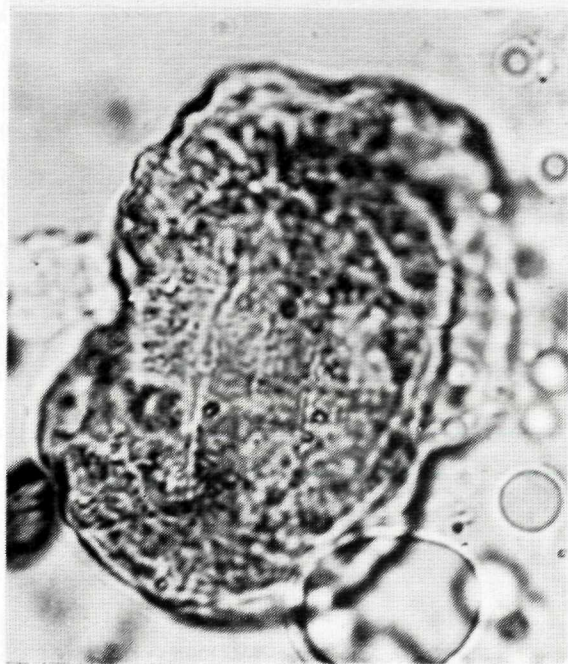
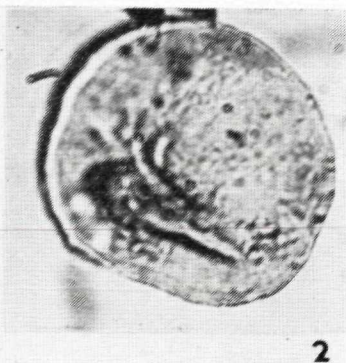


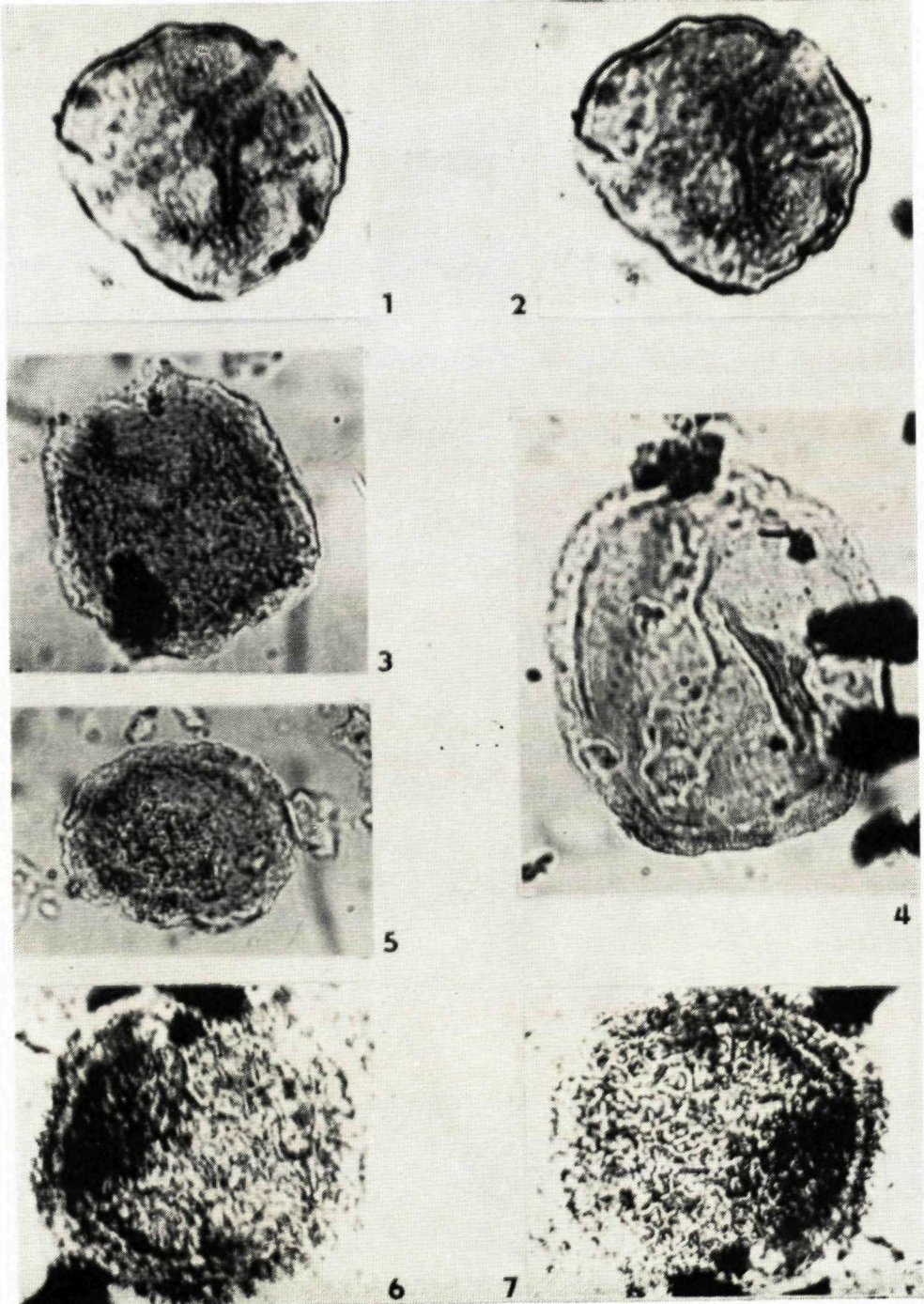
4

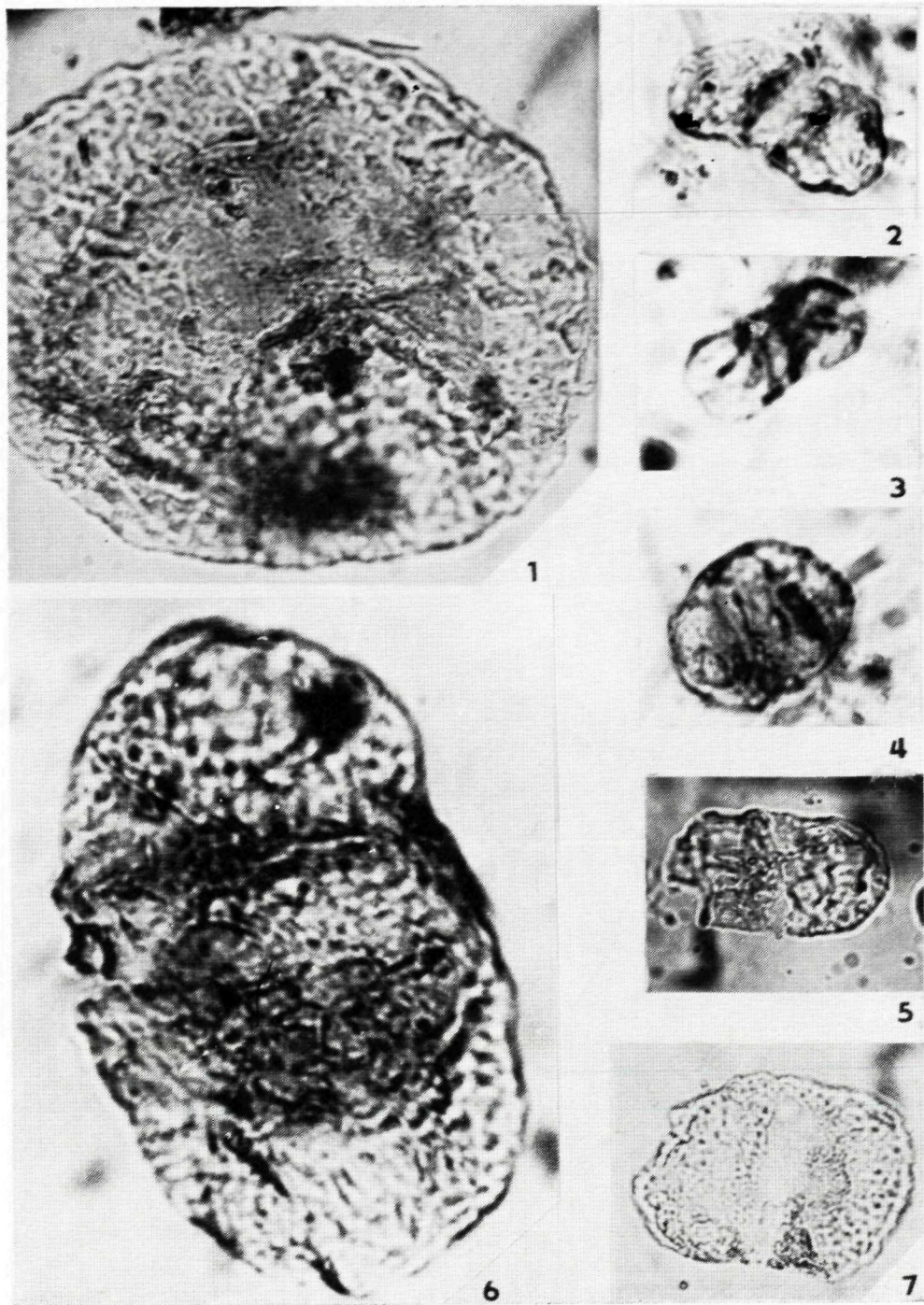


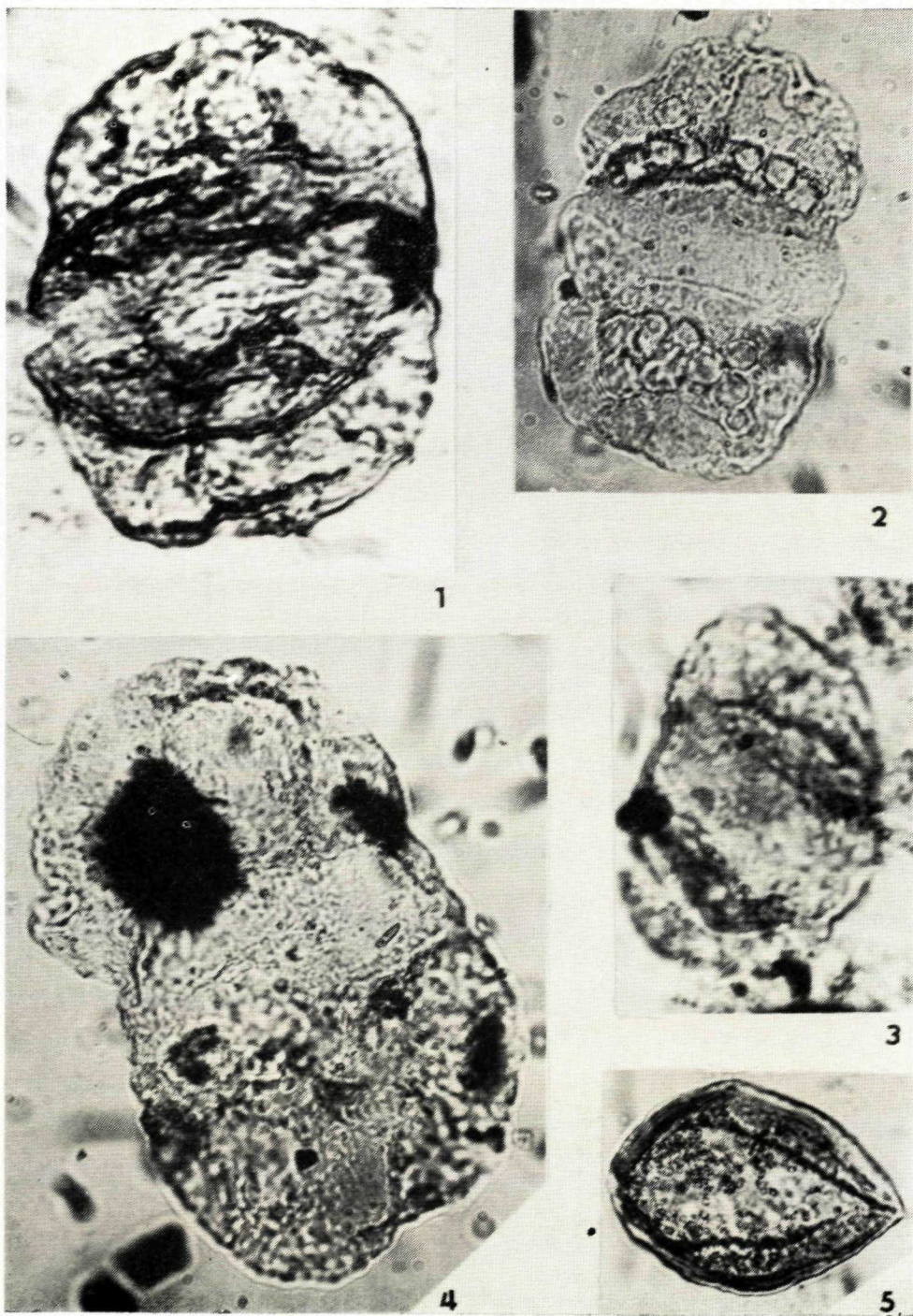
5

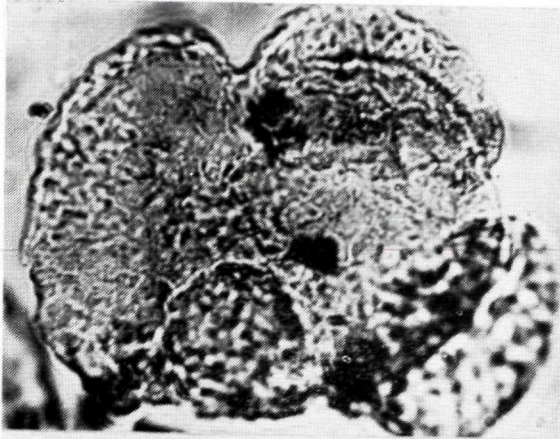








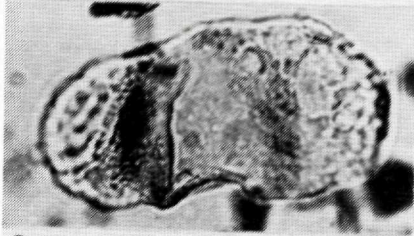




1



2



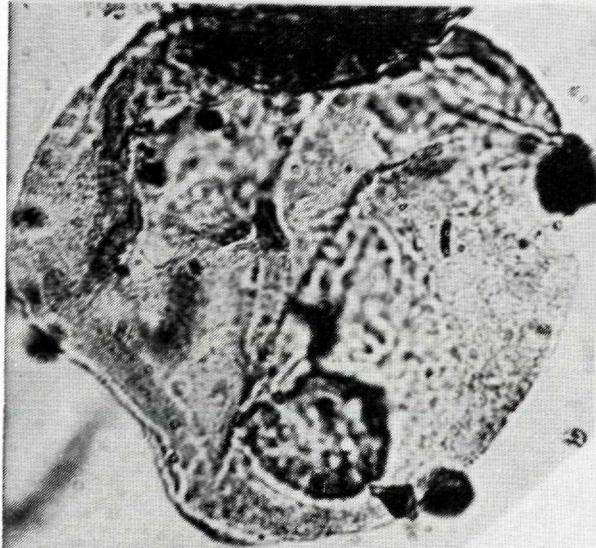
3



4



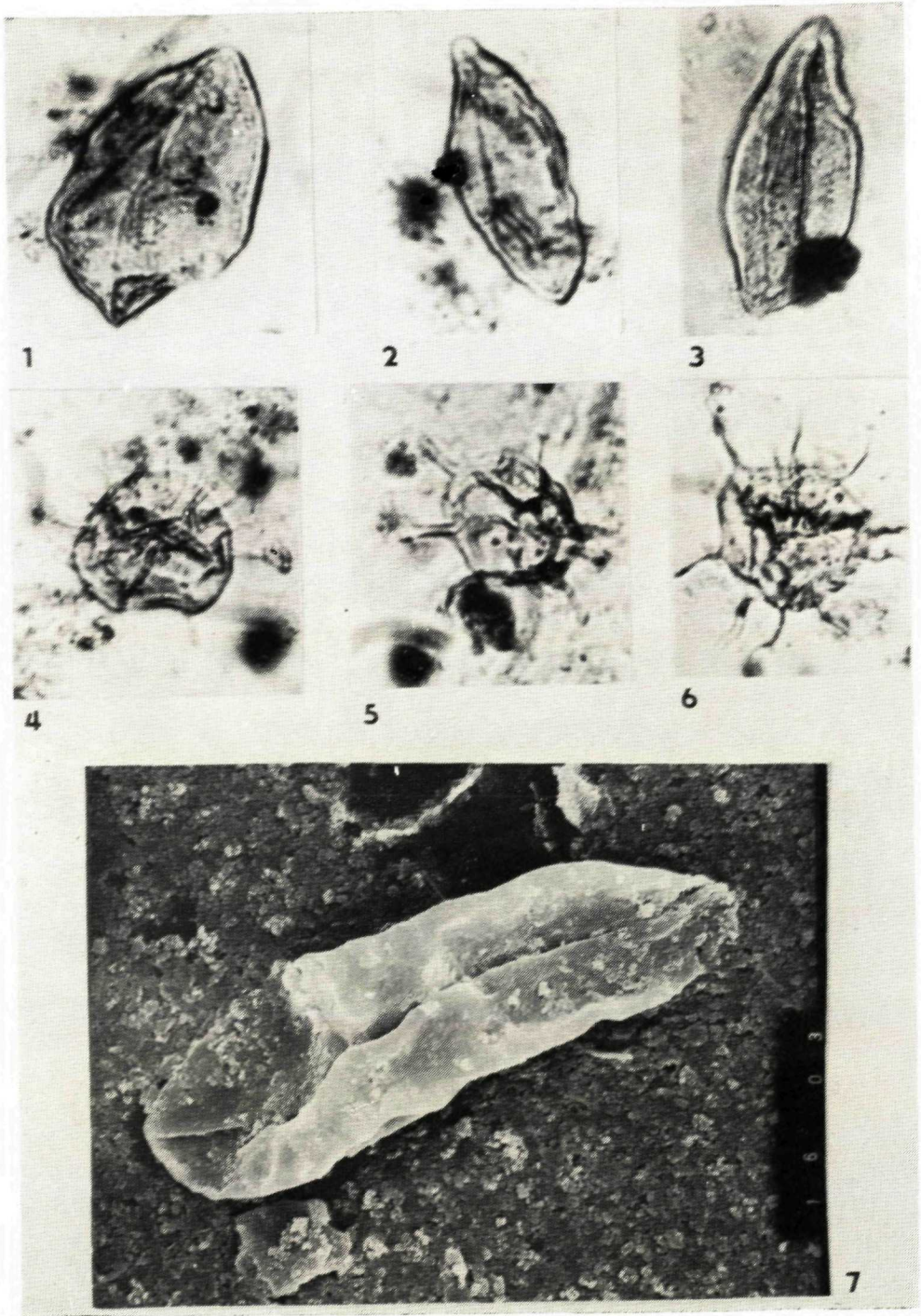
5

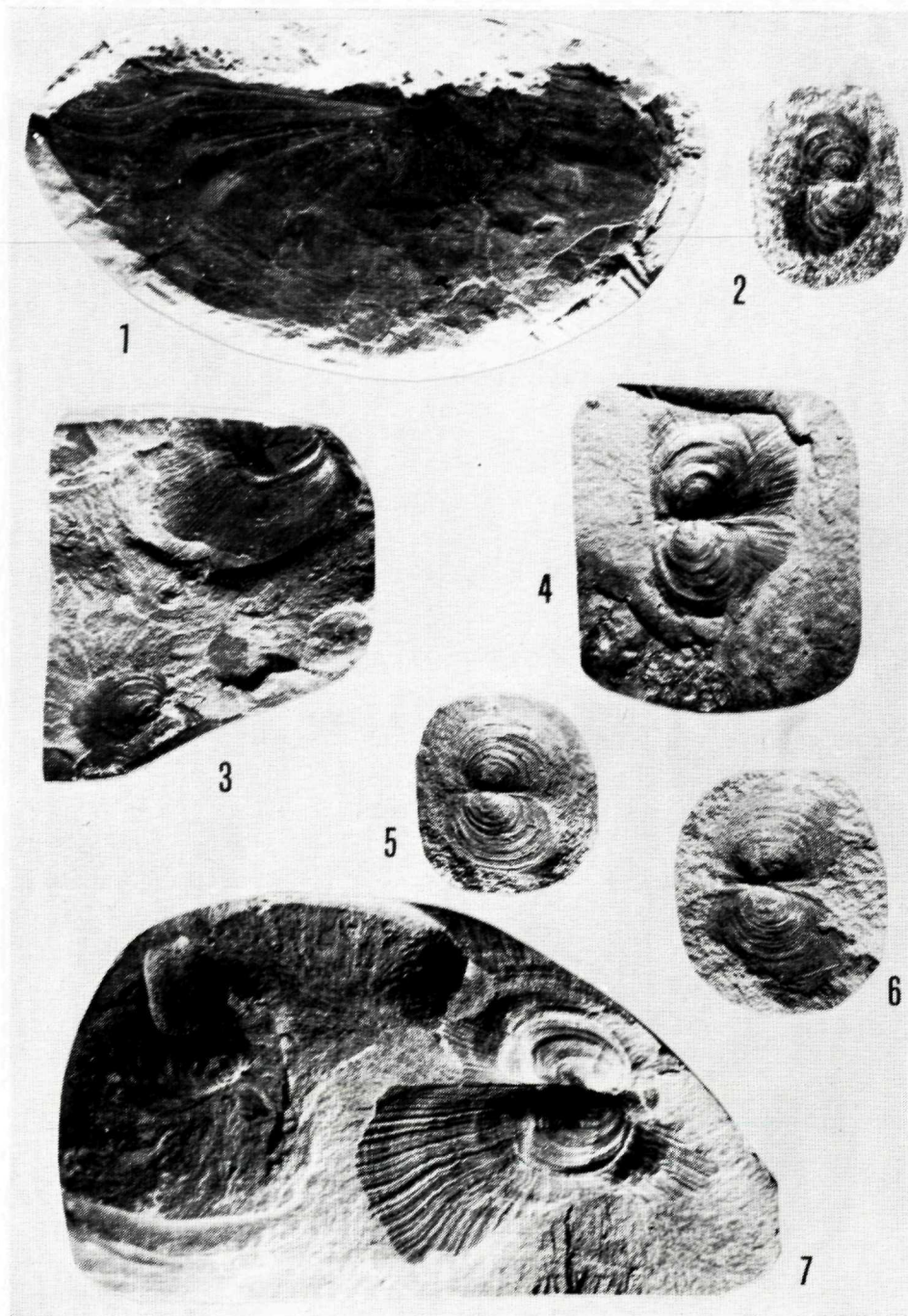


6



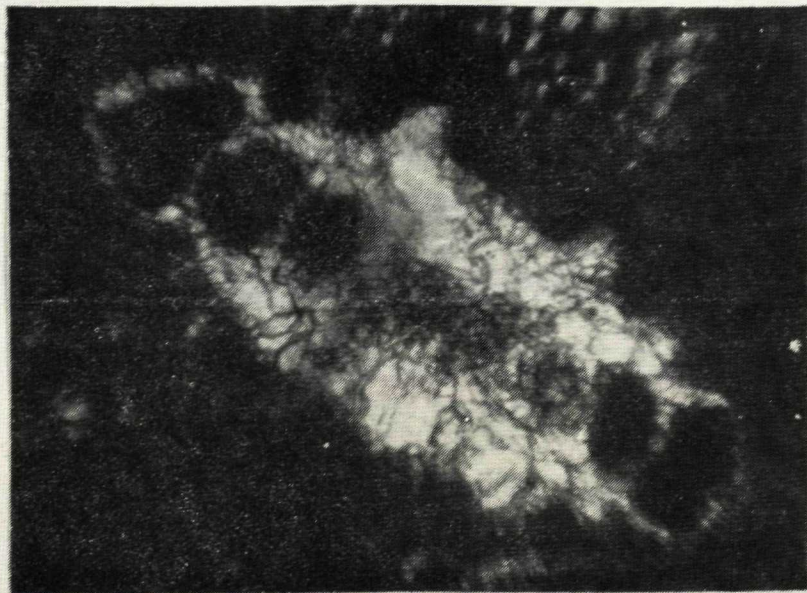
7



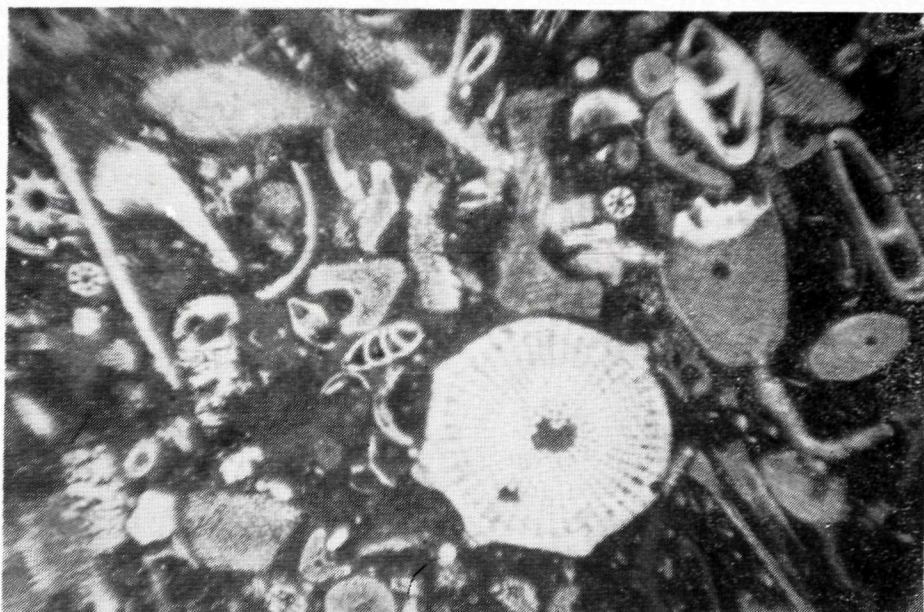




1



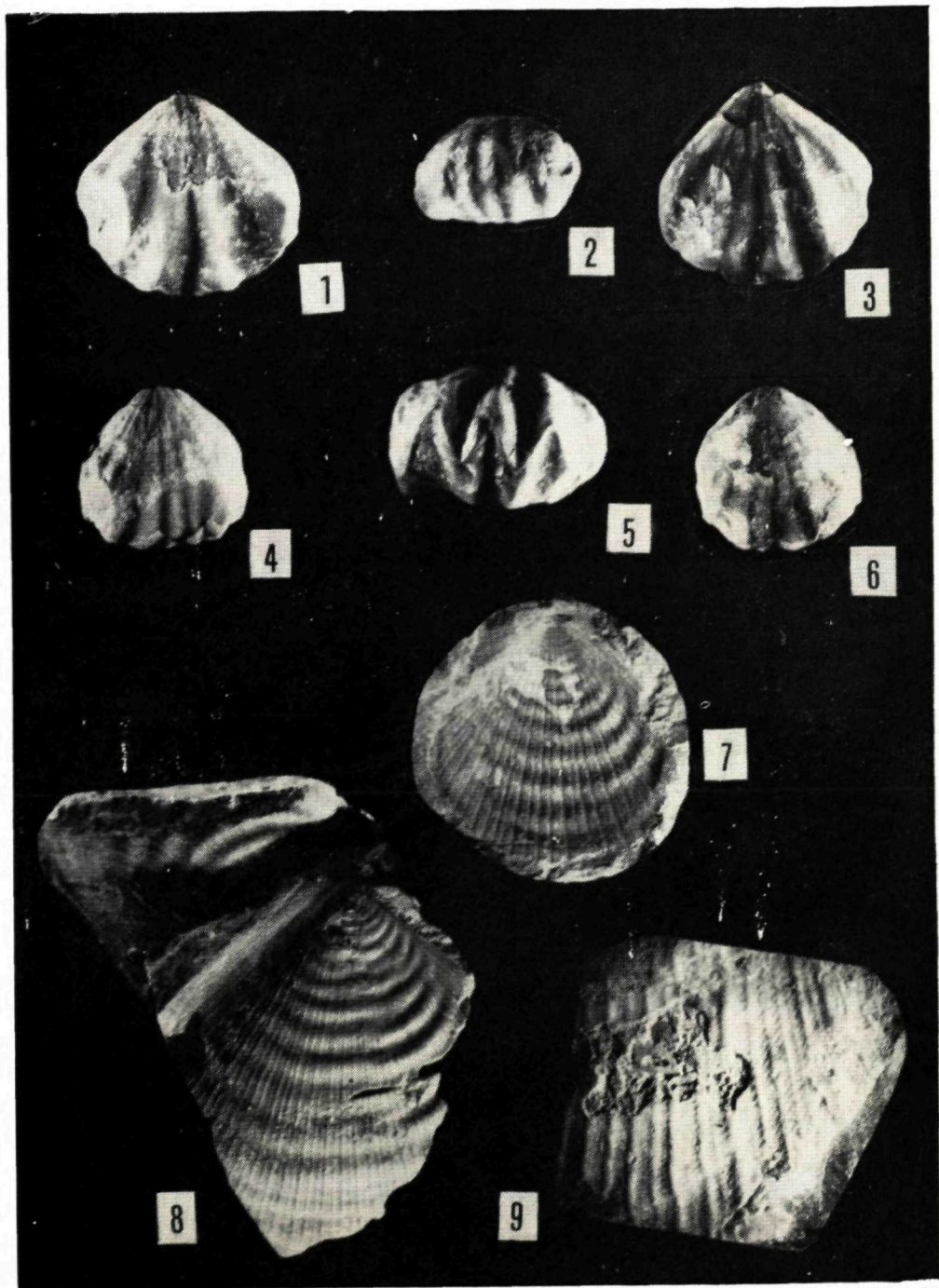
2

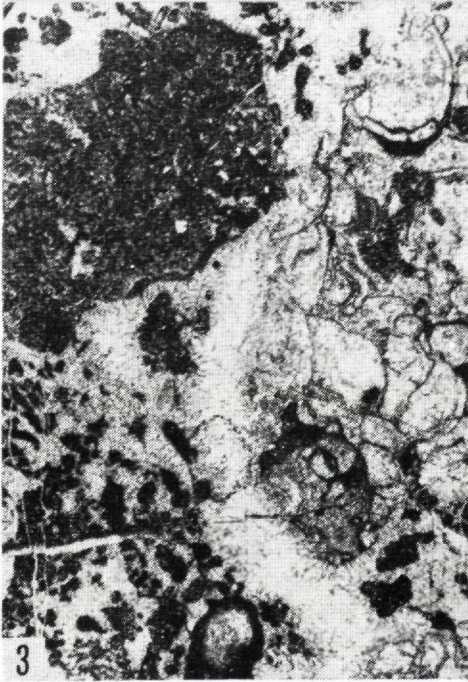
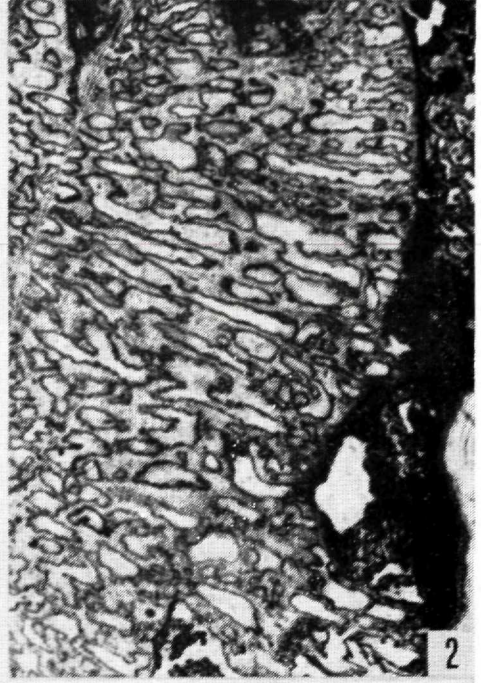


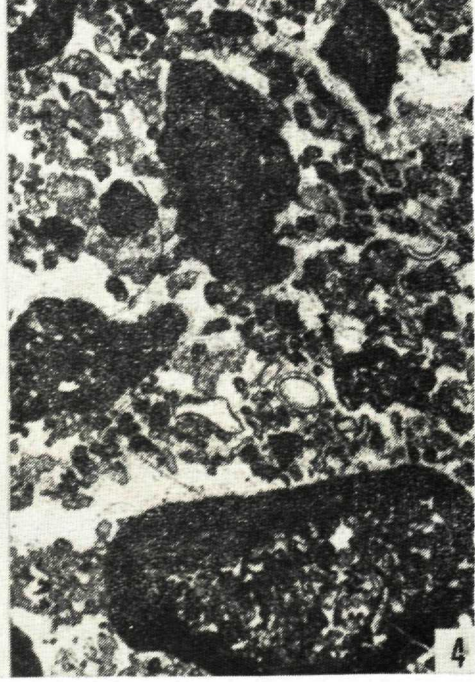
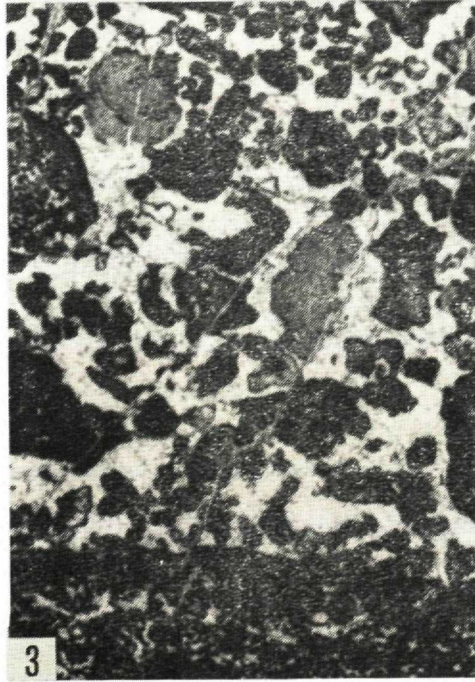
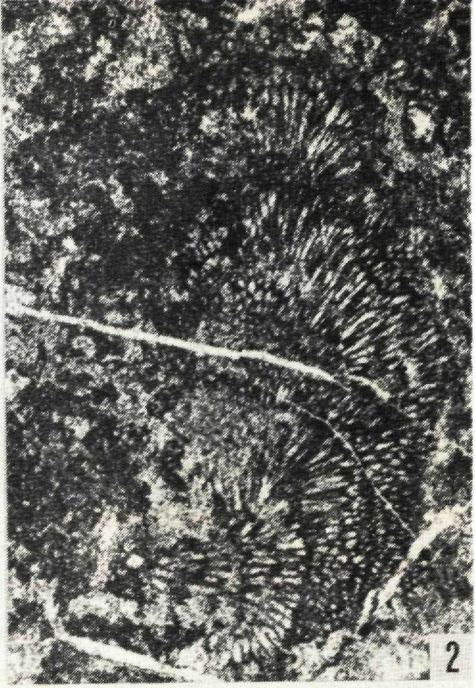
1

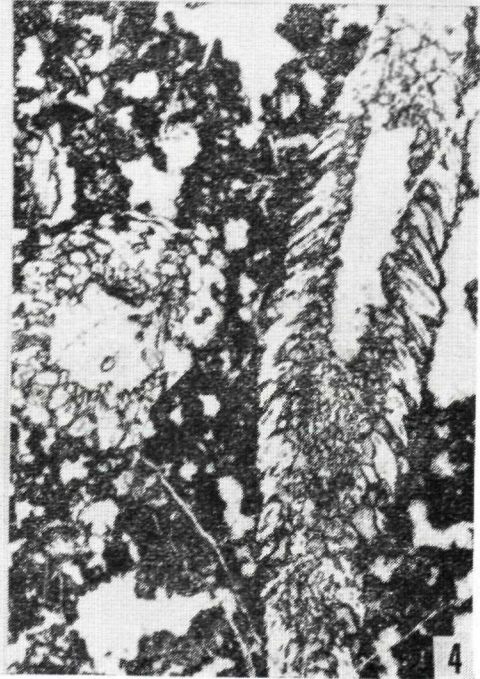


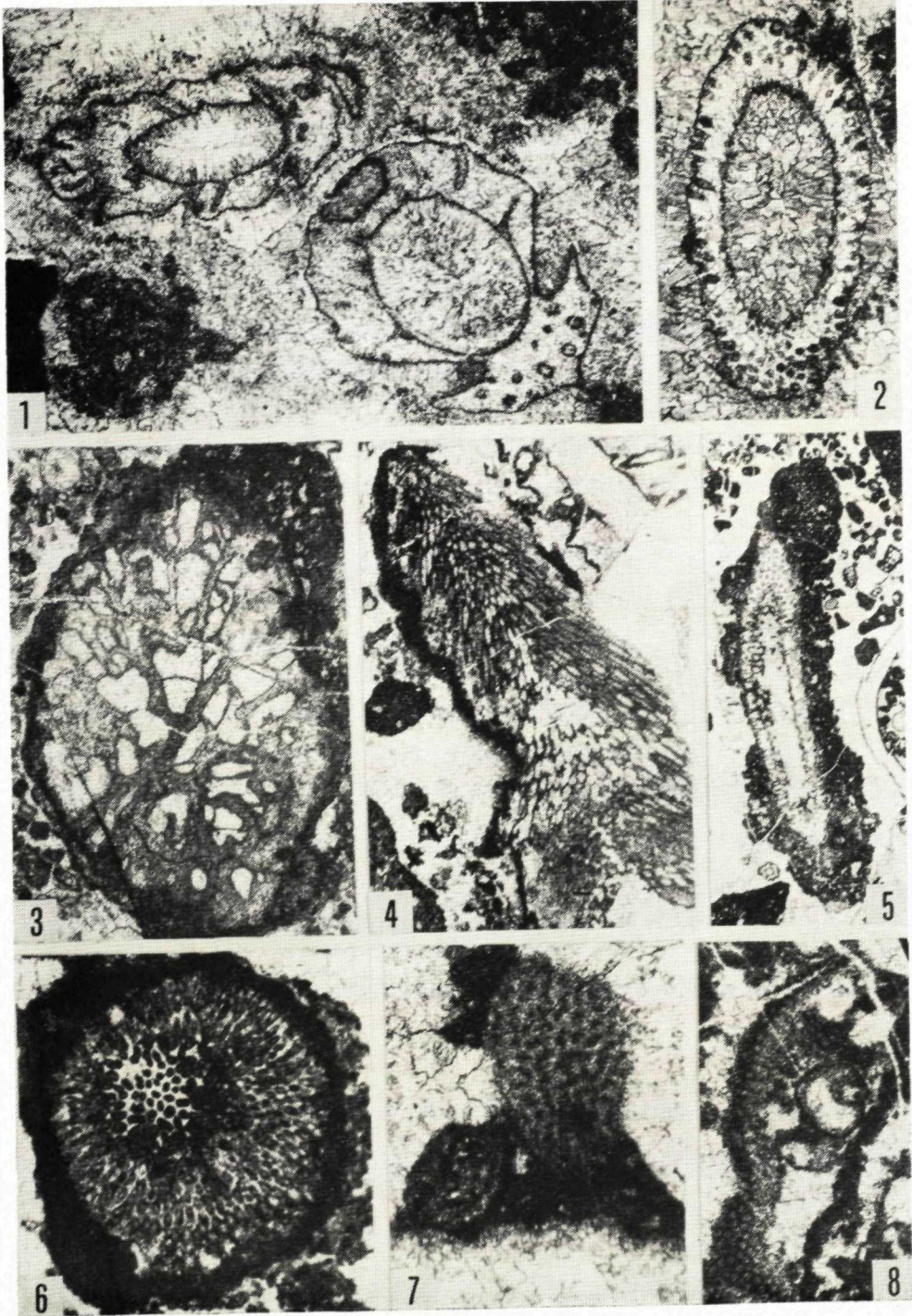
2

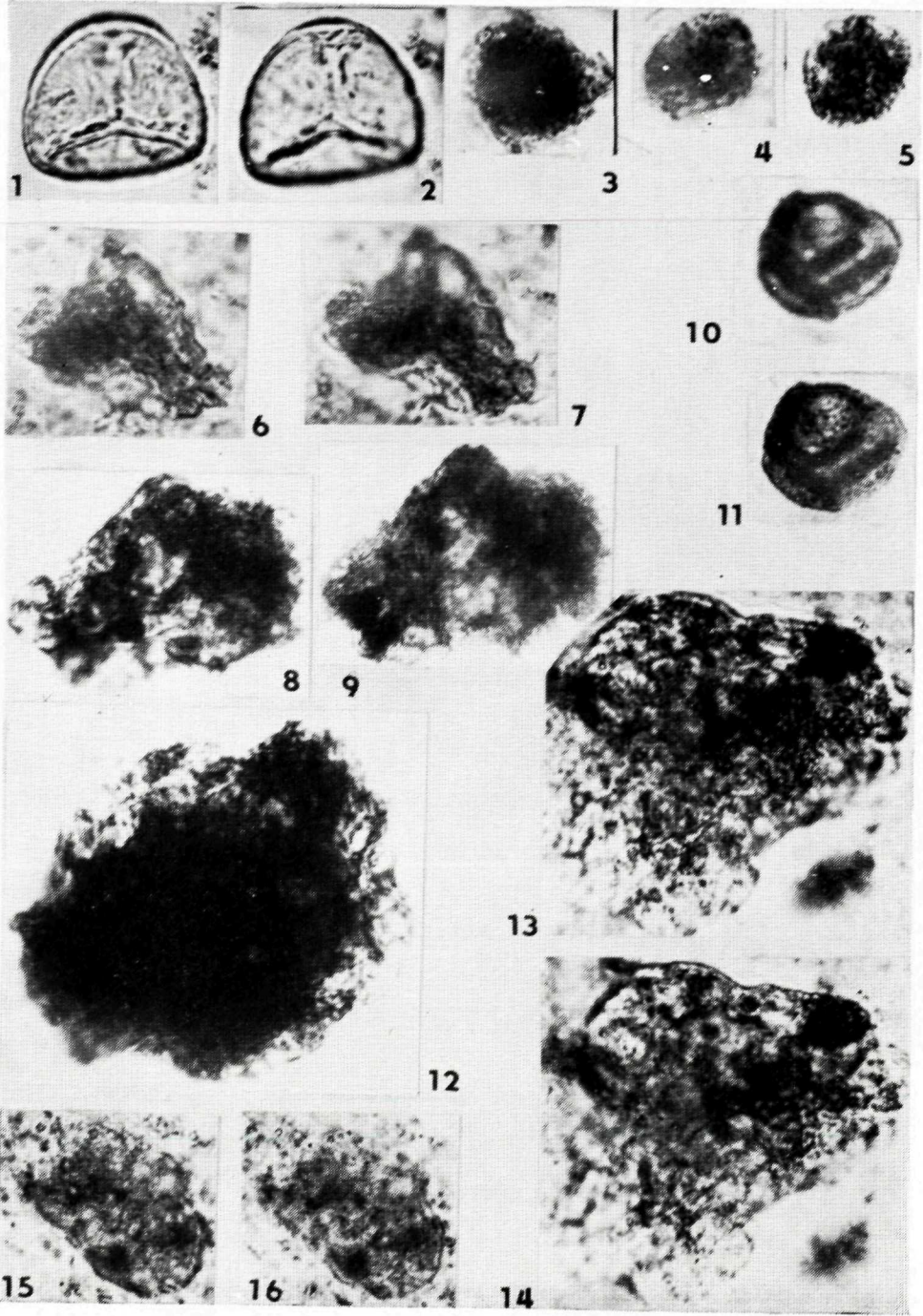


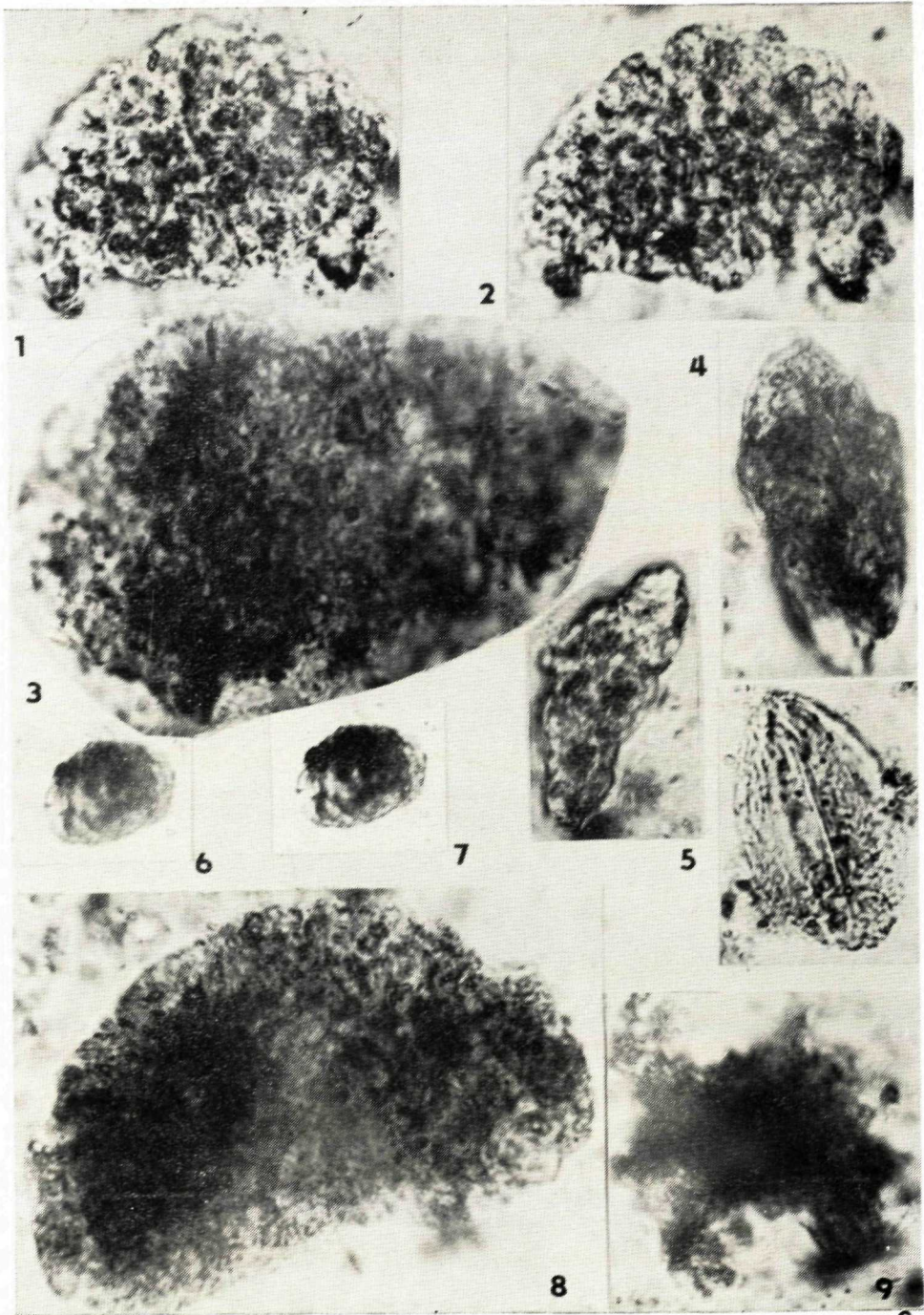


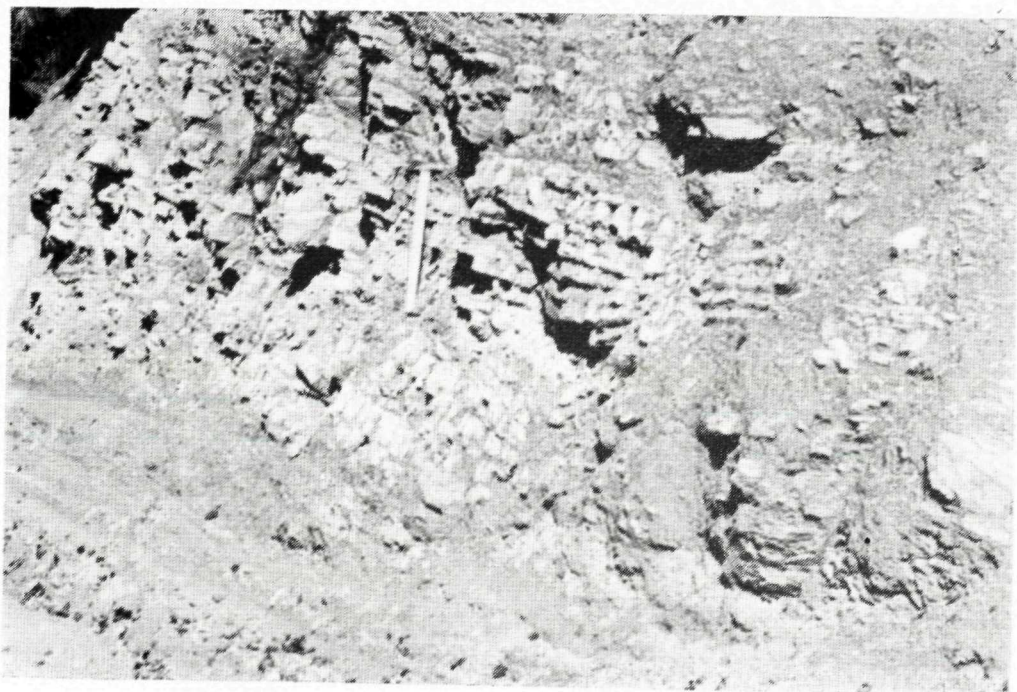
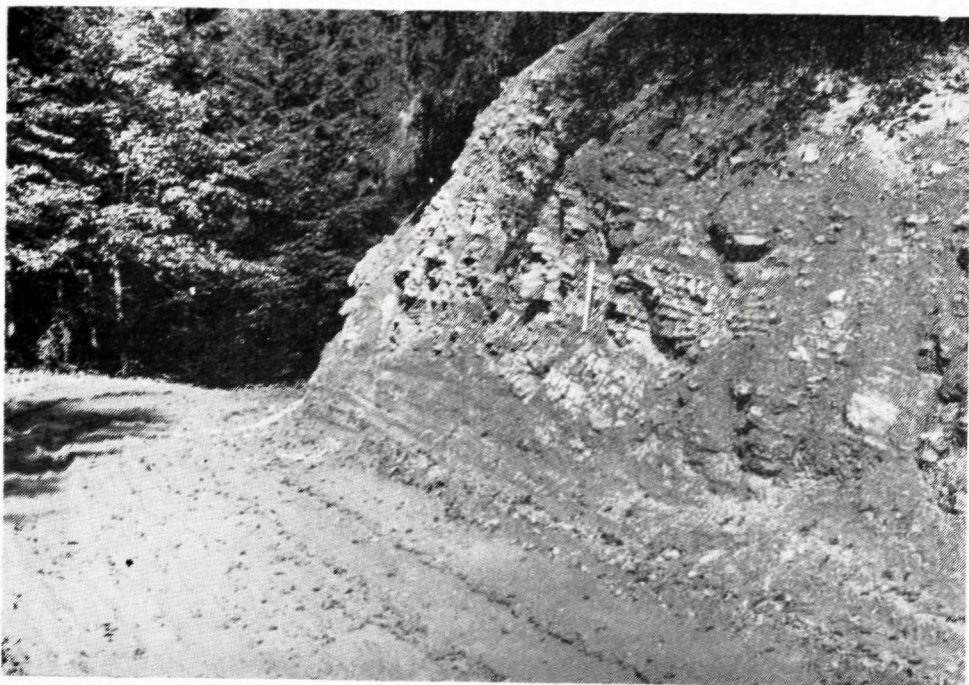


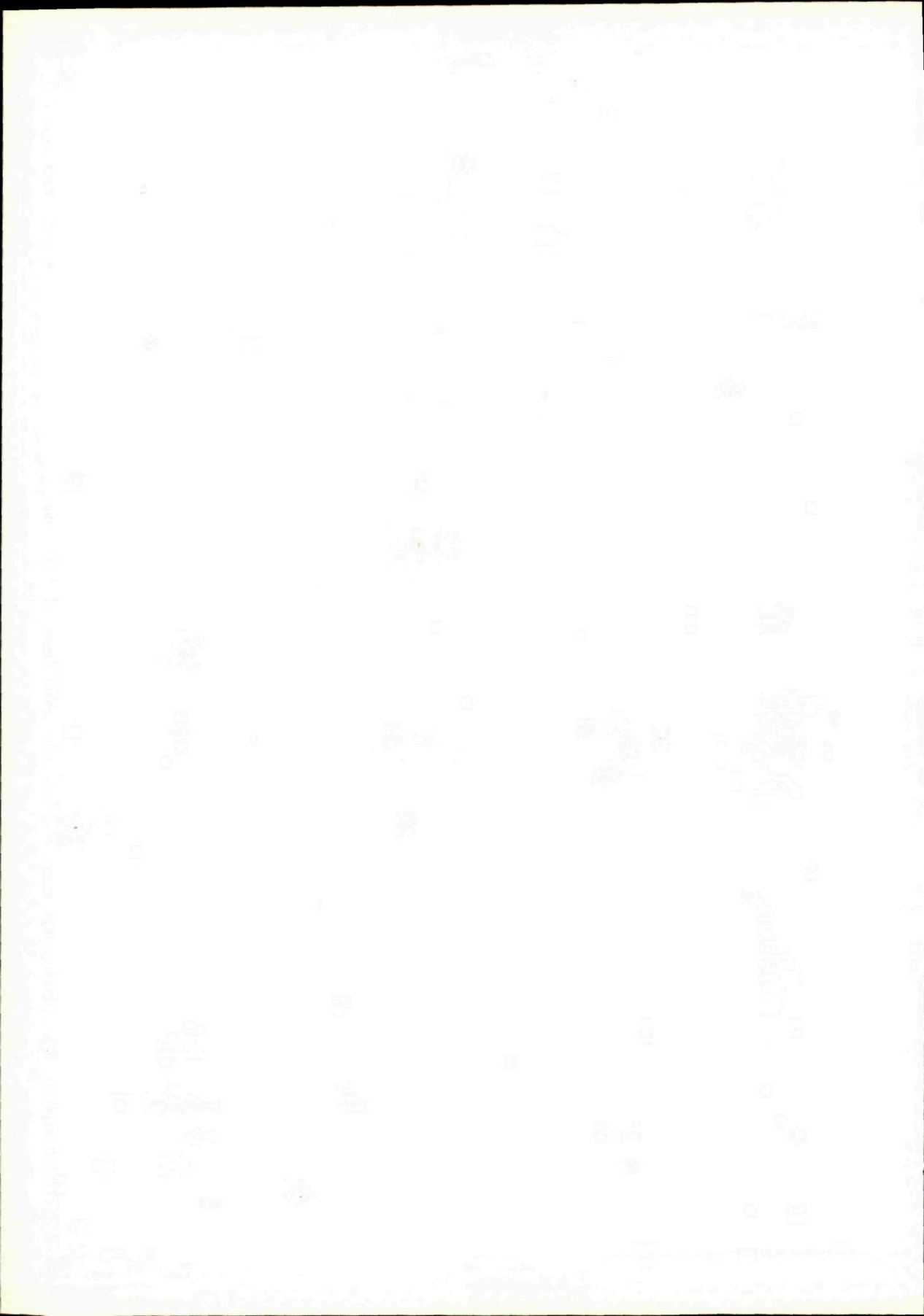


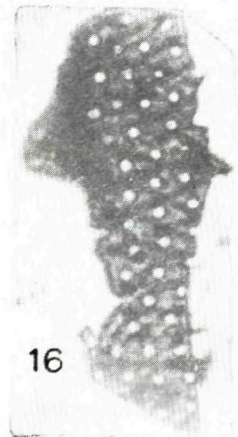
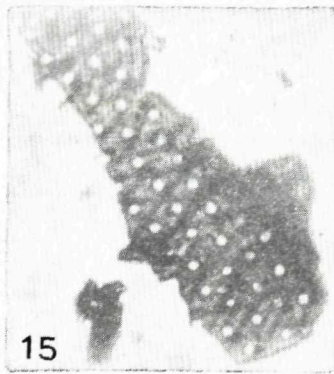
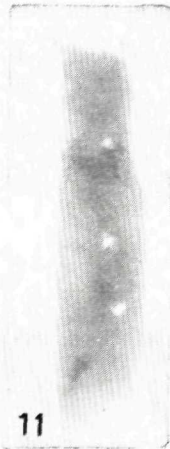
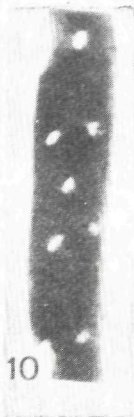
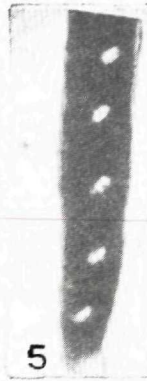


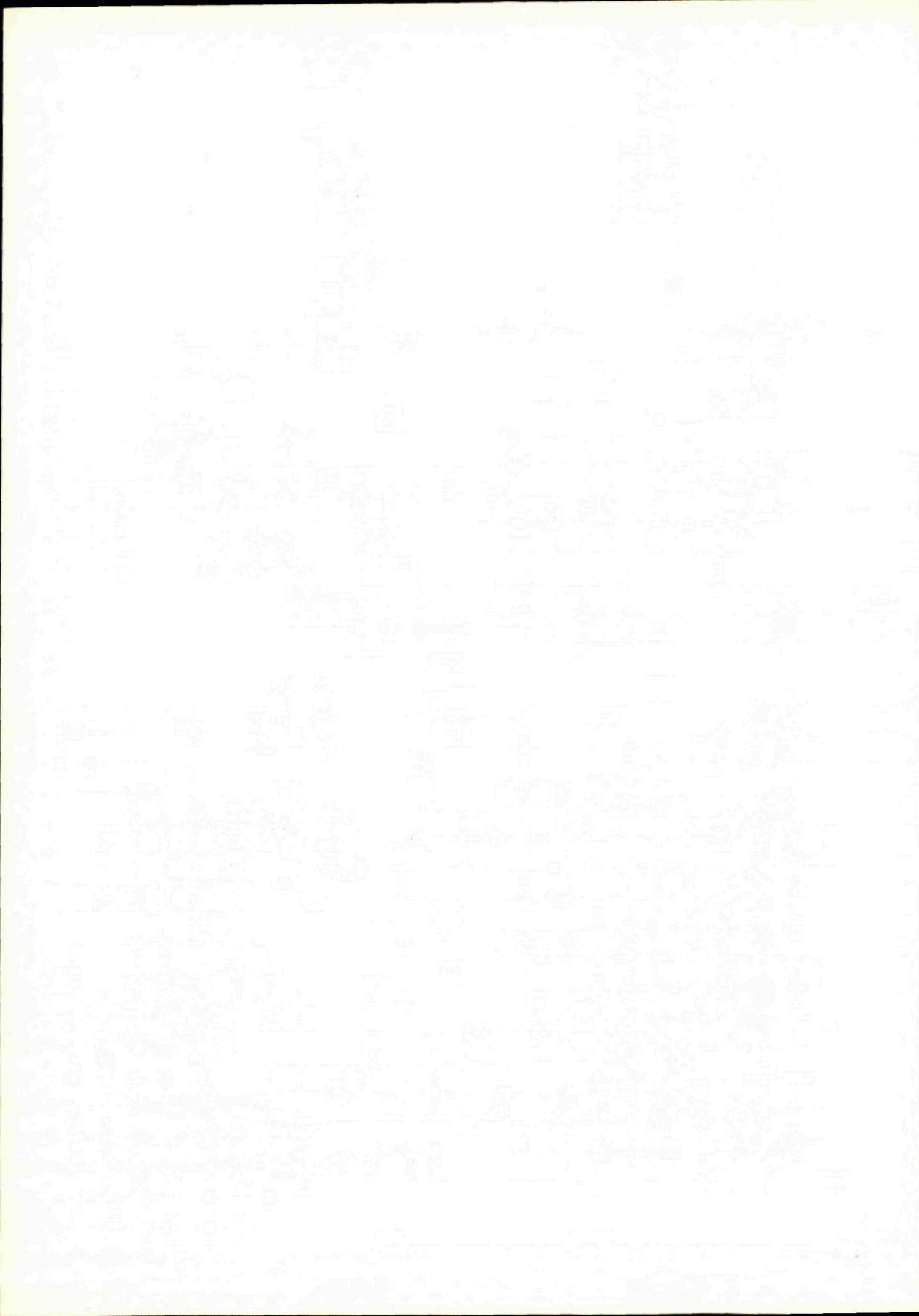


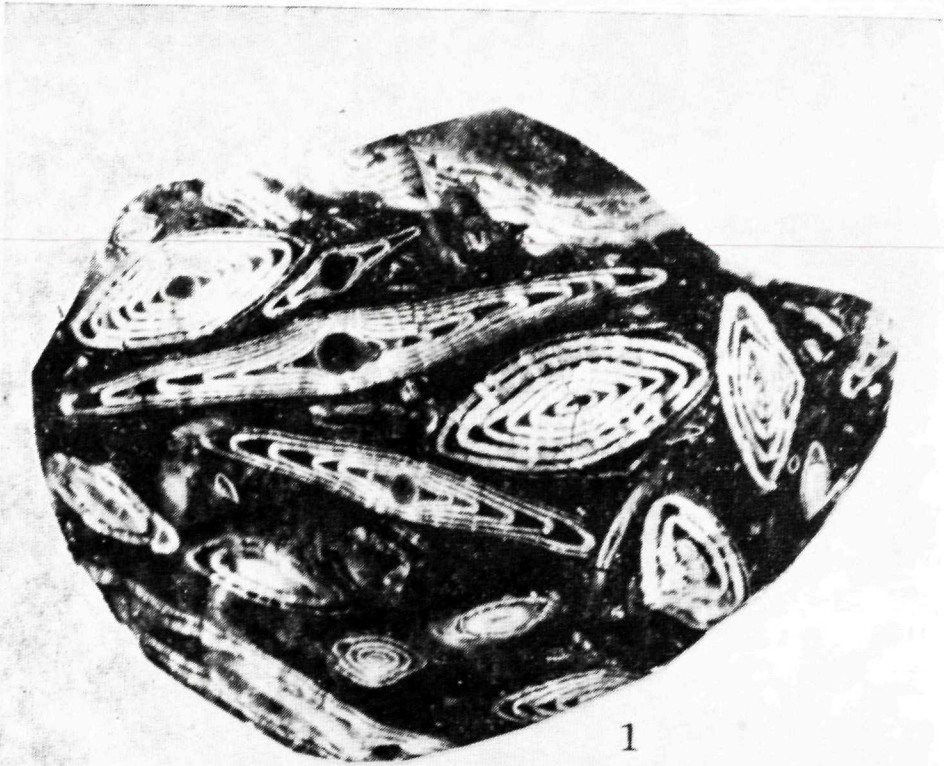


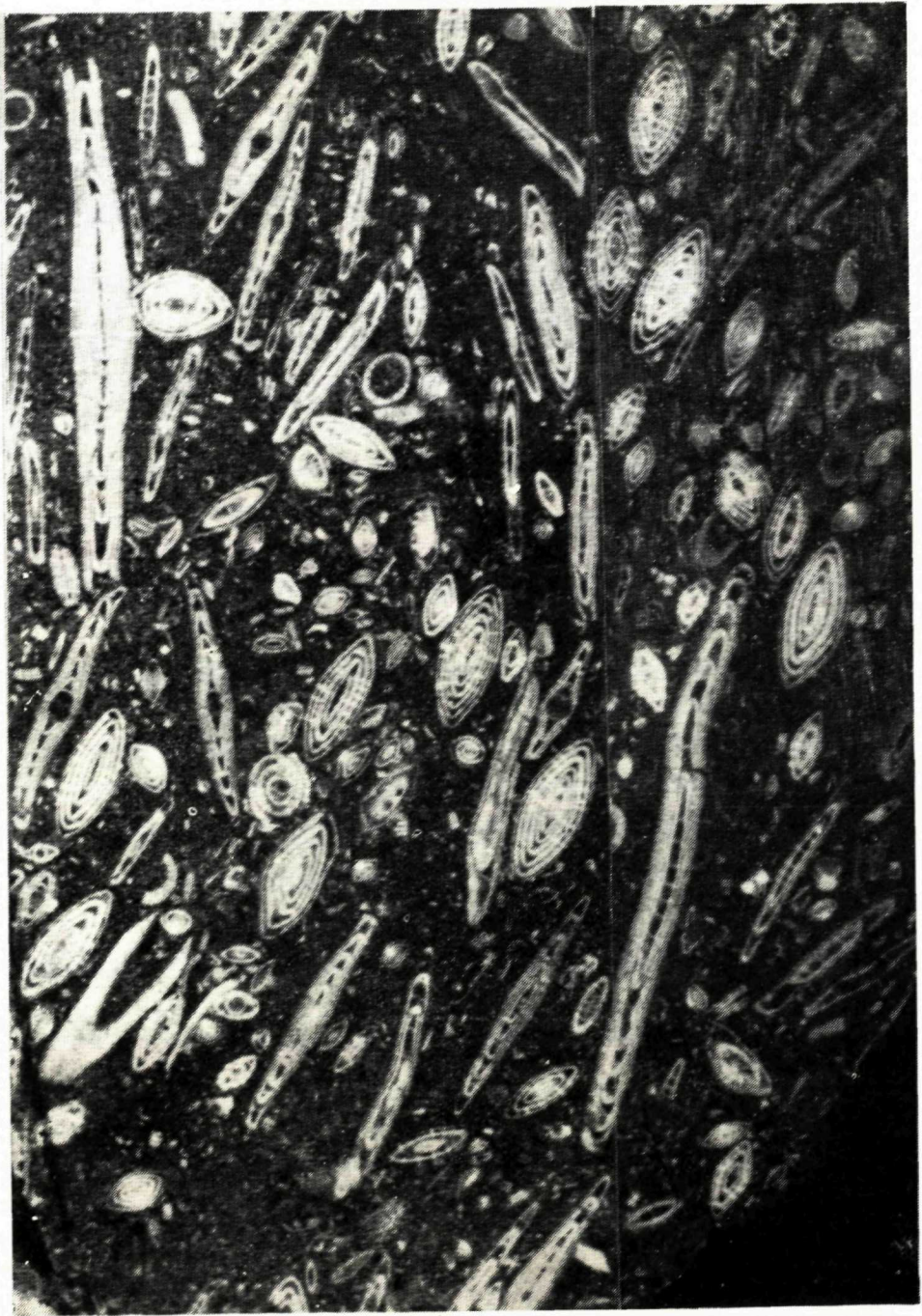




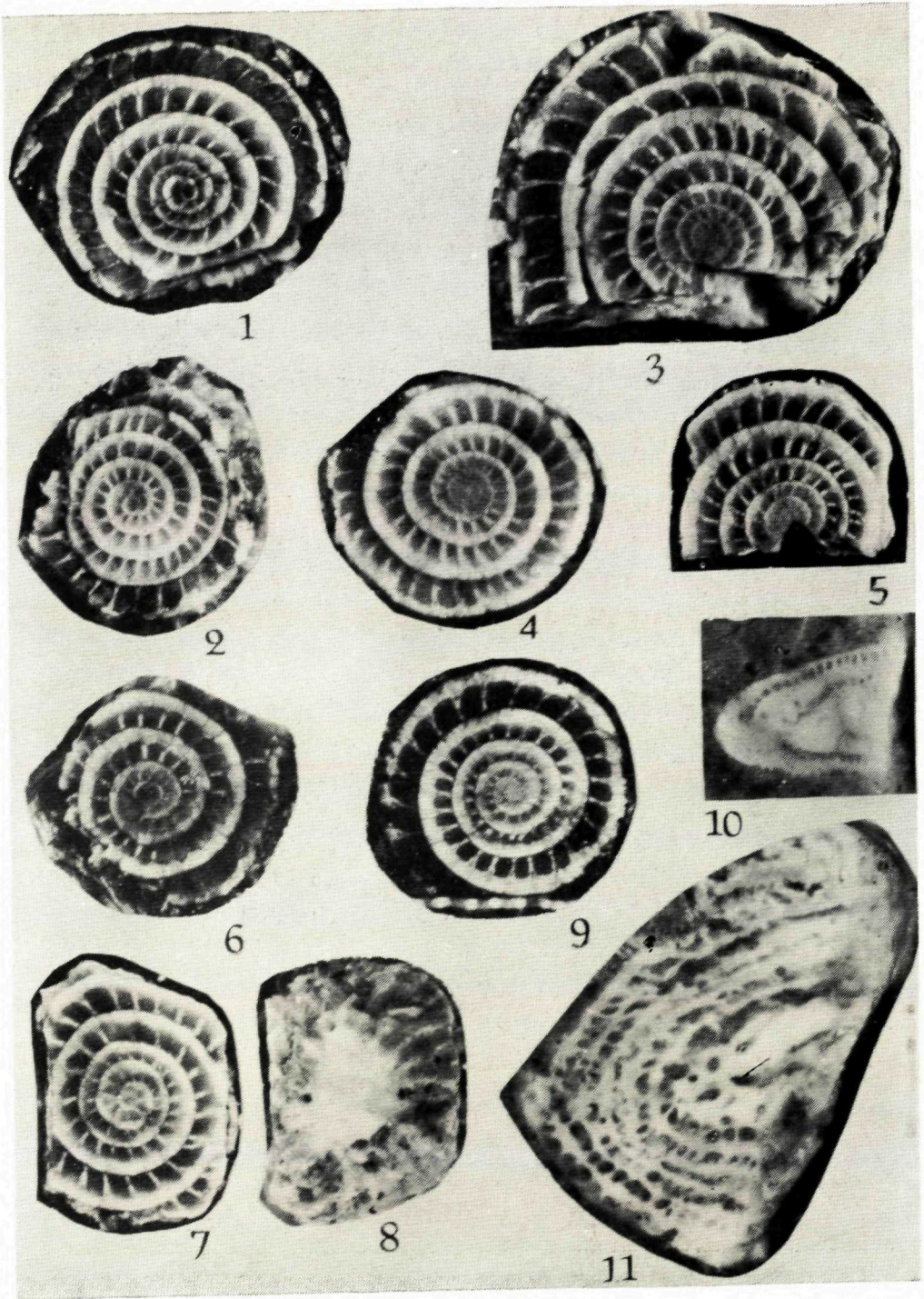


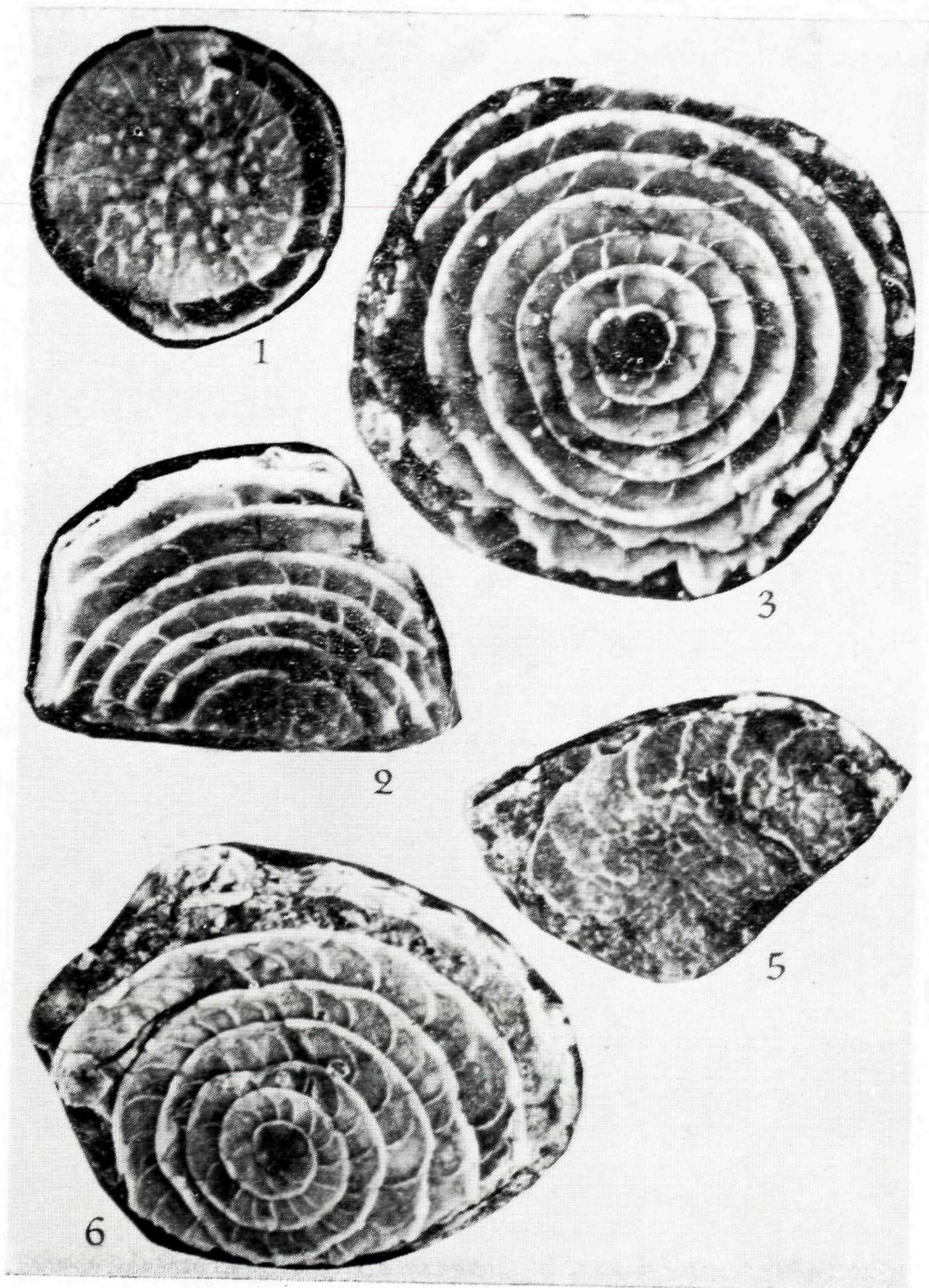








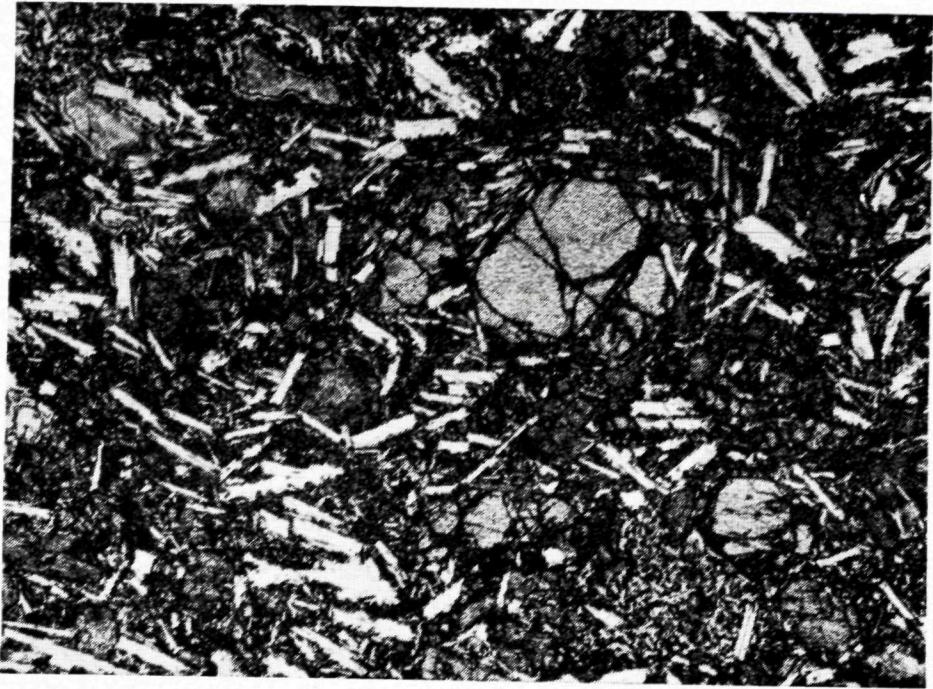






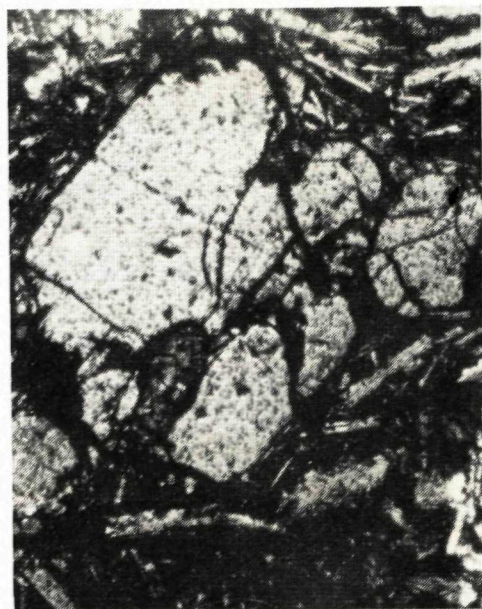




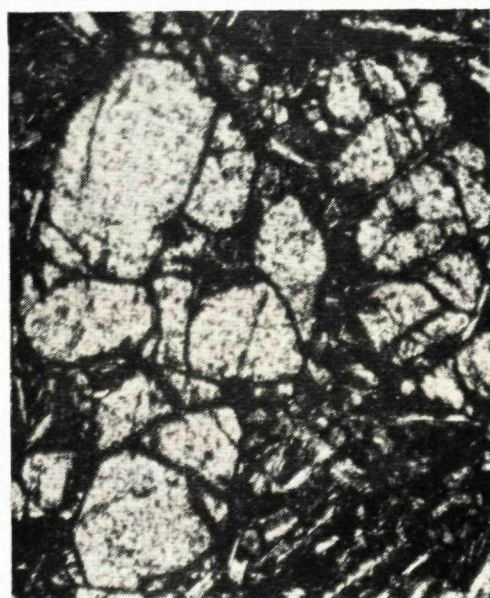




1



2



3



4

