



Vedecký redaktor  
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčná rada

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

# **GEOLOGICKÉ PRÁCE**

SPRÁVY 72

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1979

Geologický ústav D. Štúra  
KNIŽNICE  
Signatúra: *113/10a*  
kat. čís.: *962/49*  
Kės kúpa: *32/1*  
Kės výma: \_\_\_\_\_  
Kės dar: \_\_\_\_\_

Snopková, P.—Bajaník, Š.: Preukázanie devónu (givet—frasn) vo vrte FV-/Blhovce—Devonian (Givetian—Frasnian) found by drill hole FV-1 (Blhovce) . . . . .	7
Vozár, J.: Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika — Beitrag zur Erläuterung des Baues und der Korrelationen der Hüllenserien im Nordteil des Veporikums . . . . .	19
Planderová, E.: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie — Biostratigraphical valuation of the Carboniferous of the Choč nappe, based on palynology . . . . .	31
Mellc, J.: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty) — Meliata Group in Turna Tectonic Window (the Slovak Karst, West Carpathians). . . . .	61
Bujnovský, A.—Polák, M.: Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a sz. časti Nizkých Tatier — Correlation of Mesozoic lithostratigraphic units of the Malá Fatra, Veľká Fatra and NW part of the Low Tatra . . . . .	77
Borza, K.—Köhler, E.—Samuel, O.: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o Bradle Skalica — New stratigraphic and tectonic data on Skalica klippe . . . . .	97
Borza, K.: Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepcov kriedy a paleogénu Západných Karpát — Albian-Turonian limestone pebbles in Cretaceous and Paleogene conglomerate of West Carpathians . . . . .	113
✓ Pecho, J.: Zlatoносné žily v gemeridách — Золотоносные жилы в гемеридах . . . . .	123
Hovorka, D.: Genéza variských magmatitov Západných Karpát — Origin of the West Carpathian Hercynian magmatites . . . . .	131
Franko, O.—Snopko, L.: Dusíkové akrototermie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Nová hydrogeochemická provincia minerálnych vôd v kryštaliniku Západných Karpát) — Nitrogen Acrototermiae in Spišsko-gemerské rudohorie Mountains (New hydrogeochemic province of mineral waters in crystalline complex of West Carpathians mountains) . . . . .	149
Franko, O.: Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie — Prospectiveness of hydrogeologic structures of thermal waters in Slovakia in respect of utilization of geothermal energy . . . . .	169
<b>Diskusia—recenzie</b>	
Klinec, A.—Planderová, E.: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte (kohútska subzóna veporid) . . . . .	193
Vozárová, A.—Vozár, J.: Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu — Crystalline complex in basal part of Choč nappe . . . . .	195
Šajgalík, J.: Recenzia knihy: Vaškovský, I.: Kvartér Slovenska . . . . .	199
Vozár, J.: Recenzia knihy: Mahef, M.: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides . . . . .	201



Paulína Snopková—Štefan Bajaník

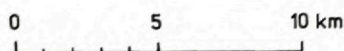
## Preukázanie devónu (givet—frasn) vo vrte FV-1 Blhovce

3 obr. v texte, 8 fotogr. tab. (I—VIII), anglické resumé

Abstract. In the substratum of the Tertiary in the drill hole FV-1 (Blhovce) are Paleozoic sediments whose Middle to Upper Devonian (Givetian — Frasnian) age was proved by palynomorphs. This is for the first time that such age has been proved paleontologically in the Gemerides.

### Úvod

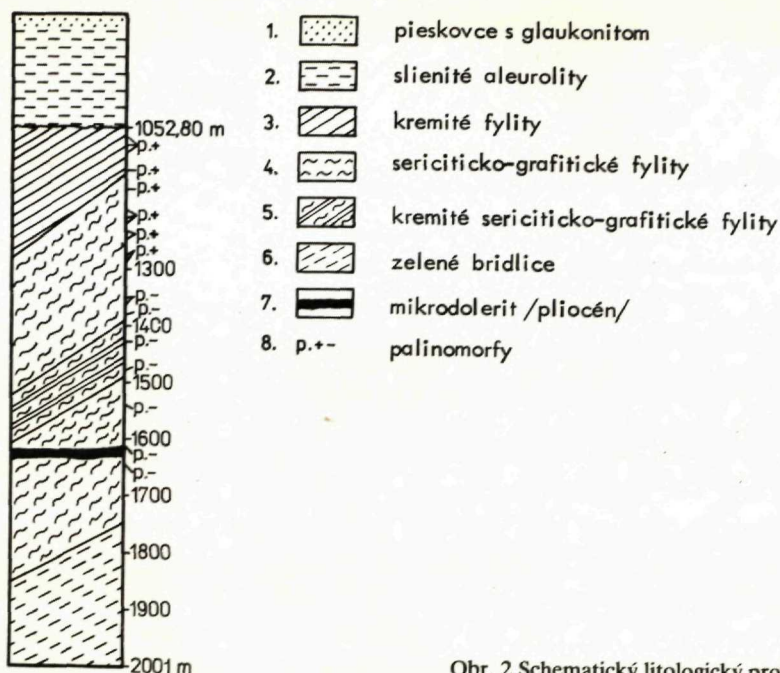
V rokoch 1975—76 bol realizovaný na lokalite Blhovce (obr. 1) štruktúrny vrt. Po prevrtaní trefohorných sedimentov boli zachytené od hĺbky 1058,20 m až po koniec vrtu paleozoické horniny, ktorých vek sme identifikovali na základe palinomorf ako stredný až vrchný devón. Tento vek hornín bol v gemeridách paleontologicky prvýkrát dokumentovaný. Navrátené horniny paleozoika sú metamorfované po



Obr. 1 Situačný schematický náčrt vrtu FV-1

RNDr. P. Snopková, CSc., RNDr. Š. Bajaník, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

spodnú až strednú subfáciu zelených bridlíc. Analyzované vzorky sú dokumentované na obr. 2.



Obr. 2 Schematický litologický profil vrtu FV-1

### Charakteristika hornín

V hĺbke 1058,20—1750,0 m vystupujú metasedimenty; sú to kremité fylity, kremi-to-sericitické a grafito-sericitické fylity. Od hĺbky 1750,0 m až do konečnej hĺbky 2001,0 m sa zelené bridlice (metamorfné deriváty diabázov, tufov a tufitov) striedajú so sericiticko-chloritickými fylitmi. V intervale 1633,50—1635,50 m je dajka pliocénneho mikrodoleritu (E. Karolusová 1978).

Z litofaciálnej analýzy hornín vyplýva, že sedimentácia prebiehala v relatívne kľudných podmienkach, v nedostatočne vetranom prostredí (metasedimenty—hojný grafit a syngedimentárny pyrit), s intenzívnym subakválnym diabázovým vulkanizmom a sporadickými vložkami fylitov (pôvodne ílovito-piesčité fácia) v spodných častiach vrtu.

Horniny paleozoika sú metamorfované do spodnej až strednej subfácie zelených bridlíc. Sú strmo uložené (60—80°), čo pri prakticky zvislom vŕtaní znamená, že pravá hrúbka vrstiev je okolo 300 metrov.



## Stratigrafická analýza hornín a ich korelácia

Z podložných sedimentov vrtu FV-1 boli palinologicky spracované vzorky od 1059 do 1638,0 m, prevažne zo sericiticko-grafitických fylitov.

Vzorky boli laboratórne macerované kyselinou fluorovodíkovou po dobu 14—30 dní. Uvoľnené organické zvyšky boli oxidované Schulzovým roztokom 7—20 dní. Mnohé spóry sa nepresvetlili ani po dlhšej oxidácii. Ostali tmavé, takže u niektorých spór sa zachovali len obrisy (tab. I, II, VII). S podobným javom sme sa stretli aj pri spracovaní lydítov z gelnickej série západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (P. Snopková—L. Snopko 1977). Pravdepodobne sa u organických zvyškov organická hmota čiastočne premenila na čierny grafit.

Na palinomorfy sa najbohatšími ukázali vzorky z hĺbky 1059,0 1198,0 m a 1203,5 m. Tieto boli aj smerodajné pre stanovenie veku sericiticko-grafitických fylitov. V pozitívnych vzorkách prevládajú trilétne spóry, menej akritarchy, chitinozoy a štruktúrny kerogén. Z prevahy trilétnych spór, ktoré sa podľa literárnych údajov prvýkrát objavujú v silúre (W. S. Hoffmeister 1959, J. B. Richardson—R. Lister 1969) a na základe rôznorodnej stavby (trňovitej, bradavkovitej, siefovitej, zrnitej a pod.) i podľa väčších rozmerov spór nájdených v študovanom súvrství, predpokladáme, že ide o spóry devónske. Vyskytli sa prevažne zonálne a pseudosakátne trilétne spóry o veľkosti od 80 do 200 mikrónov. Mnohé spóry boli zle zachované a nedali sa určiť (tab. 1).

Ako vidno z tabuľky 1, vo vzorkách prevládajú druhy rodov *Verrucosporites* (ems—famén), *Archeozonotriletes* (ems—famén), *Calyptosporites* (ems—famén), *Hymenozonotriletes* (givet—famén) a *Ancyrospora* (ems—frasn). Ojedinele sa vyskytujú rody *Dictyotriletes* (siegen—famén), *Samarisporites* (siegen—givet) a *Cristatisporites* (givet—tournes). Stratigrafické rozšírenie rodov uvádzame podľa W. G. Chaloner a (1967). Zo skupiny *Acritarcha* sa vyskytli druhy rodov *Baltisphaeridium*, *Michrystidium*, *Cymatiosphaera*, cf. *Veryhachium* a *Hyrtelesphaeridium*.

V oblasti Západných Karpát, presnejšie v Spišsko-gemerskom rudohorí, sa nám doteraz nepodarilo nájsť dobre zachované devónske spoločenstvo palinomorf, s ktorým by sme mohli korelovať nájdené spóry zo študovaného vrtu. Preto sme sa pri ich určovaní a pri zisťovaní stratigrafického rozšírenia opierali o práce zahraničných autorov. Použili sme najmä túto literatúru: S. N. Naumová (1953), E. V. Čibrikova (1972) — devón južného Uralu a blízkych oblastí, D. C. Mc Gregor (1960), D. C. Mc Gregor—B. Owens (1966), D. C. Mc Gregor (1973) — jednotlivé stupne devónu v. a s. Kanady, J. B. Richardson (1960, 1962, 1965, 1967a, b, 1969) — devónske sedimenty Škótska, J. B. Richardson — R. Lister (1969) — vrchný silúr a spodný devón južného Walesu, K. C. Allen (1965, 1967) — spodný a stredný devón Západných Špitzbergov, W. Riegel (1973) — emsien a eifelian oblasti Rýna, E. P. Lanninger (1969) — stredný devón Belgicka, J. Taugourdeau-Lantza (1966) — frasnien oblasti Bologne vo Francúzsku, B.

Druhy	Hĺbka v m											
	1059	1068	1094	1148	1157	1198	1203	1219	1231	1248	1277	1281
a) Acritarcha												
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>astartes</i>												
Sanneman	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	x	-
<i>Baltisphaeridium</i> sp.	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Micrhystridium</i> sp.	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	x	-
<i>M. inusitatum</i> Wicander	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>Hyrtillosphaeridium</i> cf. <i>semnus</i> Čibrikova	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-
<i>H. ?mixtus</i> Čibrikova	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
<i>H. trivialis</i> (Tim.) Čibrikova	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
<i>Hyrtillosphaeridium</i> sp. cf. <i>Veryhachium</i>	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cymatiosphaera</i> cf. <i>pavimentum</i> Deflandre	-	x	-	-	x	-	x	-	-	-	x	-
<i>Cymatiosphaera</i> sp. <i>Hymenodiscina conspicua</i> Čibrikova	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
( <i>Acritarcha</i> bližšie neurčené)	-	x	x	x	-	-	x	x	-	-	-	-
( <i>Chitinozoa</i> bližšie neurčené)	x	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-
b) Sporites												
<i>Anapiculatisporites</i> cf. <i>petilus</i> Richardson	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>A. cf. eifelensis</i> Lanninger	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>Verrucosisporites rarituberculatus</i> (Naum.) Richardson-Curry	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	-	x
<i>V. cf. (al. Acanthotriletes)</i> <i>uncatus</i> (Naum.) Richardson	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x
<i>V. cf. (al. Acanthotriletes)</i> <i>famenensis</i> (Naum.) Kaiser	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x
<i>V. cf. proscurus</i> Kedo	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-
<i>V. cf. dentatus</i> Streel	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-
<i>Verrucosisporites</i> sp. <i>Biornatispora (Verrucosisporites)</i> <i>pseudospinosa</i> (Streel) Lele et Streel	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	x	-
<i>Dictyotriletes</i> sp.	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Archeozonotriletes semireti-</i> <i>culatus</i> Čibrikova	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
? <i>A. acutus</i> Kedo	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>A. volgogradicus</i> (Nam.) Čibrikova	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Grandispora</i> sp.	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
<i>Samarisporites</i> cf. <i>inusitatus</i> Allen	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-

Druhy	Hĺbka v m											
	1059	1068	1094	1148	1157	1198	1203	1219	1231	1248	1277	1281
<i>Samarisporites</i> sp.	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Calyptosporites</i> sp.	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-
<i>C. cf. velatus</i> (Eis.) Richardson	-	-	-	×	-	-	-	×	-	-	-	×
<i>C. cf. proteus</i> (Naum.) Allen	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Hymenozonotriletes</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	×	-	×	×
? <i>H. versabilis</i> Kedo	-	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-
<i>H. cf. lepidophytus</i> Kedo	-	-	-	-	-	×	-	-	×	-	-	×
<i>H. lepidophytus</i> Kedo	-	-	-	-	×	-	×	-	×	-	-	-
? <i>H. pusillites</i> Kedo	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-
? <i>H. cassicus</i> Higgs	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-
<i>Hymenozonotriletes argutus</i> Naumova	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-
<i>H. spinosus</i> Naumova	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-
<i>H. endemicus</i> Čibrikova	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×
<i>H. subdeliquens</i> Čibrikova	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×
<i>H. polymorphus</i> Naumova	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-	-
<i>H. cf. consuetus</i> Čibrikova	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Spelaeotriletes cf. triangulus</i> Owens	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ancyrospora</i> sp., cf. <i>Ancyrospora</i>	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-
? <i>Ancyrospora langii</i> (Taugourdeau-Lantz) Allen	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-
<i>A. cf. furcula</i> Owens	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-
<i>Radiizonates</i> sp.	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-
<i>Cristatisporites</i> sp.	-	-	-	-	-	×	-	-	-	-	-	-
Spóry húb	-	-	×	×	×	-	-	-	-	-	-	-
Neurčené palinomorfy	×	-	-	×	-	×	-	×	-	-	-	×
Štruktúrny kerogén	-	×	-	×	-	×	-	×	-	-	-	×

E. Balme—C. W. Hassel (1962) — vrchný devón z Austrálie. K. Higgs (1975) — vrchný devón a spodný karbón Írska, F. H. Cramer (1964) — devón sz. Španielska a G. Playford (1977) — spodný a stredný devón Kanady (Ontario). Uviedli sme iba základnú literatúru zaoberajúcu sa palinologickým výskumom devónskych sedimentov.

Keďže v študovaných vzorkách sa vyskytli trilétne spory, ktoré majú zložitejšiu stavbu exiny, môžeme jednoznačne vylúčiť silúrsky vek sericiticko-grafitických fylitov. Zložitejšia morfológická stavba nájdených spór poukazuje na to, že ich výskyt sa obmedzuje na devón. Podľa J. B. Richardsona (1969) v spodnom devóne (gedin) sa vyskytujú spory prevažne malých rozmerov (od 8—62  $\mu\text{m}$ ). Ich stavba je, v porovnaní so silúrskými spórmi, rôznorodejšia (zrnitá, špicatá, sieťovitá a pod.). Typické sú druhy rodov *Retusotriletes*, *Dictyotriletes*, *Archeozonotriletes*. V siegiene a emsiene prevládajú spory s vyvinutými radiálnymi rebrami. Charakte-

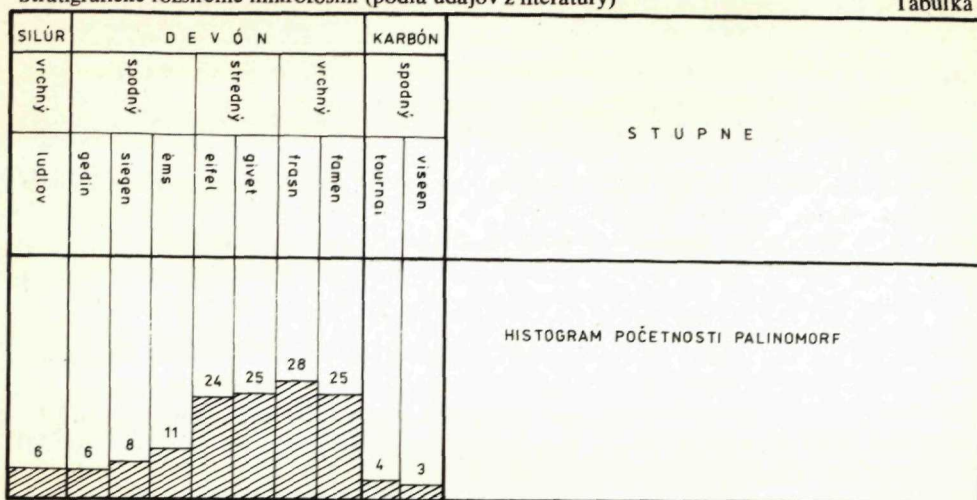
SILŮR	DEVON				KARBÓN		STUPNE
	vrchný	spodný		stredný	vrchný	spodný	
ludlow	gedinien	siegenien	emsién	eifélien	givetien	famenien	frasnien
						faunésien	viséen
							Baltisphaeridium cf. astartes Sanneman
							Cymatiosphaera pavementum Deflandre
							Hyrtellosphaeridium cf. semnus Čibrikova
							H. ? mixtus Čibrikova
							H. ? trivialis (Tim.) Čibrikova
							Hymenodiscina conspicua Čibrikova
							? Michystridium inusitatum E. R. Wicander
							? Chitinozoa
							Anapiculatisporites cf. petilus Richardson
							Calyptosporites cf. velatus (Eis.) Richardson
							Verrucosisporites (all. Lophozonotriletes) cf. proscurus (Kedo) Richardson
							V. cf. dentatus Street
							Biornatispora (Verrucosisporites) pseudospinosa (Street) Lele et Street
							Anapiculatisporites cf. eifelensis Lanninger
							Hymenozonotriletes spinosus Naumova
							H. endemicus Čibrikova
							H. polymorphus Naumova
							H. cf. consuetus Čibrikova
							Spelaeotriletes triangulus Owens
							Calyptosporites cf. proteus (Naum.) Allen
							Samarisporites cf. inusitatus Allen
							? Ancyrospora langii Taugourdeau - Lantz
							Verrucosisporites cf. (Acanthotriletes) famenensis (Naum.) H. Kaiser
							V. cf. (Acanthotriletes) uncatius (Naum.) Richardson
							V. rarituberculatus (Naum.) Richardson - Curry
							Archeozonotriletes semireticulatus Čibrikova
							? A. acutus Kedo
							A. cf. volgogradicus Nazarenko et Čibrikova
							Hymenozonotriletes versabilis Kedo
							H. lepidophytus Kedo
							H. cf. pusillites Kedo
							H. cf. subdeliquens Čibrikova
							Ancyrospora cf. furcula Owens
							Hymenozonotriletes
							Verrucosisporites
							Samarisporites
							Retusotriletes
							Emphanisporites
							Dictyotriletes
							Calyptosporites
							? Ancyrospora
							Cristatisporites
							? Hymenozonotriletes cassiculus Higgs

ristický je rod *Emphanisporites*, je rozšírený od spodného devónu až po spodný karbón. Najviac druhov je však v emsiene a spodnom eifeliene. Pseudosakátne a zonátne spóry sa začínajú objavovať už v siegene (K. C. Allen 1965, J. Doubinger 1963, A. Moreau-Benoit 1966), no prevládajú v eifele a v givete. V strednom a vrchnom devóne sa vyskytujú pseudosakátne a zonátne palinomorfy s nápadnou stavbou, často trňovitou. Mnohé spóry dosahujú veľkosť nad 200  $\mu\text{m}$ . Charakteristické sú druhy rodov *Calyptosporites*, *Samarisporites* a *Geminospora*. Obdobie vrchného devónu charakterizuje už pribúdanie monolétnych spór rodu *Archeoperissacus*. Tento rod nebol v študovaných vzorkách vrtu FV-1 zistený. Ďalej sú pre vrchný devón typické druhy *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *Densosporites devonicus* Richardson, *Archeozonotriletes volgogradicus* Čibrikova a druhy rodov *Ancyrospora*, *Verrucosisporites* a *Grandispora*.

Pre presnejšie zaradenie sericiticko-grafitických fylitov v rámci devónu študovaneho vrtu sme zostrojili (podľa údajov z literatúry) diagram stratigrafického rozšírenia nájdených a určených palinomorf, ako aj histogram ich početnosti, ktorý tiež naznačuje vek skúmaného súvrstvia. Podľa diagramu stratigrafického rozšírenia nájdených palinomorf (tab. 2) prevládajú trilétne spóry, ktoré sa obmedzujú na stredný devón (*Verrucosisporites* cf. *proscurus* Kedo, *V.* cf. *dentatus* Streel, *Bionatispora* (*Verrucosisporites*) *pseudispinosa* (Streel) Lele et Streel, *Hymenozonotriletes endemicus* Čibrikova, *H. spinosus* Naumova, *Calyptosporites* cf. *proteus* (Naum./Allen), stredný až vrchný devón (*Samarisporites* cf. *inusitatus* Allen, ?*Ancyrospora langii* Taugourdeau — Lantz, *Hymenozonotriletes*) a na vrchný devón (*Verrucosisporites* cf. *rarituberculatus* (Naum.) Richardson-Curry, *Archeozonotriletes semireticulatus* Čibrikova, *A.* cf. *volgogradicus* (Naum.) Čibrikova, *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *H. versabilis* Kedo a *Ancyrospora* cf. *furcula* Owens). Palinomorfy so širším stratigrafickým rozpätím sa vyskytli najmenej. Ich stratigrafické rozšírenie sa pohybuje od spodného devónu až po stredný devón a od spodného devónu až po vrchný devón (*Retusotriletes*, *Verrucosisporites*, *Dictyotriletes*). Ojedinele sa objavujú rody a druhy vyskytujúce sa v strednom devóne až v spodnom karbóne (*Cristatisporites*) i vo vrchnom devóne až v spodnom karbóne (?*Hymenozonotriletes cassiculus* Higgs a *Micrhystridium inusitatum* Wicander).

Podľa rozboru stratigrafického rozšírenia nájdených palinomorf a podľa ich počtu v jednotlivých stupňoch v rámci devónu usudzujeme, že súvrstvie sericiticko-grafitických fylitov, ktoré sa vyskytuje vo vrte FV-1 od 1059,0 do 1948 m, patrí do veku: stredný až vrchný devón. Podľa histogramu početnosti sa palinomorfy najviac sústreďujú v stupňoch givet-frasn (tab. 3).

Skúmané horniny prináležia staršiemu paleozoiku gemeríd. Ich koreláciu so staropaleozoickými horninami centrálnej časti gemeríd obmedzujú viaceré činitele. Napr.: horniny podložia vrtu sú značne vzdialené a izolované od staropaleozoických výskytov odkrytých na povrchu, ich malá pravá hrúbka determinuje porovnanie po stránke litofaciálnej.



Podľa doterajších palinologických výskumov (porov. P. Snopková—L. Snopko 1977) vrchná hranica gelnickej série siaha až do spodného devónu. Vzhľadom k ešte neukončenému paleontologickému štúdiu gelnickej série nevyklúčujeme možnosť, že sedimentácia gelnickej série pokračovala i do vyšších častí devónu.

V nadloží gelnickej série vystupuje rakovecká séria. Napriek početným analyzovaným vzorkám, sa nepodarilo dosiaľ zistiť jej stratigrafické rozpätie. Zatiaľ čo je jej spodná hranica nejasná, vrchná hranica, ak akceptujeme výsledky datovania karbónu z oblasti Ochtinej (K. Kozur—R. Mock—R. Mostler 1976), je ukončená bretónskymi vrásnivo-metamorfnými pochodmi, teda vrchným devónom.

I keď uvedené skutočnosti obmedzujú možnosť porovnávať horniny stredného—vrchného devónu z vrtnu FV-1, jednako sa prikláňame k ich porovnávaní s rakoveckou sériou gemeríd.

Stredný a vrchný devón v susedných oblastiach Maďarska v Szendrő a Uppony (K. Balogh 1964, K. Balogh—L. Körössi 1974) charakterizuje výrazná karbonatická sedimentácia a oproti devónu z vrtnu FV-1 i nižší stupeň metamorfózy. Teda devón vo vrte v Blhovciach je litofaciálne i podľa stupňa regionálnej metamorfózy súčasťou gemeridného vývoja vrchnej časti staršieho paleozoika.

#### Záver

Paleozoické horniny vrtnu FV-1 sú na základe palinologického vyhodnotenia trilétnych spór preukázané ako stredný až vrchný devón (givet—frasn) s charakteristickými druhmi: *Calyptosporites cf. proteus* (Naum.) Allen, *Calyptosporites cf. velatus* (Eisenack) Richardson, *Samarisporites cf. inusitatus* Allen, *Hymenozonotriletes spinosus* Naumova, *H. polymorphus* Naumova, *H. lepidophytus* Kedo, *Archeozonotriletes semireticulatus* Čibrikova a *Ancyrospora cf. furcula* Owens.

Stredný až vrchný devón vrtnu FV-1 je najpravdepodobnejšie stratigrafickým ekvivalentom rakoveckej série gemeríd.

Do tlače odporučila E. Planderová.

## Literatúra

- ALLEN, K. C. 1965: Lower and Middle Devonian spores of North and Central Westspitzbergen. *Paleontology*, 8, London, 687—748.
- ALLEN, K. C. 1967: Spore assemblages and their stratigraphical application on the Lower and Middle Devonian of North and Central Westspitzbergen. *Paleontology*, 10, London.
- BALME, B. E.—HASSEL, C. W. 1962: Upper Devonian spores from the Canning Basin, Western Australia. *Micropaleontology*, 8, 1, New York, 1—27.
- BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Inst. Geol. Publ. Hung.*, 48, 2, Budapest, 245—719.
- BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L. 1974: Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas in Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Edit. M. Mahel, Bratislava, 391—406.
- ČIBRIKOVÁ, E. V. 1972: Rastiteľnýje mikrofosilii južného Urala i Priuralja (iz silurskich i devonskich otloženij). Izdatelstvo „Nauka“, Moskva 1—220.
- CRAMER, F. H. 1964: Mikroplankton from three paleozoic formations in the province of Leon NW-Spain. *Leidse geologische Mededeelingen*, 30, Leiden, 253—361.
- DOUBINGER, J. 1963: Etude de la palynoplantologie de quelques échantillons du Devonien inférieur (Siegenien) du Cotentin. *Bull. Serv. Carte geol. Alsace-Lorraine* 16, Strasbourg, 261—273.
- MCGREGOR, D. C. 1960: Devonian spores from Melville Island Canadian Arctic Archipelago. *Paleontology*, 1, London, 26—44.
- MCGREGOR, D. C. 1973: Lower and Middle devonian spores of Eastern Gaspé Canada. *Palaeontographica*, Ab. B. 142, Stuttgart, 1—77.
- MCGREGOR, D. C.—OWENS, B. 1966: Devonian Spores of Eastern and Northern Canada, *Geol. Surv. Canada*, Ottawa, 1—66.
- HIGGS, K. 1975: Upper Devonian and Lower Carboniferous miospore assemblages from Hook Head Country Wexford, Ireland. *Micropaleontology*, 21, 4, New York, 393—411.
- HOFFMEISTER, W. S. 1959: Lower Silurian plant spores from Libya. *Micropaleontology*, 5, 3, New York, 331—334.
- CHALONER, W. G. 1967: Spores and land-plant evolution. *Rev. Paleobotan. Palynol.*, 1, Amsterdam-London-New York, 75—82.
- LANNINGER, E. P. 1969: Sporen-Gesellschaften aus dem Ems der SW Eifel. *Palaeontographica*, Abt. B. 122, 4—6, Stuttgart, 95—170.
- KAROLUSOVÁ, E. 1978: Závěrečná správa za vrt FV-1 (Blhovec). Manuskript, archiv Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H.—MOCK, R.—MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtiná (Slowakei) in dem obersten Visé und Serpukhonian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, 6, 1, Innsbruck, 1—29.
- MOREAU-BENOIT, A. 1966: Etude des spores du Devonien inférieur d'Avrille (Le Fléchet), Anjou. *Rev. Micropal.*, 8, 4, Paris, 215—232.
- NAUMOVA, S. N. 1953: Sporovo-pyl'cevyje komplexy devona Ruskoj platformy i ich stratigrafičeskoje značenie. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk SSSR*, 142 (60), Moskva, 1—154.
- PLAYFORD, G. 1977: Lower to Middle Devonian Acritarchs of the moose River Basin, Ontario. *Geological Survey of Canada*, Bull. 279, Ottawa.
- RICHARDSON, J. B. 1960: Spores from the Middle Old Red Sandstone of Cromarty, Scotland. *Paleontology*, 3, London, 45—63.
- RICHARDSON, J. B. 1962: Spores with bifurcate process from the Middle Old Red Sandstones of Scotland. *Palaeontology*, 5, London, 171—194.
- RICHARDSON, J. B. 1965: Middle Old Red Sandstone spore assemblages from the Orcadian basin, northeast Scotland. *Palaeontology*, 7, London, 559—605.

- RICHARDSON, J. B. 1967 a: A reconnaissance of some Upper Devonian and Lower Carboniferous spores from New York State and Pennsylvania. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1, Amsterdam, 63—64.
- RICHARDSON, J. B. 1967 b: Some British Lower Devonian spore assemblages and their stratigraphic significance. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1, Amsterdam, 111—129.
- RICHARDSON, J. B. 1969: Devonian spores. *Aspect of Palynology*, New York-London-Sydney-Toronto, 193—222.
- RICHARDSON, J. B.—LISTER, R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Welhs Borderland and South Wales. *Palaeontology*, 12, London, 201—252.
- RIEGEL, W. 1973: Sporenformen aus den Heisdorf-Lauch und Nohn-Schichten (emsien und eifelien) der Eifel, Rheinland. *Palaeontographica*, Abt. B. 142, Stuttgart, 78—104.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1977: Zhodnotenie doterajších palinologických výsledkov v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TAUGOURDEAU-LANTZ, J. 1966: Spores Nouvelles du Frasnien du bas Boulonnais. *Rev. Micropaleont.*, 10, 1, Paris, 48—60.

Paulína Snopková—Štefan Bajanič

### Devonian (Givetian-Frasnian) found by drill hole FV-1 (Blhovec)

Summary of the Slovak text

By the drill hole FV-1 at Blhovec, northeast of Fífakovo, metamorphosed rocks were found after penetrating of Terziary sediments at the depth 1.058,20 m to 2.001 m (final depth). By the degree of their metamorphosis the rocks correspond to the lower to middle subfacies of green schists. We assume that they are the metamorphosis products of diabases (subaqueous effusions), diabase tuffs and tuffites.

The Middle—Upper Devonian (Givetian—Frasnian) age of these metamorphosed rocks was proved on the ground of palynological valuation of trilete spores. There were the following characteristic species among them: *Calyptosporites* cf. *proteus* (Naum.) Allen, *Calyptosporites* cf. *velatus* (Eisenack) Richardson, *Samarisporites* cf. *inusitatus* Allen, *Hymenozonotriletes spinosus* Naumova, *H. polymorphus* Naumova, *H. lepidophytus* Kedo, *Archeozonotriletes semireticulatus* Čibrikova, and *Ancyrospora* cf. *furcula* Owens.

It is likely that the Paleozoic rocks in the drill hole FV-1 are coeval with the rocks in the Rakovec group of the Gemerides.

Fig. 1 Schematic situation of borehole FV-1

Fig. 2 Schematic lithological profile of borehole FV-1

Explanation: 1 — sandstones with glauconite, 2 — marly aleurolites, 3 — siliceous phyllites, 4 — sericite-graphitic phyllites, 5 — siliceous sericitic-graphitic phyllites, 6 — green schists, 7 — microdolerite (Pliocene), 8 — palynomorphs

Translated by E. Jassingerová.



## Vysvetlivky k tabuľkám I—VIII

### Tabuľka I

Obr. 1 *Anapiculatisporites* cf. *eifelensis* Lanninger, 1203,5 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Anapiculatisporites* cf. *petilus* Richardson, 1059 m, zv. 1000×

Obr. 3 *Biornatispora* (*Verrucosisorites*) *pseudospinosa* (Streel) Lele et Streel, 1231,0 m, zv. 1000×

Obr. 4 *Verrucosisorites* cf. *rarituberculatus* (Naum.) Richardson-Curry, 1281,0 m zv. 1000×

Obr. 5 *Dictyotriletes* sp., 1059 m, zv. 1000×

Obr. 6 *Verrucosisorites* cf. *dentatus* Streel, 1198,0 m, zv. 1000×

### Tabuľka II

Obr. 1 *Verrucosisorites* cf. *proscurus* Kedo, 1203,5 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Samarisporites* *inusitatus* Allen, 1059 m, zv. 1000×

Obr. 3 *Biornatispora* (*Verrucosisorites*) *pseudospinosa* (Streel) Lele et Streel, 1231,0 m, zv. 1000×

Obr. 4 Štruktúrny kerogén, 1203,5 m, zv. 500×

Obr. 5 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, 1277,5 m, zv. 1000×

Obr. 6 *Michrhystridium* sp., 1203,5 m, zv. 1000×

Obr. 7 *Michrhystridium* *inusitatum* Wicander, 1203,5 m, zv. 1000×

### Tabuľka III

Obr. 1 *Archeozonotriletes* cf. *volgogradicus* (Naum.) Čibrikova, 1 148,0 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Verrucosisorites* *rarituberculatus* (Naum) Richardson-Curry, 1 148,0 m, zv. 1000×

### Tabuľka IV

Obr. 1 *Calyptosporites* cf. *proteus* (Naum) Allen, 1148,0 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Hymenozonotriletes* cf. *polymorphus* Naumova, 1157,0 m, zv. 1000×

### Tabuľka V

Obr. 1, 2 *Hymenozonotriletes* cf. *lepidophytus* Kedo, 1231,0 m, zv. 1000×

### Tabuľka VI

Obr. 1 *Hymenozonotriletes* *endemicus* Čibrikova, 1281,0 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Hymenozonotriletes* ? *spinus* Naumova, 1148,0 m, zv. 500×

### Tabuľka VII

Obr. 1 *Ancyrospora* cf. *furcula* Owens, 1203,5 m, zv. 1000×

Obr. 2 ?*Ancyrospora* *langii* Taugourdeau-Lantz, 1203,5 m, zv. 500× (úlomok spóry)

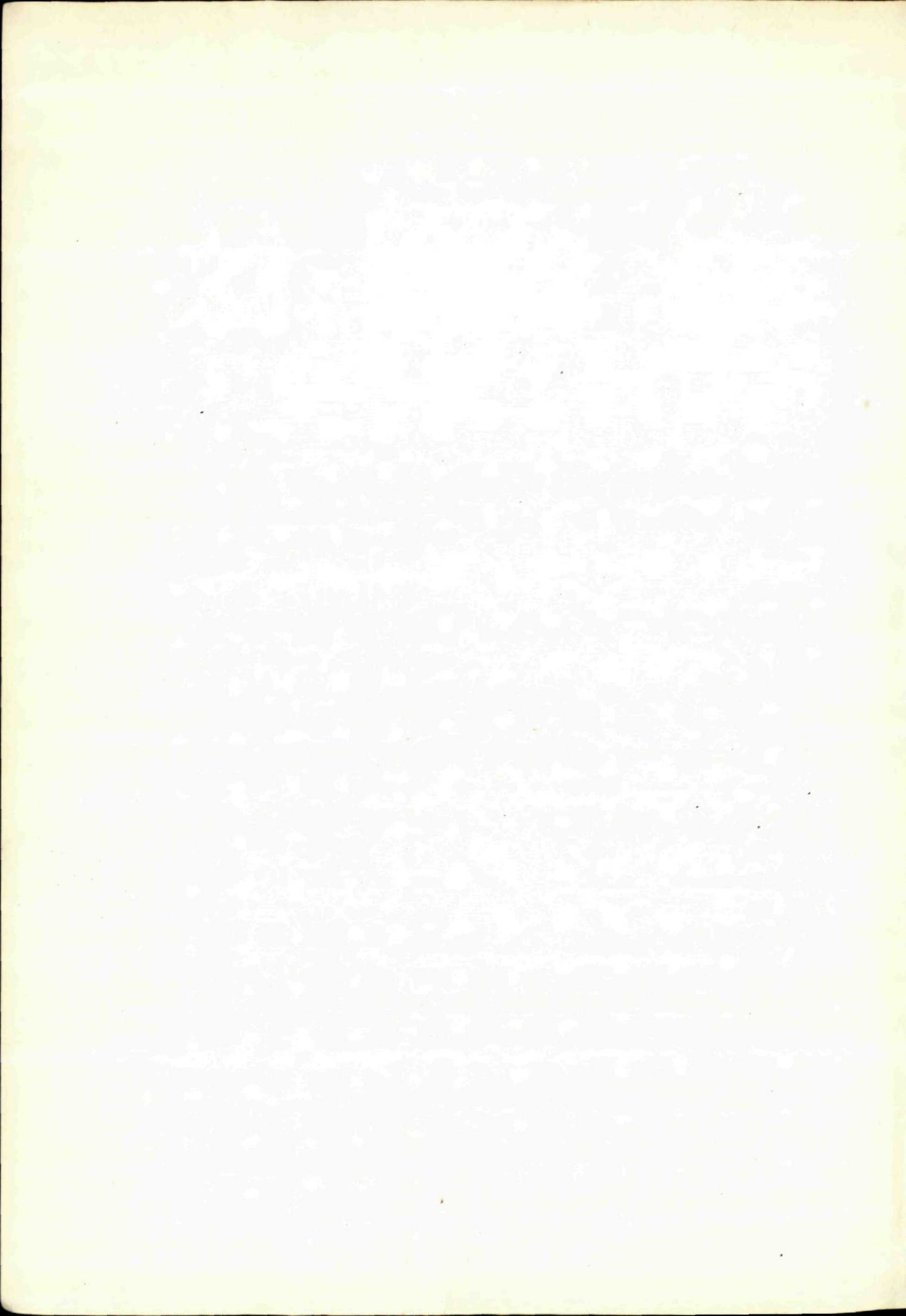
### Tabuľka VIII

Obr. 1 *Hymenozonotriletes* sp., 1198 m, zv. 1000×

Obr. 2 *Hymenodiscina* cf. *conspicua* Čibrikova, 1068 m, zv. 1000×

Obr. 3 *Michrhystridium* sp., 11203,5 m, zv. 1000×

Obr. 4 *Hyrtellophaeridium* cf. *semnus* Čibrikova, 1 157,0 m, zv. 1000×



Jozef Vozár

## Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika

3. obr. v texte, nemecké resumé

Abstract. In the West Carpathians the correlation of mantle series in the Veporikum is still paid considerable attention. It is connected with both the analysis of the present tectonic structure and with the study of primary sedimentation areas in the Late Paleozoic and the Mesozoic. The research of the Permian facilitate mutual correlation between mantle series in the northern part of the Veporské rudohorie (ore mountains) and in the eastern part of the Nízke Tatry mountains. Autochthonous and/or subautochthonous nature of mantle series of the Lubietová zone and Veľký Bok group in their single occurrences has been proved. Both the mantle series are tectonically overlain by the Choč nappe.

V celom komplexe otázok príkrovovej stavby v Západných Karpatoch sústavne vystupuje do popredia problém pôvodných sedimentačných priestorov. Za celé obdobie výskumu príkrovovej stavby (približne od výskumov V. Uhliga 1903, 1907) sa dosiahol taký pokrok, že sa v súčasnosti možno vyjadriť nielen k terajšej stavbe, ale i k pôvodným sedimentačným priestorom, a to v relatívnom poňatí na seba nadväzujúcich vývinov už v mladšom paleozoiku, a najmä v mezozoiku. Odbornej verejnosti sú známe menšie štúdie z jednotlivých oblastí a pohorí, ktoré sú väčšinou uvedené ako podkladový materiál v zásadných a rozsiahlejších prácach zaoberajúcich sa celým okruhom otázok tektonickej stavby Západných Karpát.\*

Zložitá príkrovová stavba — to je dnešný obraz Západných Karpát. Výsledky litofaciálnych a stratigrafických analýz na seba nasunutých príkrovových jednotiek otvárajú rozsiahlu diskusiu o pôvodných sedimentačných priestoroch. Z hľadiska nadväznosti jednotlivých vývinov (od obalových sérií v tatriku cez obalové série vo veporiku, krížňanský príkrov, chočský príkrov a vyššie príkrovy) boli tektonické jednotky zhodnotené v citovaných prácach (in. lit.) často s rôznou obmenou relácie pôvodných sedimentačných priestorov. V podstate však problémom stále ostáva primárne umiestnenie sedimentačných priestorov už v mladšom paleozoiku medzi

RNDr. Jozef Vozár, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. 809 40 Bratislava

\* Z nich najmä: D. Andrusov 1959, 1968, 1976, M. Máška—V. Zoubek 1961, M. Maheľ et al. 1964, 1967, 1974, A. Biely—O. Fusán 1964, 1967, D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973, M. Maheľ 1976, 1977, 1978, D. Andrusov—A. Biely—O. Fusán 1974

varisky spevnenými (vyvrásnenými) oblasťami, ktoré boli počas alpínskeho orogénu tektonicky zblížené, miestami až na seba nasunuté (napr. vzťah gemerikum-veporikum, veporikum-tatrikum).

Redukcia pôvodného sedimentačného priestoru a súbežný transport horninových komplexov vo forme príkrovov, ich nasunutie na seba a na obalové série v celých Západných Karpatoch, to boli hlavné podnety pre vytvorenie prvých palinspastických schém rozvinutého alpínskeho sedimentačného priestoru (D. Andrusov 1936, 1959, 1976, D. Andrusov—A. Biely—O. Fusán 1974). Umiestnenie pôvodných sedimentačných priestorov sa hľadalo vo významných tektonických líniiach na styku jednotiek s odlišnou vnútornou stavbou (D. Andrusov 1958, O. Fusán—A. Biely 1965, 1967, D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973).

Vo vnútorných Západných Karpatoch vystúpili do popredia dve takéto línie — čertovicá a ľubenicko-margeciánska, ktoré by mohli byť dnešným povrchovým priemetom jaziev po redukcii rozsiahlych sedimentačných priestorov. Zatiaľ, čo sa väčšina autorov (in lit.) v minulosti i súčasnosti zhodne vyjadrila k sedimentačnému priestoru chočského príkrovu a príkrovov vyšších (ľubenicko-margeciánska línia), veľmi veľa sa diskutuje, hlavne v súčasnosti, okolo sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu. Doposiaľ boli k riešeniu tohto problému predložené v podstate tri možnosti:

a) sedimentačný priestor medzi variskými komplexami tatrika a veporika (t. j. rozvinutý priestor čertovickej línie a príľahlého kryštalinika\*; vyjadrené najmä v prácach A. Biely—O. Fusán 1965, 1967, D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973).

b) sedimentačný priestor v južnej časti veporika, prípadne i v nadväznosti na už rozvinutý priestor ľubenicko-margeciánskej línie (A. Klinec 1971, 1975, 1977);

c) sedimentačný priestor v centrálnej časti veporika za predpokladu alpínskej príkrovovej stavby kryštalinika a jej rozvinutia do pôvodných priestorov (M. Maheľ 1977, 1978).

Výskumy celého radu riešiteľov prevažne zastávajú prvý variant. Opierajú sa hlavne o výsledky stratigrafického a litologického výskumu v mezozoiku (najmä stredný a vrchný trias) a vychádzajú pri svojich záveroch z logického poňatia relácie vývinov príkrovových jednotiek a ich usporiadania v pôvodných sedimentačných

---

\* Termín „kryštalinikum“ sa zaužíval pre označenie metamorfovaných hornín útvarov starších ako vrchný karbón, a to nielen vo veporskom rudohorí, ale v celých Západných Karpatoch. Tomuto označeniu sa tak pripisoval aj význam stratigrafický v širšom zmysle, keď niektorí autori bez akýchkoľvek paleontologických dôkazov a iných stratigrafických údajov považovali kryštalinikum nielen za staršie paleozoikum, ale i za proterozoikum (M. Máška—Z. Zoubek 1961, J. Kamenický in M. Maheľ et al. 1967). Paleontologické výskumy O. Čornej, E. Planderovej, P. Snopkovej priniesli údaje, na základe ktorých možno v kryštaliniku vymedziť jednotlivé útvary staršieho paleozoika. V zmysle týchto poznatkov metamorfované komplexy hornín vo veporiku, označené v tejto práci ako kryštalinikum, chápem výlučne ako staršie paleozoikum.

priestoroch. Zhodne s uvedenými výsledkami z mezozoika bola predložená aj palinspastická schéma sedimentačných priestorov v mladšom paleozoiku s definovaním severnej, strednej a južnej sedimentačnej oblasti (A. Vozárová—J. Vozár 1975, 1977).

V poslednom období predložil novšie riešenie A. Klíne c (1971, 1975, 1977), na základe geologicko-tektonického výskumu hlavne predtriasových útvarov vo východnej časti veporského rudohoria a Nízkych Tatier. Je to druhý variant — primárny sedimentačný priestor krížňanského príkrovu a série Veľkého Boku treba hľadať v južnejších častiach varisky zvrásneného staršieho paleozoika veporika. Na tento názor čiastočne nadväzuje aj idea M. Maheľa (1974, 1977), ktorý upozornil na „užšie genetické zomknutie tohto kryštalinika s formovaním subtatranských príkrovov“ (M. Maheľ 1977, s. 6).

Problém je však v tom, že príkrovová stavba kryštalinika (A. Klíne c 1971, 1975) nemusí byť alpínska, ale naopak, môže byť variská. Pre variské príkrovy presunutých granitoidov na kryštálické bridlice hovorí aj skutočnosť, že séria Veľkého Boku na severných svahoch Nízkych Tatier neleží len na granitoidoch (čo by predpokladala ich alpínska príkrovová stavba), ale i na iných členoch kryštalinika v autochtónnej pozícii (pozri citovanú mapu A. Klínca 1977). Znamená to, že obalová séria severnej časti veporika, konkrétne jej bazálne členy perm a spodný trias série Veľkého Boku, mohli sedimentovať už na variskej príkrovovej stavbe. Z varisky vyvrásnených masívov, hlavne však z granitoidov, pochádzal aj prevládajúci terigénny materiál, ktorý sa nachádza v horninách permu a prípadne aj spodného triasu.

V ďalšom poukážem na autochtónny charakter permu obalovej série ľubietovského pásma, ako aj na jeho podobnosť s permom série Veľkého Boku. Tieto dôvody, ale i novšie poznatky zo stratigrafie a litológie, podporujú názor o vzájomnej litogenetickej, paleogeografickej i tektonickej nadväznosti uvedených obalových sérií v severnej časti veporika.

V súčasnosti možno prispieť k riešeniu problému obalových sérií v s. a sz. časti veporika ďalším zbieraním a zverejňovaním údajov, a to nielen z mezozoika, ale i mladšieho a staršieho paleozoika, preto predkladám odbornej verejnosti niektoré novšie výsledky z výskumu v rokoch 1975—1977 v sz. časti Veporského rudohoria a v s. a sv. časti nízkych Tatier.

Touto cestou sa chcem opätovne vyjadriť k interpretácii mapy a profilov v ľubietovskom pásme. Upozorňujeme na práce: V. Zoubek (1931, 1935, 1936, 1955, 1957 in M. Máška—V. Zoubek 1961), J. Kamenický (1977 in M. Maheľ et al. 1961, 1967), J. Losert (1962), J. Jaroš et al. (1966), M. Maheľ et al. (1964, 1967), J. Vozár (1962, 1965), v ktorých je uvedené dvojaké riešenie stavby mladšieho paleozoika a mezozoika pri sz. ohraničení ľubietovského pásma. Objasnenie jedného či druhého variantu má veľký význam i pre riešenie problému vzťahu čertovickej línie a krížňanského príkrovu, najmä ak si premietneme polohu a bezprostrednú nadväznosť niektorých prvkov z ľubietovského pásma na oblasť povrchového prejavu čertovickej línie a na územie východne od nej.

V nadväznosti na zverejnené profily sz. časťou Ľubietovského pásma (J. Vozár 1965) dopĺňujem tieto údaje o nasledovné:

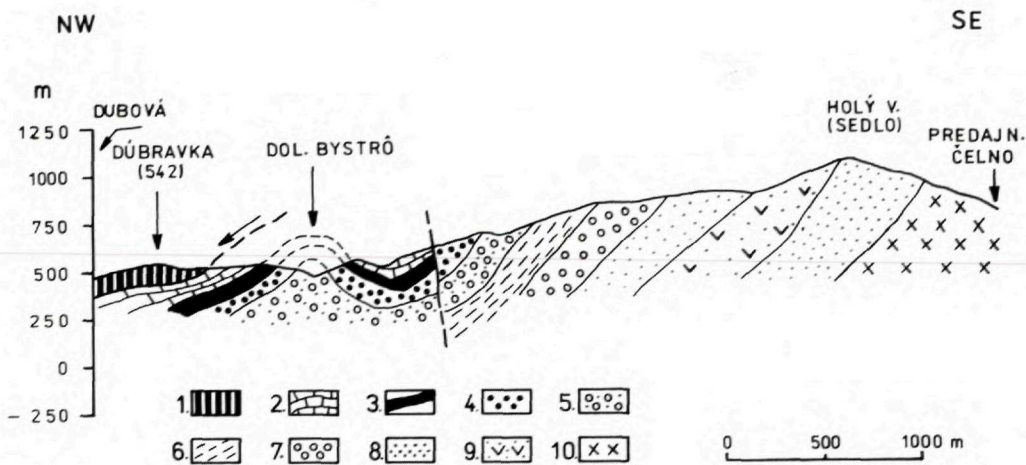
1. Stavba Ľubietovského pásma má charakter antiklinálnej štruktúry, v jadre ktorej vystupujú prevažne magmatogénne metamorfované horniny nadväzujúce na podobné komplexy v krakovskom pásme. Vo vnútornej štruktúre pozorovať prevahu prvkov smeru SV-JZ so sklom k JV i k SZ, podľa polohy meranej hodnoty v jadre antiklinály. V sv. časti tejto megaštruktúry (Podbrezová až južné okolie Lopeja) sklony k SZ majú väčšiu hodnotu (60—85°), miestami boli pozorované až príkre sklony k JV (80—90°). Je to ovplyvnené zlomom SSV-JJZ (približne dolinou Predajnianske Čelno), pozdĺž ktorého došlo k redukcii bazálnej časti permu (arkózovo-drobové súvrstvie) a sz. časti jadra antiklinály. To znamená, že sa v oblasti jz. od Podbrezovej pri čiastočnej redukcii severného krídla antiklinálnej štruktúry zachovala hlavne juhovýchodná časť jadra antiklinály, t. j. kryštalinika s dominantným sklonom vnútorných štruktúrnych prvkov k JV. Poznatky z profilov v tejto časti územia (V. Zoubek 1931, J. Vozár, 1962) boli v minulosti aplikované na stavbu celého Ľubietovského pásma, a tak sa zovšeobecnil názor o príkrom nasunutí kryštalinika na perm (V. Zoubek 1931, in M. Máška—V. Zoubek 1961, J. Kamenický 1967 in M. MaheI et al. 1967).

Novšie výsledky výskumu v strednej a západnej časti Ľubietovského pásma a najmä štruktúrne vrty pri Ľubietovej (LU-1, 2, 3 v práci J. Ilavský—A. Vozárová—J. Vozár 1978) sú jednoznačným dokumentačným materiálom pre charakterizovanie severného, respektíve sz. krídla antiklinálneho pásma s mier- nym (25—45°) ponáraním tohto krídla k SZ. Znamená to, že Ľubietovské pásmo, vrátane auochtónneho permu a mezozoika, sa pri sz. povrchovom ohraničení plytko ponára pod výskyty mezozoika chočského príkrovu v údolí Hrona (M. MaheI et al. 1961, 1964, J. Losert 1962).

2. V samej antiklinálnej štruktúre Ľubietovského pásma možno pozorovať pozvoľ- né ponáranie so sklonom k SZ, a to kryštalinika pod perm, perm pod trias. Dokumentujú to profily priečných dolín (Bystrô, Záhrušková, Brusnianska, Brzáč- ka, Peklo — pozri obr. 1, 2) a vrty pri Ľubietovej (J. Ilavský et al. 1978).

3. Profil v doline Bystrô (j. od Dubovej — obr. 1) objasňuje stavbu obalovej série v sz. krídle antiklinálnej štruktúry, kde perm a spodný trias majú sklon k SZ a ponárajú sa pod stredný trias. Smerom na S a SZ sa z podložia tohto stredného triasu vynára vo forme čiastkovej antiklinály spodný trias a v samotnom jadre aj perm, ktorý sa spolu s nadložným spodným, ale i stredným triasom v oblasti Dúbravky (k. 542) opätovne ponára pod mezozoikum chočského príkrovu. Tu, na mierne zvrátnenej obalovej sérii Ľubietovského pásma, jednoznačne leží priamo nasunutý chočský príkrov! Takáto relácia je evidentná v celej oblasti Ľubietovského pásma od Pieskov, Podbrezovej až po Ľubietovú.

4. Priamy tektonický styk (násun) chočského príkrovu s obalovou sériou je zvlášť zaujímavý najmä v relácii s pozíciou série Veľkého Boku na s. svahoch Nízkych Tatier. V oboch oblastiach (s. svahy Nízkych Tatier a sz. časť Ľubietovského pásma)



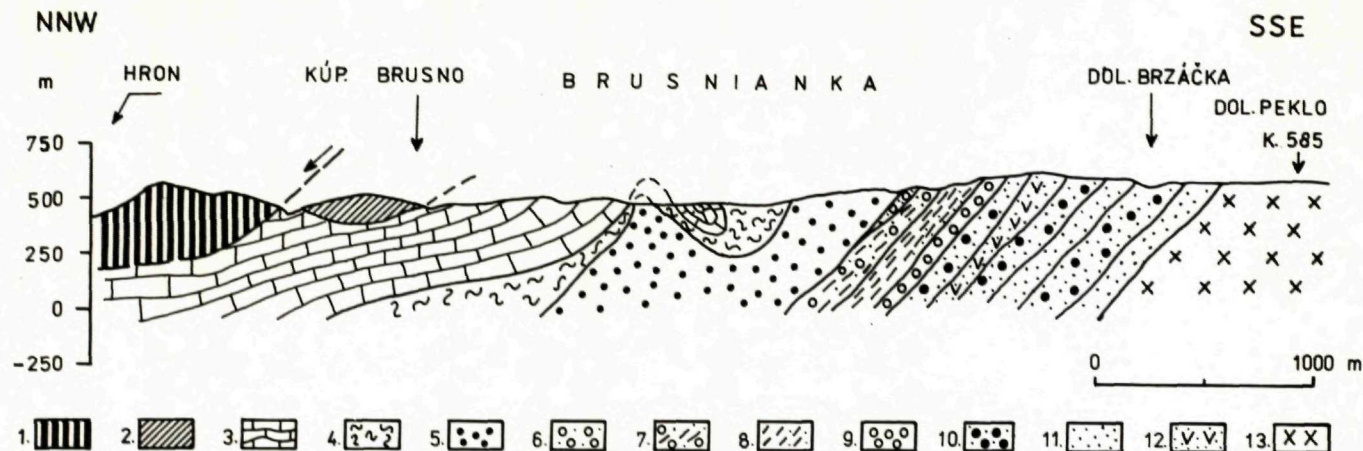
Obr. 1 Profil sz. časťou ľubietovského pásma. Dolina Bystrô j. od Dubovej :

1-mezozoikum chočského príkrovu; 2—9 obalová séria ľubietovského pásma: 2—4 mezozoikum: 2-anis-dolomity, dolomitické vápence, čiastočne tektonicky porušené (rauvaky); 3-kampilské vrstvy-červené, pleťovočervené, fialové sericitické bridlice, piesčité bridlice s vložkami drobnozrnných pieskovcov; 4-seiské vrstvy-kremence, kremenné pieskovce, v bazálnej časti súvrstvia s valúmi kremeňa, kremenné zlepenice pri hranici s podloží s útržkami permských sedimentov; 5—9 perm: 5-drobnozrnné zlepenice s vložkami bridlic a bridličnatých pieskovcov (tzv. vrchné zlepenice); 6-sericitické a piesčité bridlice, bridličnaté pieskovce a droby; 7-hrubozrnné zlepenice s vložkami bridlic, bridličnatých pieskovcov a drôb, drobových pieskovcov (tzv. spodné zlepenice); 8-arkózové pieskovce, droby, drobové pieskovce s obsahom vulkanoklastického materiálu; 9-kremenné porfýry, tufy, tufity, pieskovce s vulkanogénnym materiálom; 10-kryštalínik (staršie paleozoikum) ľubietovského pásma.

vystupuje priamo nad kryštalínikom obalová séria a na ňu nasunutý chočský príkrov.

Ak berieme do úvahy všetky charakteristické znaky série Veľkého Boku a obalovej série ľubietovského pásma, tak obidva na seba nadväzujúce sledy permu a mezozoika môžeme považovať za okrajový vývin sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu, (t. j. južný okraj severnej sedimentačnej oblasti podľa práce A. Vozárová—J. Vozár 1975). Je nepochybné, že zložité procesy tektonických pochodov zanechali na sérii Veľkého Boku a na obalovej sérii ľubietovského pásma významné stopy (jednoduché až zložité zvrásnenie, šupinovitá stavba, tektonická redukcia, priečna tektonika, tlaková metamorfóza, deformácie a p.) s nerovnomerne intenzívnym prejavom u všetkých výskytov. To môže často viesť k omylom pri interpretácii niektorých výskytov permu a mezozoika.

5. Pri štúdiu vzťahov permu a spodného triasu v obalovej sérii ľubietovského pásma treba zdôrazniť identičnosť výskytov v doline Bystrô (čiastková antiklinála v profile — obr. 1) a výskytov odkrytých priamo v nadloží kryštalínika. Potvrdili to aj litologické výskumy A. Vozárovej (1965, 1978). Štúdiom štruktúrnych prvkov v mezozoiku jednoznačne potvrdzuje mierne zvrásnený charakter obalovej série



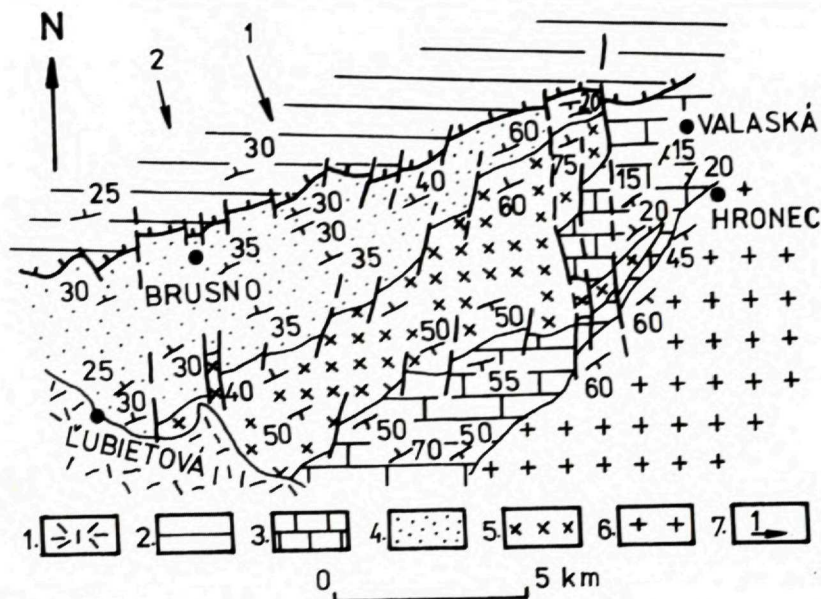
Obr. 2 Profil dolinou Brusnianka j. od kúpeľov Brusno

1 — mezozoikum chočského príkrovu; 2—12 obalová séria ľubietovského pásma: 2—5 mezozoikum: 2 — neokóm — sivé slienité vápence silne bridličnaté; 3 — anis-dolomity, dolomitické vápence len lokálne tektonicky porušené; 4 — kampilské vrstvy — červené, pľefovočervené, fialové sericitické bridlice, piesčité bridlice s vložkami drobnozrnných pieskovcov; 5 — seiské vrstvy — kremence, kremenné pieskovce v bazálnej časti súvrstvia s valúmi kremeňa, kremenné zlepenice; 6—12 perm: 6 — drobnozrnné zlepenice s vložkami bridlíc a bridličnatých pieskovcov (tzv. vrchné zlepenice); 7 — sericitické bridlice, bridličnaté pieskovce, drobové pieskovce s menšími polohami zlepenecov; 8 — sericitické bridlice, bridličnaté pieskovce; 9 — hrubozrnné zlepenice s vložkami bridlíc, bridličnatých pieskovcov (tzv. spodné zlepenice); 10 — arkózové pieskovce, droby, drobové pieskovce s valúmi, kapsami valúnov; 11 — arkózové pieskovce, droby, drobové pieskovce čiastočne bridličnaté s obsahom vulkanoklastického materiálu; 12 — kremenné porfýry, tufy, tufity; 13 — kryštalínium (staršie paleozoikum) ľubietovského pásma.



a v dôsledku toho obnaženie obalového spodného triasu a permu v čiastkovej antiklinále doliny Bystrô.

Názory o zastúpení tzv. križňanského permu (V. Zoubek 1955, in M. Máška—V. Zoubek 1961) dokonca až permu chočského príkrovu v Iubietovskom pásme (J. Kamenický 1967, 1977, V. Ďurovič 1970) sú z hľadiska geologicko-štruktúrneho výskumu i z hľadiska litologickej náplne predmetného výskytu v doline Bystrô neopodstatnené.



Obr. 3 Tektonická schéma Iubietovského pásma (J. Vozár 1977)

1 — neogénne sedimenty a vulkanity, 2 — stredný trias chočského príkrovu, 3 — trias obalovej série veporika, synklinálna štruktúra Mojžišov vrch — Osrbľie — Chvatimech, 4 — perm, spodný a stredný trias obalovej série veporika pri sz. okraji Iubietovského pásma, 5 — kryštalinikum Iubietovského pásma, 6 — kryštalinikum krakovského pásma, 7 — orientácia geologických profilov.

Vo vzťahu obalovej série Iubietovského pásma k sérii Veľkého Boku možno na základe výskumov permu konštatovať príbuzný charakter facií tohto útvaru u oboch sérií. To je jeden z argumentov pre vývin oboch permov v spoločnej sústave bazénov s. časti veporika. Na sv. svahoch Nízkych Tatier niektoré izolované výskytu hornín, doteraz zaraďované do permu (Prehľadná mapa ČSSR 1:200 000 list Vysoké Tatry — O. Fušán et al. 1963; Geologická mapa v. časti Veporského rudohoria 1:50 000 — A. Klíneč 1977) budú pravdepodobne súčasťou staropaleozoických komplexov veporika (A. Biely 1978). Napriek tomu je na s. svahoch Nízkych Tatier ako najspodnejší člen série Veľkého Boku celý rad výskytov terigénnych a vulkanogénnych hornín; tieto možno i pri súčasnom nedostatku paleontologických dôkazov považovať za perm v kontinentálnom vývine.

V Iubietovskom pásme vystupuje perm v nadloží kryštalinika po celej jeho dĺžke. Sú evidentné zhodné alpínske štruktúry v kryštaliniku i v obalovej sérii, ktorej autochtónny charakter je jednoznačne potvrdený na základe výskumu terigénneho materiálu v perme a ktorý vyplýva i z celkovej litológie permu a triasu (A. Vozárová 1965, 1978, 1979).

V bazálnej časti série Veľkého Boku vystupuje perm len v útržkoch, je v značnej časti silne redukovaný a v dnešnom obraze sa zachoval v menej exponovaných štruktúrach. Možno ho porovnať s permom Iubietovského pásma čo do genézy i pôvodu terigénneho materiálu (z rôznych členov podložného kryštalinika). Korelovať sú predovšetkým niektoré členy vrchnej časti Iubietovského permu s permom série Veľkého Boku. Vznik permu v oboch sériách sa pravdepodobne viazal na spoločný sedimentačný priestor — možno to bola sústava bazénov založená na variských štruktúrach v severnej sedimentačnej oblasti (A. Vozárová—J. Vozár 1975). V oboch prípadoch ide o perm obalovej série veporika, ale zatiaľ čo v Iubietovskom pásme perm i trias sú v autochtónnej pozícii, na s. svahoch Nízkych Tatier v sérii Veľkého Boku je postavenie permu (ale i mezozoika) voči kryštaliniku čiastočne subautochtóne.

Na s. svahoch Nízkych Tatier možno pozorovať rozdielne štruktúrne prvky v sérii Veľkého Boku (prevláda smer V—Z) a v podložnom kryštaliniku (okrem smeru V—Z je veľmi častý smer SV—JZ). Pravdepodobne aj z toho vyplývajú niektoré názorové rozdiely (in lit.) na uvedený problém vzťahu série Veľkého Boku k podložnému kryštaliniku. Za súčasného stavu poznatkov možno konštatovať len údaje o príbuznosti permu série Veľkého Boku a Iubietovského pásma. Na doplnenie údajov o korelácii série Veľkého Boku s inými výskytmi i v súvislosti s myšlienkou o jej presunutí z južnej časti veporika uvádzam nasledovné:

1. Vzťahy série Veľkého Boku a obalovej série Iubietovského pásma voči podložnému kryštaliniku sú v oboch oblastiach podobné v tom, že ich bazálne členy (perm i prípadný spodný trias) ležia na podobných horninových celkoch kryštalinika, resp. staršieho paleozoika. Doposiaľ sa nezistilo, že by perm a celá séria Veľkého Boku ležali len na horninách granitového príkrovu. Príkrovová stavba kryštalinika veporika jestvovala už pred sedimentáciou permu, resp. spodného triasu, ktoré ležia na rôznych členoch varisky zvrásneného komplexu. Príkrovová stavba staropaleozoických útvarov vo veporiku je teda pravdepodobne už variská.

2. Pri porovnaní mladšieho paleozoika severnej a južnej časti veporika vystúpili do popredia značné rozdielnosti v litológii, v pôvode terigénneho materiálu, v prítomnosti a charaktere vulkanických hornín, zatiaľ čo vzájomná korelácia jednotlivých výskytov v s. časti veporika je evidentná.

3. Jeden z veľmi závažných rozdielov je aj v stratigrafii. V Iubietovskom pásme a v sérii Veľkého Boku nachádzame len perm, zatiaľ čo v južnej časti veporského rudohoria v autochtónnej pozícii vystupuje ako bazálny člen obalovej série už vrchný karbón (stefán) a nad ním perm, prípadne až trias (E. Planderová—A. Vozárová 1978).

4. Ztotožňujem sa s myšlienkou, že sedimentačný priestor krížňanského príkrovu (fatrika) bol severne od varisky spevneného (vyvrásneného) staršieho paleozoika veporika. Dnes vystupujúce obalové série v s. a sz. časti veporika tu znamenajú okrajový krížňanský vývin v autochtónnej, resp. subautochtónnej pozícii.

Do tlače odporučil O. Fusán.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. Carpatica I, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958, 1959: Geológia československých Karpát, I. II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1976: Le massif vistulien et son rôle lors du plissement alpin des Karpates. Geol. Carpathica 27, 2, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book form geol. exc. for X. th Congr. CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D.—BIELY, A.—FUSÁN, O. 1974 in MELLO, J. et al. 1975: Paleogeografický výskum mezozoika Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A.—FUSÁN, O. 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník-Margecany Linie. VII, Congr. CBGA, Reports, Part. I, Sofia.
- BIELY, A.—FUSÁN, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII. Int. Geol. Congr., 3, Praha.
- BIELY, A. 1978 Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria. Zborník Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1970: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. Acta geol. et geogr. Univ. Com., 23, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky ku prehľadnej geol. mape ČSSR, 1:200 000, list Vysoké Tatry, Ústf. Úst. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Geofond, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J.—VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1978: Vyhodnotenie štruktúrnych vrstov LU-1, 2, 3 (Lubietová). Záverečná správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JAROŠ, J. et al. 1966: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000, list Slovenská Lupča a Banská Bystrica. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000, list Slovenská Lupča. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. Acta geol. et geogr. Univ. Comen. geologica, 32, Bratislava.
- KLINEC, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporid. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. 1975: Geologische Karte des östlichen Teiles der Veporiden. Proc. of the Xth Congr. CBGA 1973, sect. III. Tectonics, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. 1977: Geologická mapa východnej časti Veporského rudohoria, M-1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- LOSERT, J. 1962: Geologická stavba a rudní ložiská západní části Iubietovského pásma a přilehlého subtatrika. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1961: Sjazdový sprievodca pre XII. zjazd Čsl. spoločnosti pre min. a geol. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1964: Vysvetlivky ku prehľadnej geol. mape ČSSR, 1:200 000, list Banská Bystrica. Ústr. Úst. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Geofond, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Nakl. ČSAV, Praha.
- MAHEL, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1976: Vývoj a stavba československých Karpát vo svetle princípov globálnej tektoniky. Zbor. referátov, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MAHEL, M. 1977: Niektoré závažnejšie otázky stavby kryštalinika a mezozoika tatríd a veporíd. Miner. slovac 9, 1, Sp. N. Ves—Košice.
- MAHEL, M. 1978: Model vývoja Západných Karpát. Miner. slovac 10, 1, Sp. N. Ves—Košice.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha.
- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen; in Diener—Hoernes—Suess—Uhlig 1903, Bau und Bild Österreichs, Wien—Leipzig.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. der k. k. Akad. der Wiss, Wien.
- VOZÁR, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery územia na JZ od Podbrezovej. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1965: Litofaciálny výskum konglomerátov Iubietovského permu. Manuskript — archív Kat. petr. Prír. fak. Univ. Kom. a archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1978: Litofaciálny výskum autochtónneho permu v sz. časti veporika (Iubietovský perm). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., metalogenéza 6. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1977: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. Geol. Práce, Správy 67, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Stát. Geol. Úst. 13 A, Praha.
- ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních vod. Věstník St. Geol. Úst., XI, Praha.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. Věstník St. Geol. Úst., XII, Praha.
- ZOUBEK, V. 1955: Předběžná zpráva o výskumu oblastí západního zakončení muránského příkrovu. Zprávy o geol. výskumech v r. 1954, Ústf. Úst. Geol., Praha.
- ZOUBEK, V. 1957: Zpráva o geologických výskumech pohoří Veporu v okolí Brusna. Zprávy o geol. výskumech v r. 1956, Ústf. Úst. Geol., Praha.

## Beitrag zur Erläuterung des Baues und der Korrelationen der Hüllenserien im Nordteil des Veporikums

### Kurzfassung

Im Nord- und Nordwestteil des Veporikums tritt im Hangenden des Kristallinikums (älteres Paläozoikum) eine Hüllenserie (Perm und Mesozoikum) auf, und direkt darüber ist die Choč-Decke tektonisch gelagert.

Im Nordwestteil des Veporikums hat die Lubietová-Zone einen Antiklinalcharakter. Die Mantelserie ist hier leicht gefaltet und baut in einer autochthonen Position den Nordflügel der Antiklinale mit einer leichten Versenkung nach N und NW unter die Choč-Decke. Die alpinischen Strukturen in der Hüllenserie und im Kristallinikum sind identisch.

Im Nordteil des Veporikums ist die Hüllenserie (die Veľký Bok-Serie) teilweise tektonisch reduziert (besonders das Perm) und sie ist gegenüber dem liegenden Kristallinikum (älteres Paläozoikum) in einer subautochthonen Position.

Ein immerwiederkehrendes Problem ist die Beziehung der genannten Hüllenserie zur Krížna-Decke s. s., und zwar nicht nur vom Standpunkt der heutigen Position, sondern auch besonders vom Standpunkt einer litofaziellen Entwicklung im herkömmlichen Sedimentationsraum. Das Perm der Veľký Bok-Serie und die Hüllenserie der Lubietová-Zone sind miteinander gut korrelierbar. Alle Permorkomnisse dieser Serien gehörten ursprünglich in einen Sedimentationsraum des Südtiles des nördlichen Sedimentationsgebietes (A. Vozárová—J. Vozár 1975), was den Südrand des Sedimentationsgebietes der Krížna-Decke (Fatrikum—D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973) vorstellt. Wir stimmen mit der Idee überein, dass sich das Sedimentationsgebiet der Krížna-Decke (Fatrikum) nördlich vom variscitisch gefestigten (gefalteten) älteren Paläozoikum des Veporikums befand. Heute treten die Hüllenserie, im Nord- und Nordwestteil des Veporikums vor und bedeuten hier eine Krížna-Randentwicklung in einer autochthonen, bzw. subautochthonen Position.

### Erläuterungen

Bild 1 Querschnitt durch das Bystrô-Tal s. von Dubová 1-Choč-Decke-Mesozoikum; 2—9 Hüllenserie der Lubietová-Zone: 2—4-Mesozoikum: 2-Anis-Dolomite, dolomitische Kalksteine teilweise tektonisch gestört (Rauwacken); 3-Kamplil-Schichten — rote, hellbraune, violette sericitische Schiefer, Sandschiefer mit feinkörnigen Sandsteineinlagen; 4-Seisschichten-Quarzite, Quarzsandstein, im basalen Teil bei der Grenze des Liegenden mit Bruchstücken von permischen Sedimenten; 5—9-Perm: 5-feinkörnige Konglomerate mit Schiefereinlagen (sog. Oberkonglomerate); 6-sericitische Schiefer und Sandsteinschiefer, Schiefersandsteine und Grauwacken; 7-grobkörnige Konglomerate mit Schiefer-, Schiefersandstein- und Grauwacken-Einlagen (sog. Unterkonglomerate); 8-Arkosensandstein, Grauwacken, Grauwacken-Sandstein mit vulkanoklastischem Material; 9-Quarzporphyre, Tuffe, Tuffite, Sandsteine mit vulkanogenem Material; 10-Kristallinikum (älteres Paläozoikum) der Lubietová-Zone.

Bild 2 Querschnitt durch das Brusnianska-Tal s. von Bad Brusno 1-Mesozoikum der Choč-Decke; 2—12 Hüllenserie der Lubietová-Zone: 2—5 Mesozoikum: 2-Neokom—graue mergelige, stark schieferige Kalksteine; 3-Anis-Dolomite, dolomitische, nur tektonisch gestörte Kalksteine; Kamplil-Schichten —

rote, hellbraune, violette sericitische Schiefer, Sandschiefer mit Einlagen von feinkörnigen Sandsteinen; 5-Seiss-Schichten-Quarzite, Quarzsandsteine im basalen Teil der Schichte mit Quarzgeröll, Quarzkonglomerate; 6—12-Perm: 6-kleinkörnige Konglomerate mit Schiefereinlagen (sog. Oberkonglomerate); 7-sericitische Schiefer, Schiefersandsteine, Grauwacken-Sandsteine; 8-sericitische Schiefer, Schiefersandsteine; 9-grobkörnige Konglomerate mit Schiefereinlagen, Schiefersandsteine (sog. Unterkonglomerate); 10-Arkosensandsteine, Rauwacken, Rauwacken-Sandsteine mit Geröll-Einhäufungen; 11-Arkosen-Sandsteine, Rauwacken, Rauwacken-Sandsteine teilweise schieferig mit vulkanoklastischem Material; 12-Quarzporphyre, Tuffe, Tuffite; 13-Krystallinikum (älteres Paläozoikum) von der Lubietová-Zone.

Bild. 3 Tektonische Skizze der Lubietová-Zone (J. Vozár 1977):

1 — Neogene Sedimente und Vulkanite, 2 — Mitteltrias der Choč-Decke, 3 — Trias der Hüllenserie des Veporikums, die synklinale Struktur von Mojžišov vrch-Osrbie-Chvatimech, 4 — Perm, untere und mittlere Trias der Hüllenserie des Veporikums beim NW Rande der Lubietová-Zone, 5 — Kristallin der Lubietová-Zone, 6 — Kristallin der Kraklová-Zone, 7 — Orientierung der geologischen Profile.

Übersetzt von S. Smolíková.

Eva Planderová

### **Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie**

12 obr. v texte, 24 fotogr. tab. (IX—XXXII), anglické resumé

**Abstract.** The work deals with biostratigraphy of dark grey sediments of the Choč nappe on the northern slope of the Nízke Tatry mountains. Palynological valuation of the samples from 7 localities proved the Stephanian age of sediments and gradual sedimentation from the Stephanian A—B to the Stephanian D. Besides autochthonous microflora also resedimented spore — pollen material of the Westphalian A—D occurred. The results as summarized in this article can serve a basis for age reference of Carboniferous sediments and illustrate paleoecological conditions in the sedimentation environment, and facilitate possible correlation with the Carboniferous of adjacent areas.

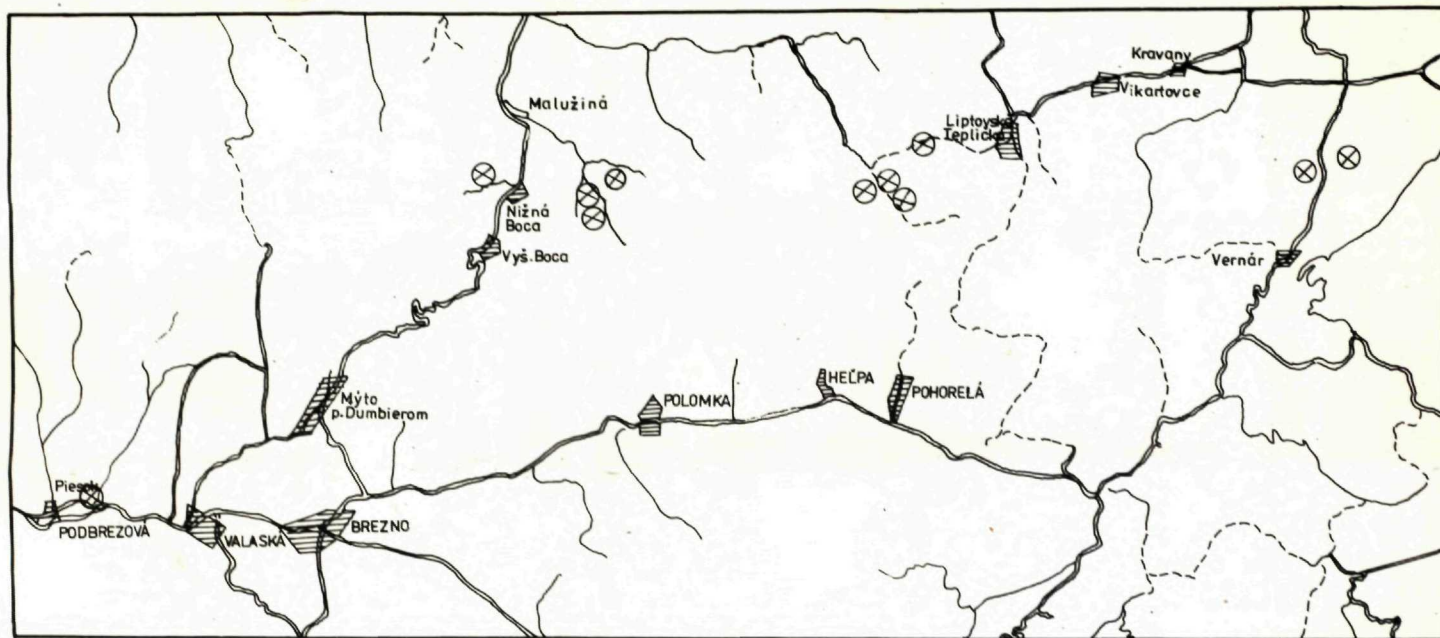
Biostratigrafickým výskumom tmavošedých až čiernych bridlíc karbónu chočského príkrovu v Nížkyh Tatrách som sa zaoberala z hľadiska hodnotenia spór a peľových zrn. Za tým účelom so vyhodnotila približne 150 vzoriek z rôznych profilov.

Problematika vekového zaradenia sedimentov karbónu chočského príkrovu bola diskutovaná a názory na ich vek sa menili. Sedimenty sú sterilné na iné fosílie ako floristické, a preto sa od roku 1971 na ne zamerl palinologický výskum.

Lokality a profily sedimentov karbónu a permu v Nížkyh Tatrách mi ukázal J. Vozár z GÚDŠ, bohatú karbónsku literatúru mi požičala M. Kalibová z ÚÚG v Prahe, porovnávací materiál z vrchného karbónu a permu mi dala k dispozícii J. Doubingerová zo Strasbourskej univerzity. Všetkým uvedeným pracovníkom touto cestou ďakujem.

### **Metodika práce a laboratórne spracovanie vzoriek**

Vzhľadom k tomu, že sedimenty podrobené macerácii boli metamorfované, bolo treba z každej lokality celého skúmaného profilu odobrať veľké množstvo vzoriek, aby sme získali čo najviac organického materiálu na palinologické vyhodnotenie. Preto bola každá lokalita palinologicky viackrát zdokumentovaná, čím som získala relatívne bohatý palinomorfny materiál. Sedimenty, ktoré som podrobila peľovej analýze, pozostávali z tmavých alebo šedých ílovitých bridlíc, miestami slabo

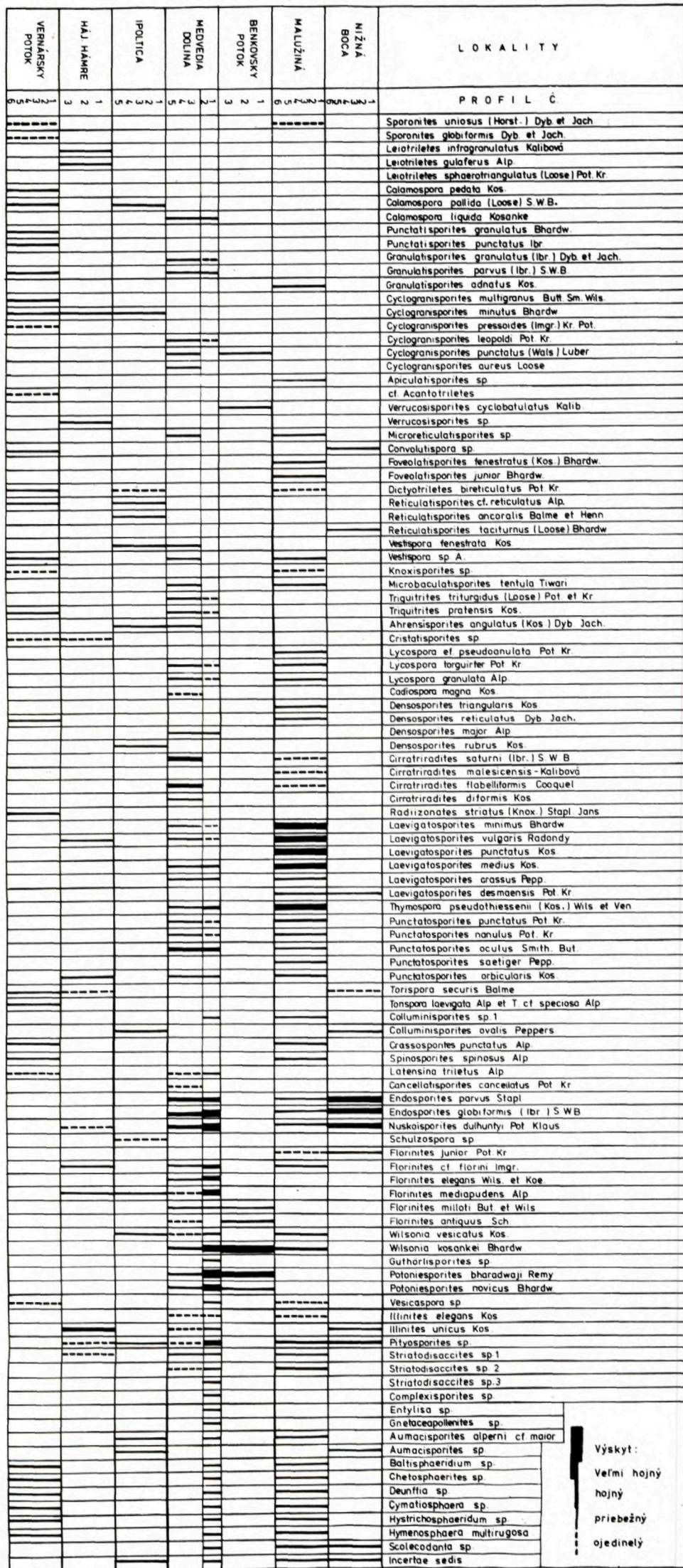


MIERKA = 1:200 000

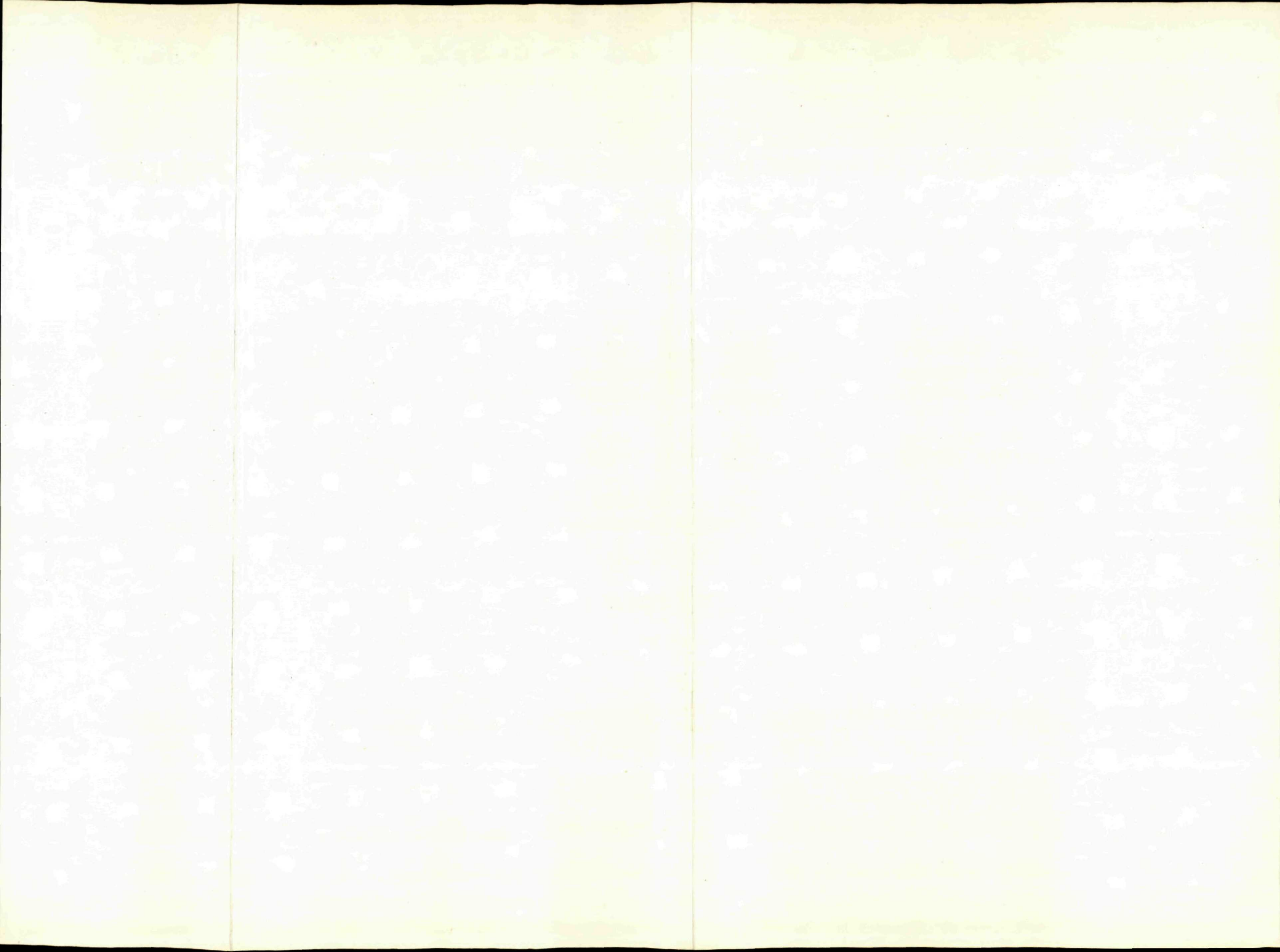
Obr. 1 Mapa lokalít, z ktorých bola robená palinológia (mierka 1:200 000)

⊗ = vzorky spracované palinologicky





Obr. 4 Hojnostný diagram palinomorf vyzbieraných na lokalitách Nizkych Tatier



metamorfovaných, s výskytom fylitických polôh. Vyskytli sa aj bridlice s väčším obsahom zostatkového uhlíka, ktorý spôsoboval na organických zvyškoch grafitické nánosy. Časť organických zvyškov sa pod týmto grafitickým nánosom nedala určiť. Skúsila som použiť Schulzov roztok, ktorý pôsobí oxidačne a odstraňuje časť grafitického povlaku. Pomocou tohto oxidačného činidla sa mi podarilo do veľkej miery palinomorfy vyčistiť, takže som mohla určiť takmer 60 % zo získaných spór a peľových zrn. Zistila som, že len určité makroskopicky neodlišiteľné sedimenty obsahujú bohatý palinomorfny materiál; stav zachovania spór a peľových zrn tiež nie je možné na základe makroskopického odhadu bezpečne rozlíšiť. Preto je počet laboratórne spracovaných vzoriek z tejto oblasti taký veľký (asi 250). Výsledky peľovej analýzy sú pozitívne približne na 70 % zo 100 odobratých vzoriek. Sedimenty najbohatšie na palinomorfy sú z lokalít Medvedia dolina a Malužiná—Chorupniansky potok. Stredne bohaté vzorky boli z lokalít Nižná Boca, Ipolitica, Benkovský potok a Vernársky potok. Najchudobnejšie vzorky boli z lokality hájovňa Hámre pri Vernárskom potoku. Najmenej grafitického nánosu bolo vo vzorkách z Medvedej doliny a Malužinej; tieto sa po peľovej analýze ukázali ako najmladšie.

Metodika laboratórneho spracovania vzoriek spočívala v odstránení vápnitej zložky pomocou HCl, v odstránení silikátov pomocou HF a v oddelení organickej zložky od anorganickej pomocou ťažkej kvapaliny (hustota, 2,2—2,3). Ak boli vzorky po HF dostatočne kvalitné a neboli príliš znečistené, nepoužili sme ťažkú kvapalinu na oddelenie organickej zložky od anorganickej. Vzorky s grafitickým nánosom na organických zvyškoch sme podrobili oxidácii pomocou Schulzovho roztoku. Oxidácia podľa stupňa grafitizácie trvala 2—3 týždne. Po tomto čase sa zo vzorky alebo odstránil grafitický nános, alebo sa celá rozpadla na homogénne čiastočky grafitu, čo pre ďalšiu palinologickú prácu znamenalo negatívny výsledok.

Biostratigraficky dôležité druhy sú uvedené v tabuľkových prílohách. Pre určovanie spór a peľových zrn som použila všetku dostupnú literatúru, najmä z Európy a severnej Ameriky. Výsledky som korelovala aj s karbónom v ZSSR, hlavne v donskej oblasti. Pre koreláciu s naším vývinom karbónu som najlepšie mohla použiť palinologické výsledky z Ostravsko-karvinskej uhoľnej panvy, ako ich spracovali S. Dybová—A. Jachowicz (1957), M. Kalibová-Kaiserová (1971b) in A. Bouroz—J. Doubinger, z českého stefanu a z Kladensko-rakovníckej panvy z uhoľných vrstiev (M. Kalibová-Kaiserová 1962). Z Francúzska sú to hlavne práce J. Doubingerovej (1959, 1970, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977), B. Alperna (1958, in J. J. Liabeuf—R. Alpern 1959, 1963, 1966) a R. Potonieho—G. Krempa (1956) z nemeckého karbónu.

Výsledky som porovnávala s prácami z pensylvánskej mikroflóry (R. M. Kosanke 1950, R. A. Peppers 1964), s prácami z oblasti donskej kamenouhoľnej panvy (K. J. Inosová—A. Ch. Kruzina—E. G. Švarcman 1976), z platformovej oblasti karbónu a permu, ako aj so stratigrafickými štúdiami z vrchného karbónu a permu (J. S. Fadejeva 1975, A. A. Ljuber 1960).

Literatúra o vrchnom karbone je v celosvetovom meradle veľmi bohatá, a preto bolo možné mikroflóru dosť dobre morfológicky určiť a zaradiť do rodov a druhov. Neurčená zostala len malá časť dobre zachovanej mikroflóry.

Na tabuľkách (I—XXIV) sú fotograficky zdokumentované spóry a peľové zrná hlavne z autochtónneho stefanského materiálu.

### Geologická charakteristika skúmanej oblasti

Karbón chočského príkrovu zistil D. Andrusov (1936) ako prvý. Na severnom svahu Veľkého Boku, medzi verfénom s melafýrmi, resp. melafýrovou sériou a neokómom spodného subatranského príkrovu, zistil čierne bridlice a arkózy, ktoré označil ako karbónske. Neskôr A. Biely (1960, 1965) rozdelil melafýrovú sériu, vtedy obecné považovanú za spodnotriasovú, na štyri litostratigrafické celky:

1. Sivé ílovité, piesčité a drobové bridlice, arkózy a zlepenca, ktoré označil ako vrchný karbón.

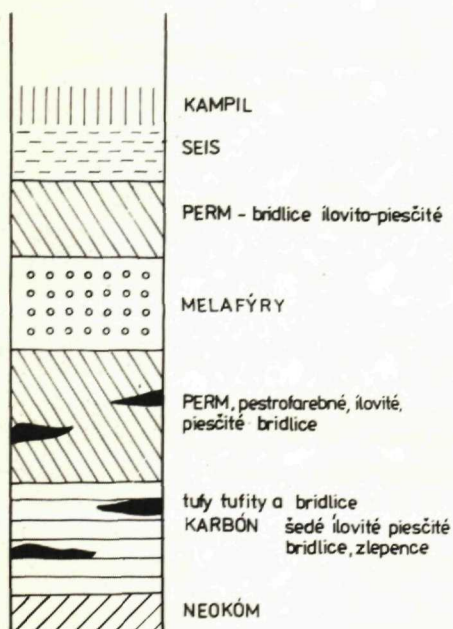
2. Pestrofarebné bridlice, pieskovce, arkózy a zlepenca s telesami vulkanitu. Uvádza, že nakoľko sa tento komplex pozvoľne vyvíja z karbónu, považuje aspoň časť vrstiev za spodný perm a hlavnú masu melafýrov za vrchný perm.

3. Kremence—seis—spodný kampil.

4. Pestrofarebné slienité a ílovité bridlice a vápence—vrchný kampil.

Ďalší autori (V. Ďurovič 1970, E. Drndzík 1969—L. Novotný 1971, J. Vozár 1974) podali podrobnejšiu litologickú a petrografickú charakteristiku karbónskych sedimentov a kartograficky ich vymedzili na celom severnom svahu Nízkych Tatier. Výsledkom ich práce je poznatok, že karbónske vrstvy predstavujú bazálny člen chočského príkrovu, ktorý spočíva v hrubšom alebo tenšom pruhu na sérii Veľkého boku od Bocianky až po Vernársky potok (geol. profil, obr. 2).

Z biostratigrafického hľadiska má najväčší význam práca V. Sitára—J. Vozára (1973), ktorá podáva prvé paleontologické dôkazy o stefanskom veku šedých drôb, pieskovcov, piesčitých, ílovitých a grafitických bridlíc z lokality Nižná Boca.



Obr. 2 Idealizovaný profil z mladšieho paleozoika podľa J. Vozára (1977)

## Prehľad starších paleobotanických prác v skúmanej oblasti

Mikroflórou Nízkych Tatier sa prvá začala zaoberať Ž. Ilavská (1964a, 1964b), ktorá spracovala niektoré lokality z oblasti Čierneho Váhu. Skúmala vzorky aj zo spodnej časti melafýrovej série, kde zistila spoločenstvo spóromorf, ktoré som aj ja identifikovala zväčša ako preplavenú westfálsku flóru.

Makroflóru z lokality Nižná Boca spracoval V. Sitár (1973). Uvádza druhy: *Asterotheca miltoni* Artis., *Asterotheca arborescens* Brong., cf. *Callipteridium gigas* Gutthier, *Cordaites palmaeformis* Goepf. Na základe tohto spoločenstva a po porovnaní s makroflórou zo Spišsko-gemerského rudohoria (určil F. Němec) uvádza, že ide o vrchný karbón stefanského veku.

## Palinologické vyhodnotenie karbónskych sedimentov z oblasti Nízkych Tatier

Pri práci som postupovala od západu na východ. Skúmané lokality sú na severných svahoch Nízkych Tatier. Z nich najvýchodnejšie leží lokalita Vernársky potok a hájovňa Hámre pri Vernárskom potoku.

Po uvedení prác Ž. Ilavskej (1964a, 1964b) a V. Sitára (1973) podávam v tejto práci prvé nálezy dobre zachovanej mikroflóry. Zo všetkých vzoriek som určila 112 druhov patriacich do 85 rodov, z toho 90 % boli suchozemské spóry a peľové zrná a 10 % tvoril morský planktón skupiny *Acritarcha*. Spóry a peľové zrná som zaradila do vyšších systematických jednotiek, ktoré zahrňujú autochtónne peľové zrná zo stefanu a alochtónne z vestfálu (obr. 3, 4).

### Lokalita Nižná Boca (obr. 5)

Je na ľavo od dediny Nižná Boca v záreze cesty asi 300 m od hlavnej hradskej. V záreze svahu som odobrala tmavé až grafitické bridlice. Spórovo-peľové spoločenstvo bolo kvantitatívne dosť bohaté, kvalitatívne však nedosahovalo bohatstvo druhov na iných lokalitách východne od Nižnej Boce (lokality 1—6 sú v profile od seba vzdialené asi 2—3 m).

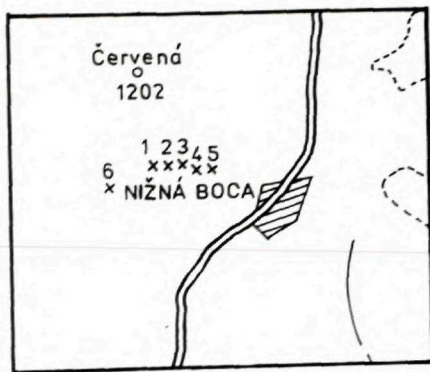
Pomerne hojne sa vyskytli monolétne spóry druhu *Laevigatosporites desmaensis* Pot. et Kr., druhy rodu *Convolutispora*, *Torispora securis* Balme, *Reticulatisporites taciturnus* (Loose) Bharadw.

Z monosakátnych spór sú najhojnejšie zastúpené druhy rodu *Endosporites*, *Florinites junior* Pot. et Kr., ďalej *Illinites unicus* Kos., *Aumancisporites* sp.; tracheidy a pletivá rastlín sú veľmi hojné. Medzi nimi aj druh *Scolecondonda* sp. a preplavený druh rodu *Schulzospora*.

Druh *Torispora securis* Balme je zastúpený v našom peľovom spektre pomerne hojne. V literatúre sa uvádza z vestfálu a zo stefanu B, menej so stefanu C (J. J. Liabeuf—J. Doubingerová—B. Alpern 1967). Druh *Illinites unicus* Kos.

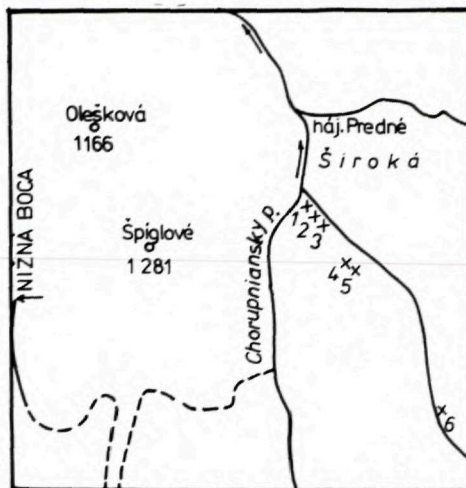
ANETURMA	TURMA	SUBTURMA	KARBON			PERM	LEGENDA	LOKALITY KARBONU V OBLASTI NIZKYCH TATIER							BOTANICKÁ PRÍSLUŠNOSŤ					
			WESTFAL					STE-FHAN			AUTUN	Varnýsky potok	Hôr-Horné	Preok		Nizná Boca	Malžind	Banský potok	Ipohtica	Medvedia dolina
			C	A	B			D	A	B										
S P O R I T E S	TRILETES	AZONOTRILETES	LAEVIGATI	---			Sporonites										Spóry húb			
				GRANULATI	---			Leiatriletes											Bryopsida	
					APICULATI	---			Calamospora											Sphenopsida Pteropsida
		MURONATI	---			Punctatisporites											Filicites			
			---			Granulatisporites											Pteropsida Psilopsida			
			---			Cyclogranisporites														
			---			Planisporites														
			---			Apiculatisporites														
			---			Acanotriletes														
			---			Verrucosporites														
	---			Microsporites																
	---			Microreticulatisporites																
	---			Convolutispora																
	---			Foveolatisporites																
	---			Dictyotriletes																
	---			Reticulatisporites																
	---			Vestispora																
	---			Knoxisporites											Selaginellales					
	---			Microbaculatisporites																
	---			Triquitrites											Filicites ?					
	---			Ahrensiporites																
	---			Cristatisporites																
	---			Lycospora											Lepidodendraceae					
	---			Cadiospora											Selaginellales					
	---			Euryzonatriletes																
---			Densosporites											Selaginellales						
---			Cirratiradites											Selaginellales						
---			Radizonates											Lycopsida ?						
---			Laevigatosporites											Sigillariaceae						
---			Latosporites																	
---			Thymospora																	
---			Punctatisporites																	
---			Verrucosporites																	
---			Toripora																	
---			Colluminisporites											Schizeaceae ?						
---			Crassosporites																	
---			Striatosporites																	
---			Cornispora																	
---			Spinosporites																	
---			Microsporites																	
---			Latensina																	
---			Endosporites											Sigillariaceae						
---			Schulzospora											Cordaitales ?						
---			Florinites											Cordaitales, Coniferites						
---			Wilsonia																	
---			Guthorlisporites																	
---			Patonisporites																	
---			Vesicospora											Caytoniales ?						
---			Illinites											Coniferales						
---			Pityosporites											Coniferales						
---			Striatodisaccites																	
---			Entylissa											Cycadopsida						
---			Gnetaeapollenites																	
---			Aumancisporites																	
P O L L E N I T E S	SACCITES	MONO-SACCI-TRILETES	ARADIATES	---			Baltisphaeridium									veľmi hoľný				
				---			Chaetosphaerites										vyskyt			
	DISACCITES	---			Deunfia										hoľný vyskyt					
		---			Cymatiosphaera										konst. vyskyt					
		---			Hystriochasphaeridium										oľednelý					
		---			Hymenosphaera										vyskyt					
---			Latasphaeridium																	
---			Praecolpates																	
---			Monoletes																	
---			Monocolpates																	
---			Plicolpates																	
---			Splancton																	

Obr. 3 Stratigrafické rozšírenie hlavných karbónskych rodov palinomorf a ich výskyt v sedimentoch Nizkych Tatier



M = 1 : 50000

x1-6 vzorky odobraté na palinologiu



M = 1 : 50000

X 1-6 vzorky odobraté na palinologiu

obr. 5 Lokalita Nižná Boca

Obr. 6 Lokalita Malužiná-Chorupniansky potok

uvádza R. M. Kosanke (1950) z pensylvánu v Severnej Amerike. Druhy rodu *Aumancisporites* tvoria najmladšiu zložku v spórovo-peľovom diagrame uvedenej lokality. Podľa J. J. Liabeufa—J. Doubingerovej—B. Alperna (1967) sa začínajú vyskytovať druhy rodu *Aumancisporites* veľmi ojedinele od stefanu B. Hojne sa vyskytujú od stefanu C a v spodnom autune.

*Florinites junior* R. Pot. et Kr. uvádza R. Potonie—G. Kremp (1956) z vestfálu B až vestfálu D. J. Jerzykiewicz (1973) uvádza tento druh zo stefanu B—C.

Rod *Convolutispora* z vestfálu B—C uvádza vo svojej zhrňujúcej biostratigrafickej práci M. Kalibová (1971b).

Druhy rodu *Colluminisporites* sa vyskytujú od vrchného stefanu C, ale hojnejšie sú v autune. Podľa J. Doubingerovej (1974) sa vyskytujú druhy tohto rodu od vrchného stefanu, ale hlavne v spodnom perme. R. A. Peppers (1970) uvádza výskyt druhov rodu *Colluminisporites* v pensylváne v Severnej Amerike.

Druhy rodu *Schulzospora*, rovnako ako *Convolutispora*, môžeme považovať za preplavené z vestfálu.

#### Lokalita Malužiná (obr. 6)

Je situovaná asi 7 km na J od obce Malužiná v záreze cesty pri chorupnianskom potoku. Vzorky boli z profilu dlhého 2 km, pričom sme ich odobrali aj z vertikálnych polôh. (Body profilu 1, 2, 3 sú v 15—20 m širokom odkope svahu, bod 4, 5 je vzdialený asi 300 m od bodu 3.)

Celkove som z tejto lokality spracovala asi 30—40 vzoriek. Boli to tmavošedé, miestami fylitické bridlice. Všetky neboli pozitívne na palinomorfy, ale našlo sa veľa vzoriek bohatých na dobre zachovanú mikroflóru, ktorá obsahovala kvantitatívne aj kvalitatívne bohaté spoločenstvo spór a peľových zŕn, ako aj morského planktónu, patriaceho väčšinou do skupiny *Acritarcha*.

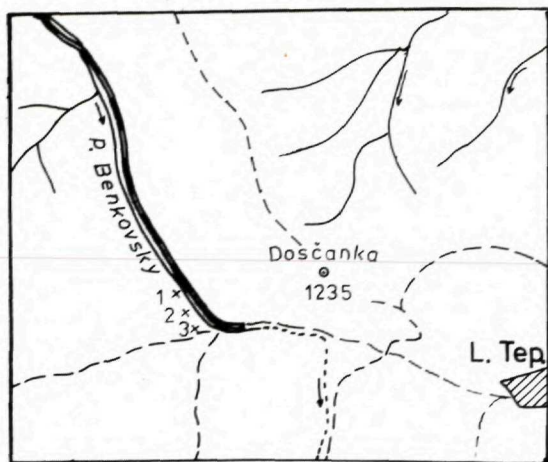
Spórovo-peľové spoločenstvo z tejto lokality: pomerne hojne sú druhove zastúpené monolétne spóry rodu *Laevigatosporites*, ako *Laevigatosporites minimus* Bharadw., *Laevigatosporites* sp., *Laevigatosporites vulgaris* Ibrahim, *Laevigatosporites medius* Kos. a *Laevigatosporites crassus* Pepp. Okrem týchto sú stratigraficky dôležité *Punctatosporites nanulus* Pot. et Kr., *Punctatosporites oculus* Smith et Butt., *Punctatosporites saetiger* Pepp., *Lycospora* cf. *pseudoanulata* Pot. et Kr. Tieto druhy mikroflóry sú typické pre stefan D. Okrem nich majú vysoké percento výskytu druhy rodu *Florinites*, *Wilsonia*, *Potonieisporites*; ďalej peľové zrná nahosemenných druhov rodu *Illinites*, *Striatosaccites* a *Latensina*. V menšom zastúpení sa vyskytli polykolpátne peľové zrná druhov *Aumancisporites alperni* cf. *maior* Kalibová a *Gnetaceapollenites*. Tieto druhy sa uvádzajú z hľadiska biostratigrafickej dôležitosti ako najmladšia zložka karbónskej mikroflóry. Vo vzorkách tejto lokality sa vyskytli aj preplavené spóry pochádzajúce z vestfálu B—D, ako sme to mali možnosť zistiť takmer na všetkých lokalitách. Sú to druhy rodov *Dictyotriletes* najmä *Dictyotriletes bireticulatus* Pot. et Kr., *Cirratriradites* sp., *Sporonites uniosus* Dyb. Jach. Percento preplavených druhov je však pomerne nízke.

Z planktonických foriem poukazujúcich na morské prostredie sa tu našlo veľa druhov čeľade *Hystriospheridae*, druhy rodu *Cymatiosphaera*, *Hymenospora multirugosa*, ďalej bližšie neurčiteľný morský planktón.

#### Lokalita Benkovský potok (obr. 7)

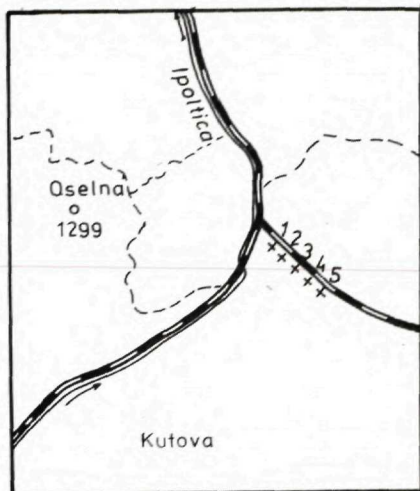
Nachádza sa na konci doliny Benkovského potoka z. od Liptovskej Tepličky. Profil je v záreze svahu, jednotlivé body profilu sú od seba vzdialené 7—8 m. Palinologicky som vyhodnotila tmavošedé spevnené ílovité bridlice, ktoré boli na druhy chudobné, ale obsahovali dosť vysoké percento spór a peľových zŕn. Palinomorfné zloženie je nasledovné: z trilétnych spór druhy *Verrucosisporites cyclobaculatus* Kalibová a *Cyclogranisporites aureus* Loose; najhojnejšie sú zastúpené druhy *Potonieisporites*, a to *Potonieisporites novicus* Bharadw. a *Potonieisporites* cf. *bharadwaji* Remy. Ostatné druhy sú zo skupiny *Monosaccites*, ako *Wilsonia kosankei* Bharadw., *Florinites antiquus* Sch., *Florinites* sp. a *Cordaitina*. Percentuálne prevládajú druhy rodu *Potonieisporites* nad ostatnými druhmi, takmer rovnako hojne je zastúpený rod *Wilsonia* a *Florinites*. Prapľavené spóry zo staršieho karbónu som na tejto lokalite nezistila.





M=1:50000  
x vzorky odobraté na palinologiu

Obr. 7 Lokalita Benkovský potok



M=1:50000  
X1-5 vzorky odobraté na palinologiu

Obr. 8 Lokalita Medvedia dolina

### Lokalita Medvedia dolina (obr. 8)

Je v záreze cesty pozdĺž potoka Ipoltica, v bočnej doline pri hájovni Medvedia.

Profil, z ktorého som odoberala vzorky na palinologické vyhodnotenie je asi 600—700 m dlhý. Na začiatku doliny, v tmavých alebo tmavošedých bridliciach, bol urobený asi 2 m vysoký výkop do svahu; tento poskytol najviac vhodného materiálu pre palinológiu. Pelitickéjšie polohy sme získali práve z tohto výkopu, ale aj z ostatných lokalít (1—5). Body lokalít sú od seba vzdialené (1—3) po 10 m (4—5) asi 20 m v profile. Sedimenty z tejto lokality boli z doteraz spracovaných lokalít druhove aj kvantitatívne najbohatšie na spóry a peľové zrná.

Z monolýchnych spór som zistila nižšie percento druhov ako na lok. v Malužinej. Vyskytli sa len druhy *Laevigatosporites minimus* Bharadw. a *Laevigatosporites vulgaris* Ibrahim, ďalej *Punctatosporites obliquus* Kos., *Thymospora pseudothieseni* (Kos.) Wils. et Ven. Druhove hojnejšie boli trilétne spóry *Granulatisporites granulatus* (Ibr.) Dyb. Jach, *Granulatisporites parvus* (Ibr.) S. W. B., *Punctatisporites* sp., *Lycospora torquifer* Pot. et Kr., *Lycospora* sp., *Reticulatosporites* sp., *Leiotriletes intragranulatus* Kalibová, *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. et Kr., *Cyclogranisporites leopoldi* Pot. et Kr., *Cyclogranisporites punctatus*, (Wals.) Luber, *Cirratriadites* sp., *Densosporites* sp., *Cadiospora magna* Kos., *Vestispora fenestrata* Kos.

Percentuálne hojnejšie sú zastúpené monosakátne a bisakátne spóry a peľové zrná. Prevládajú druhy rodu *Potonieisporites* a *Wilsonia* nad druhmi rodu *Florinites*

a *Endosporites*. Z bisakátnych peľových zŕn som zistila *Pityosporites sewardi* Pot. et Kr., *Thuringia callipteroides*, *Striatodisaccites*, *Illinites unicus* Kos., *Monosulcites* sp.

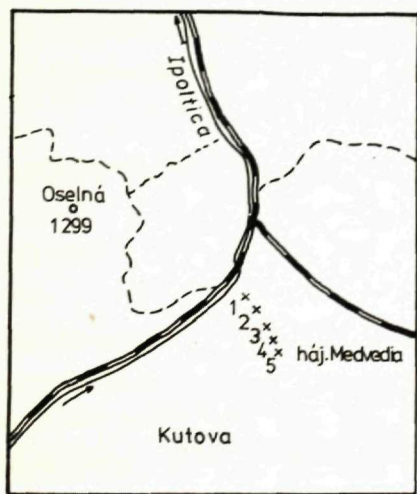
Z tohto mikrofloristického zloženia vyplýva, že v skúmanom profile sa nachádzajú dve vrchnostefanské flóry, a to mladšia veku stefan D (lokalita 1—2) a staršia—stefan C (lokalita 3—6).

Stefan C je charakterizovaný prevahou trilétnych spór (A. Bouroz—J. Doubringer 1977). O stratigrafických kritériách však budem uvažovať v príslušnej kapitole.

Okrem vyššie uvedenej autochtónnej mikroflóry som zistila dosť hojný morský planktón patriaci prevažne do čeľade *Hystrichosphaeridae*, *Cymatiosphaera*, *Deunffia* sp., ďalej neurčiteľný planktón a bohatú skupinu *Inceartea sedis*, v ktorej sa našli nielen tracheidy a pletivá rastlín, ale aj doteraz neopísané druhy najmä morského planktónu.

#### Lokalita Ipolitica (obr. 9)

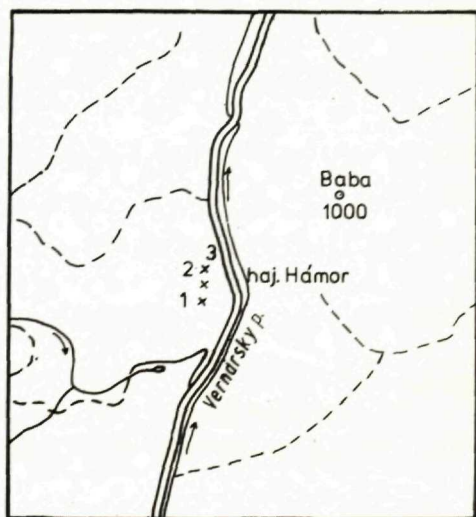
Je v doline paralelnej s Medveďou dolinou. Vzorky sú z približne 200 m dlhého profilu a sú odoberané asi v 20 m vzdialenostiach. Palinologický výskum sa robil z tmavošedých spevnených ílovitých bridlíc, miestami fylitických. Na organické zvyšky, najmä však na mikroflóru, bola táto lokalita oveľa chudobnejšia než susedná Medvedia dolina. Mikroflóra je zmiešaná z autochtónnych a alochtónnych druhov. Z autochtónnych sú to: *Calamospora* sp., *Reticulatisporites irregularis* Alp.,



M=1:50000

X 1-5 vzorky odobraté na palinologiu

Obr. 9 Lokalita Ipolitica



M=1:50000

X 1-3 vzorky odobraté na palinologiu

Obr. 10 Lokalita Háčovňa Hámr

*Densosporites rubrus* Kos., *Cyclogranisporites minutus* Bharadw., *Vestispora fenestrata* Kos., *Florinites mediapundes* Alp., *Wilsonia* sp., *Pityosporites* sp., *Colluminisporites ovalis* Peppers, *Aumancisporites* sp., Alochtónnu mikroflóru predstavuje druh: *Dictyotriletes bireticulatus* Pot. et Kr., preplavený z vestfálu B.

#### Lokalita Hájovňa Hámre (obr. 10)

Je situovaná v najvýchodnejšej časti skúmanej oblasti pri Vernárskom potoku vo svahu pri hájovni Hámor. Ide o tmavé až tmavošedé pevné pelitické bridlice. Vzorky sú z asi 15—20 m dlhého profilu; kvantitatívne boli dosť bohaté na mikroflóru, na druhy však bola mikroflóra chudobnejšia: *Laevigatosporites vulgaris* Ibrahim, *Leiotriletes gulaferus* Alp., *Leiotriletes spherotriangulus* (Loose) Pot. et Kr., *Punctatosporites orbicularis* pot. et Kr., *Verrucosisporites* sp., *Cyclogranisporites minutus* Bharadw., *Torispora* sp. Z monosakátnych spór sa našli druhy *Florinites* cf. *florini* Imgr., *Florinites parvus* Kos., *Florinites* sp., *Monosulcites indet.*, *Endosporites* sp., *Striatomonosaccites* a z bisakátnych *Illinites unicus* Kos. Relatívne vysoké je percento bisakátnych spór rodu *Pityosporites* sp.

#### Lokalita Vernársky potok (obr. 11)

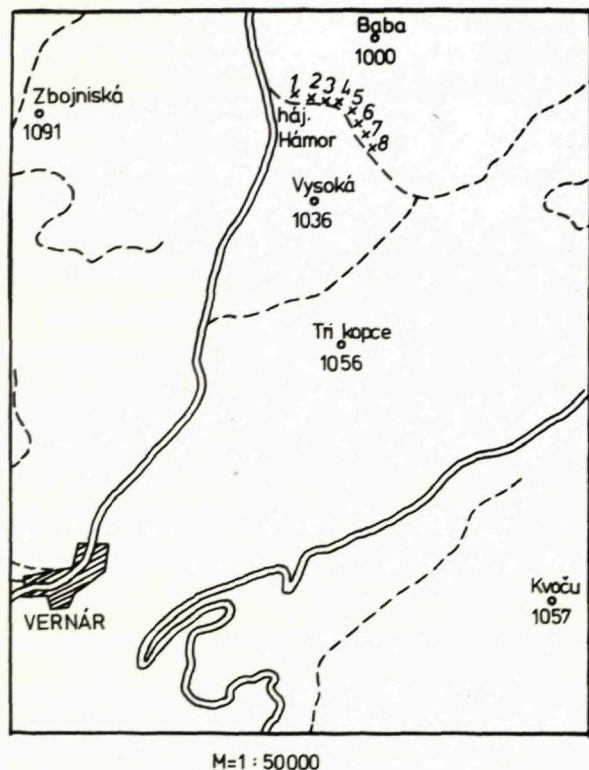
Je v záreze cesty smerom na východ od Vernárskeho potoka, blízko lokality predchádzajúcej. Profil je asi 500 m dlhý; vyzbieralo sa z neho asi 30 vzoriek na 8 bodoch vzájomne vzdialených 5—10 m.

V západnej časti profilu boli vzorky bohatšie na mikroflóru ako vo východnej — smerom do nadložia (obr. 4).

Mikroflóra bola veľmi bohatá na malé trilétne spóry (asi 30 %). Menej hojné boli monolétne spóry: *Laevigatosporites medius* Kos., *Granulatosporites altus*, *Torispora* sp. Z trilétnych spór dosiahli konštantné zastúpenie druhy rodu *Calamospora*, ako napr. *Calamospora pedata* Kos., *Calamospora* sp. 1, 2, 3, *Reticulatisporites alveolatus* Alp., *Punctatisporites granulatus* Bharadw., *Triquitrites* sp., *Triquitrites pratensis* Kos., *Densosporites reticulatus* Dyb. Jach; preplavené druhy rodu *Dictyotriletes*, *Radiizonates aligerens* Knox, *Radiizonates striatus* (Knox) Stapl. Jans., *Cyclogranisporites multigranus* (Butt.) Sm. Wils., *Cyclogranisporites* cf. *micaceus* (Imgr.) Kr. et Pot., *Cyclogranisporites minutus* Bharadw., *Vestispora fenestrata* Kos.

Z monosakátnych spór sú zastúpené druhy *Wilsonia vesicatus* Kos., *Florinites plicatus* Inosova, *Endosporites* sp. Z bisakátnych som našla preplavené druhy rodu *Schulzospora*, autochtónne *Illinites elegans* Kos., *Latensina triletus* Alp. Veľmi hojne sú zastúpené *Acritarcha* ako *Chaetosphaerites rotundatus* Dyb. Jach., *Chaetosphaerites acutus* Dyb. Jach., *Chaetosphaerites pollenisimilis* Dyb. Jach., *Chaetosphaerites variabilis* Dyb. Jach., *Baltisphaeridium*, *Latosphaeridium minutus*, *Hystrichosphaeridae* a neurčený planktón—pravdepodobne nové

druhy. Tieto druhy sú pravdepodobne preplavené zo staršieho vrchného karbónu. Z hľadiska palinologického vyhodnotenia majú palinomorfy zo študovaného profilu trochu odlišnejšie zloženie a môžeme ich považovať za najstarší komplex zo skúmaných lokalít. Spoločným znakom všetkých skúmaných lokalít je rovnaká preplavená mikroflóra (okrem Benkovského potoka, kde som preplavenú mikroflóru nezistila).



X 1-8 vzorky odobrané na palinologiu

Obr. 11 Lokalita Vernársky potok

### Úvaha o mikrofloristických kritériách pre vekové zaradenie vrchnokarbónskych sedimentov

Pri hodnotení veku karbónskych sedimentov som sa opierala o najnovšie poznatky zo stratigrafie karbónu a permu, ako aj o poznatky získané štúdiom porovnávacieho materiálu z francúzskeho vestfálu, stefanu a autunu. Problém vrchného karbónu, najmä problém hranice karbónu a spodného permu už oddávna zaujal veľa palinológov, ktorí používali rôzne kritéria pre ich rozlíšenie.

D. C. Bharadwaj—B. S. Venkatachala (1958) uvádzajú z nemeckého

karbónu pre stefan C vysoké percento druhov rodu *Lycospora*, *Laevigatosporites*, *Punctatosporites*. Pre stredné kuselské vrstvy (sp. perm) uvádzajú nedostatok rodu *Lycospora* a vyššie percento *Latosporites*, *Florinites* a *Pityosporites*. Tieto mikrofloristické rozdiely sú pomerne malé. Neskôr rôzni autori uvádzajú lepšie a detailnejšie kritéria pre posúdenie podstupňov v stefane a pre rozlíšenie stefanu od spodného permu. J. Doubinger (1968) uvádza pre stefan C typickú mikroflóru so zastúpením rodu *Thymospora* a *Colluminisporites*. Okrem týchto sú pre najvrchnejší stefan dôležité rody *Calamospora*, *Punctatisporites* a *Cyclogranisporites*.

I. J. Liabeuf—B. Alpern (1969) uvádzajú mikroflóru zo stratotypovej lokality stefanu C (L'Assize d'Avaize); nad ním sa nachádza mikroflóra autunsko-stefanská. Čiže predpokladajú obdobie, keď sa miešala stefanská flóra s permskou. Toto obdobie autori charakterizujú vysokým percentom zastúpenia druhov rodu *Lycospora*, ústupom druhov rodu *Punctatosporites* a pribúdaním druhu *Spinospores spinosus*.

Najnovšie biostratigrafické výsledky o hranici stefan /spodný perm podáva J. Doubingerová (in A. Bouroz—J. Doubingerová 1977). Za základ pre rozlíšenie flóry karbónskej od permskej považuje rozvoj *Gymnospermae*. Berie však pritom do úvahy aj vplyv fácie, v ktorej sedimentácia prebiehala. Kým v uhli koncom stefanu prevládajú monolétne spóry, najmä rodu *Laevigatosporites*, v bridliciach rovnakého veku prevládajú sakátne spóry a peľové zrná. Autori vyčleňujú ďalší stupeň, stefan D. Je charakteristický bridličnatým súvrstvím čiže neovplyvnený uhoľnou sedimentáciou, obsahuje 65 % monolétnych, 22 % trilétnych, 10 % monosakátnych spór a 1,8 % bisakátnych peľových zrn, ale nijaké monokolpátne peľové zrná. Uvádzajú 1 % peľových zrn z rodu *Vittatina* a 1 % ostatných palinomorf.

Spodný autun z bridlic lokality Assize de Muze charakterizujú monosakátne peľové zrná (74 %), bisakátne (5 %) peľové zrná rodu *Vittatina* (5 %), ďalej monolétne a trilétne (3 %), monokolpátne peľové zrná (12 %) a ostatné (1 %). Mikroflóra uhoľnej sedimentácie je v období stefanu D natoľko faciálne ovplyvnená, že nemožno celkom presne odlišiť stefan od autunu; J. Doubingerová (1977 in A. Bouroz—J. Doubingerová) predkladá výsledky z bridličnatých sedimentov ako základ pre chronostratigrafické rozlíšenie stefanu D od spodného autunu.

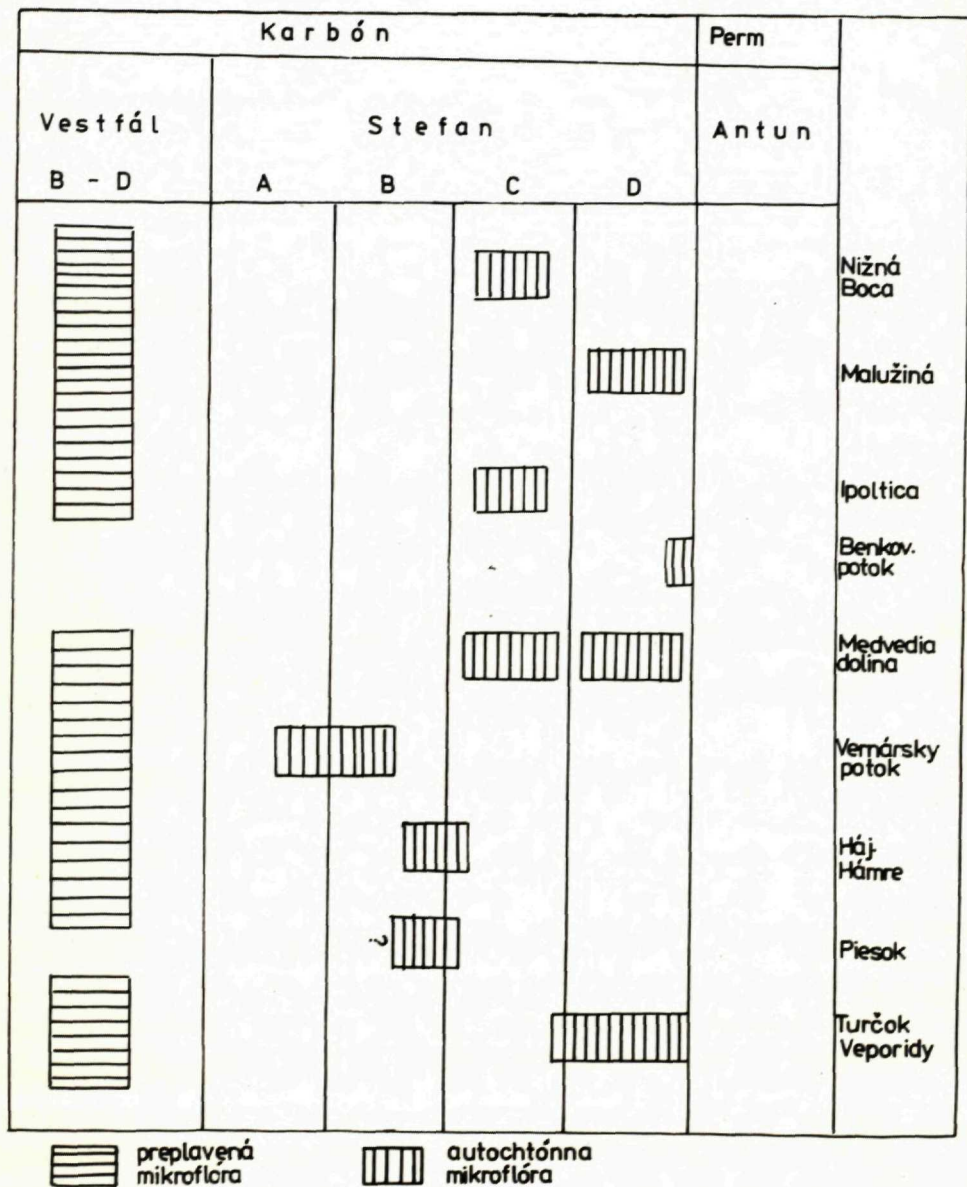
Pri korelácii bridlic s uhlím uvádza autorka, že kým bridlice obsahujú prevahu sakátnych spór, zatiaľ uhlie rovnakého veku charakterizuje silná prevaha monosakátnych a trilétnych spór.

Pre euro-americkú bioprovinciu uvádza autorka súhrnom stratotypové lokality faciálne oddelené s mikrofloristickou charakteristikou stefanu C, ktorý je pri uhoľnej fácií charakterizovaný rodmi *Thymospora*, *Punctatosporites* a *Spinospores*.

Základnú charakteristiku vekovej hranice medzi karbónom a permom predstavuje rozvoj bisakátnych striátnych peľových zrn, ktoré poskytujú biostratigrafický podklad pre rozlíšenie karbónu od spodného permu.

### Biostratigrafické zhodnotenie skúmaných sedimentov (obr. 12)

Pri biostratigrafickom vyhodnocovaní sedimentov z Nízkych Tatier som brala do úvahy predovšetkým korelácie s palinologickými výsledkami mnohých autorov, ktorí spracovali karbónske sedimenty z limnických aj paralických paniev, ale aj



Obr. 12 Stratigrafické zaradenie sedimentov zo skúmaných lokalít Nízkych Tatier

z morského vývoja karbónu (uvedené v predchádzajúcej kapitole). Okrem toho som brala do úvahy korelačné možnosti, ktoré máme v celej euro-americkej floristickej bioprovincii. Konkrétne biostratigrafické výsledky pre oblasť Nízkych Tatier budem uvádzať podľa stupňov, ktoré som zistila štúdiom mikroflóry.

#### a) Vestfál B—D (obr. 3)

Pri posudzovaní preplavenej vestfálskej flóry som sa pridržovala členenia vestfálu (A. H. Smith—M. A. Butterworth 1967).

Mikroflóra tohto sedimentačného obdobia sa takmer na všetkých skúmaných lokalitách, ako aj v južných veporidách vo vrchnom karbone z Turčoka, našla ako preplavená.

Podľa určených druhov mikroflóry predpokladáme zónu II (1). Dokazuje to výskyt druhu *Dictyotrites bireticulatis* Pot. et Kr., *Endosporites globiformis* (Ibr.) S. W. B., *Vestispora tortuosa* (Balme) Spode, *Crassispora*. Mikroflóra je zastúpená aj v zóne III. a IV.: *Torispora securis* Balme, *Fovealatisporites*, *Knoxisporites*, *Cristatisporites*, *Verrucosporites obscurus*, *Florinites antiquus* Sch. Táto flóra pochádzajúca z preplaveného staršieho vrchného karbónu je dosť premiešaná z troch vestfálskych mikrofloristických zón (A. H. Smith—A. M. Butterworth 1967). Pochádza buď zo staršieho podložného karbónu, alebo zo sedimentačnej oblasti gemeridného karbónu.

#### b) Stefan A—B (obr. 3)

Mikroflóra tohto obdobia sa zistila iba na jednej lokalite, a to na Vernárskom potoku. Pre biostratografiu je dôležité bohaté zastúpenie trilétnych a monolétnych spór, ktorých podiel prevyšuje podiel monosakátnych a bisakátnych peľových zrn (monolétné spóry 1 %, morský planktón 10 %). Ostatné boli neurčiteľné planktonické a organické zvyšky.

Určený vek vyplýva z porovnania napr. so stefanskou flórou podľa J. J. Liabeu-fa—J. A. Doubingerovej—B. Alperna (1967), ktorí uvádzajú výskyt druhu *Torispora securis* Balme ako najhojnejší koncom vestfálu, začiatkom stefanu A, s doznievaním v stefane B. Rovnako druhy rodu *Densosporites* a *Cristatisporites*, hojne zastúpené v našom peľovom diagrame, sú zastúpené po stefane A—B. *Radiizonates*, ktoré sa vyskytujú len na tejto lokalite, sú zastúpené hlavne vo vestfále, ale prechádzajú ešte do stefanu A a B.

Monosakátne spóry, ako aj ojedinelý výskyt *Spinisporites spinosus* a ostatných mikrofloristických spoločenstiev, ako sú *Cyclogranisporites*, *Reticulatisporites*, *Punctatisporites* poukazujú už na stefanský vek a vylučujú zaradenie do vestfálu.

### c) Stefan C (obr. 3)

Za najstarší stefan C by sme mohli považovať sedimenty z lokality pri Hájo vni Hámre pri Vernárskom potoku.

Spoločenstvo spór a peľových zrn je chudobnejšie než na lokalite Vernársky potok a svojím zložením nesporne mladšie než mikroflóra zóny stefan A—B. Vyskytuje sa ešte druh *Torispora* sp., ale aj hojnosť monolétnych a trilétnych spór, ktoré tvoria základ mikrofloristických spoločenstiev stefanu C.

Na mladší charakter sedimentov poukazuje aj dosť vysoké percento monosakát-nych peľových zrn, hlavne rodu *Florinites* a *Endosporites*. Stratigraficky dôležité sú *Disaccites* ako *Illinites unicus* Kos. z mladšieho stefanu a *Pityosporites* a *Striatomonosaccites*, ktorý sa vyskytol len v jednom exemplári. Predpokladaný vek tohto spoločenstva je buď stefan B, alebo pravdepodobnejšie stefan C. Súdime teda, že tvoria priame nadložie lokality Vernársky potok.

Typickú mikroflóru stefanu C majú sedimenty z lokality Ipoltica a časť sedimentov z lokality Medvedia dolina a Nižná Boca.

Mikroflóru charakterizuje nasledujúce zloženie: *Calamospora*, *Reticulatisporites*, *Densosporites*, *Cyclogranisporites*, *Vestispora*, *Ahrensispores* a monosakátne peľové zrná, hlavne rodu *Florinites*. Vyskytuje sa aj rod *Colluminisporites ovalis* Peppers; A. R. Peppers (1970) ho uvádza z pensylvánu. J. Doubingerová (1968) uvádza tento rod s novým druhom *C. heylei* Doubinger z konca stefanu a autunu. V tomto období sa začína vyskytovať rod *Aumancisporites*, ktorý sme zistili takmer vo všetkých vyššie uvedených lokalitách.

V stefane C z Nízkyh Tatier je typická mikroflóra, ktorú podľa J. Doubingerovej (1967) charakterizuje vysoké percento výskytu rodu *Punctatosporites*, *Florinites*, ďalej výskyt druhov rodu *Endosporites*, hojné zastúpenie rodov *Verrucososporites*, *Laevigatosporites*, *Calamospora*, *Lycospora*, *Cyclogranisporites*, *Punctatisporites*, *Granulatisporites*, *Densosporites*, *Fovealatisporites*. Bohaté zastúpenie monosakátnych a bisakátnych peľových zrn vyplýva z faciálne odlišných sedimentov na našom území.

V tomto období sedimentácie mikroflóra na skúmanom území neobsahuje morský planktón. Tým, ako aj relatívne chudobným druhovým a rodovým zastúpením spór a peľových zrn, sa vyznačujú všetky sedimenty, ktoré sme sem zaradili do obdobia sedimentácie.

### d) Stefan D (obr. 3)

Najhojnejšiu a najrôznorodejšiu, druhove aj početne najbohatšiu mikroflóru sme zistili v stefane D z oblasti Nízkyh Tatier. Vyskytuje sa na lokalitách Medvedia dolina, Benkovský potok, Malužiná (pri Chorupnianskom potoku) a časť Ipolitickej doliny. Túto zónu palinologicky, ale aj makrofloristicky veľmi dobre charakterizovali A. Bouroz—J. Doubingerová (1977). Mikroflóru skúmaného územia faciálne



ovplyvňovala morská, resp. lagunárna sedimentácia, ktorá spôsobuje bohatšie zastúpenie monosakátnych a bisakátnych peľových zŕn a nižšie percento spór druhov močiarnej vegetácie. Z tohto hľadiska pozorujeme v stefane D dva typy flóry:

1. flóru s bohatším zastúpením sakátnych spór a peľových zŕn na lokalite Medvedia dolina, Benkovský potok;

2. flóru s rovnako bohatým zastúpením tak monolétnych spór ako sakátnych peľových zŕn a spór na lokalite Malužiná—Chorupniansky potok.

Prvý typ mikroflóry charakterizujú druhy rodu *Potonieisporites*, *Aumancisporites*, *Pityosporites*, *Striatodisaccites* a *Entylisa*. Okrem toho, že sa v tejto zóne vyskytli uvedené druhy a rody, je dôležité aj ich vysoké percento zastúpenia. V bohatom mikrofloristickom spoločenstve sa nachádzajú všetky pre túto zónu biostratigraficky dôležité druhy. Napríklad z bisakátnych sú zastúpené *Striatodisaccites* a *Striatomonosaccites*, ktorých vzrastajúce percento poukazuje na najvrchnejší stefan.

Druhý typ mikroflóry je charakterizovaný tým, že obsahuje cca 50 % druhov a rodov monolétnych a trilétnych spór, 40 % monosakátnych spór a peľových zŕn, 10 % ostatných, najmä preplavených z vestfálu B—D a z morského planktónu. Lokalita Malužiná je jedinou lokalitou v Nízkych Tatrách, ktorej sedimenty môžeme mikrofloristicky charakterizovať vysokým percentom monolétnych spór, ktoré všeobecne charakterizujú uhoľnú faciú. Významné sú najmä druhy rodu *Laevigatosporites*, ktoré sú na lokalite zastúpené dosť vysokým percentom a vynikajú veľkou druhovou rozmanitosťou. Všetky druhy, vyskytujúce sa v tomto type mikroflóry ako ho uvádzajú A. Bouroz a J. Doubingerová (1977), zodpovedajú typickému zloženiu stefanu D. Nedochádza k prevahe rodu *Potonieisporites* nad ostatnými monosakátnymi spórmi, čo by naznačovalo obdobie spodného permu. Začínajú sa objavovať striátne peľové zrná, a to niekoľko druhov rodu *Striatodisaccites*. Toto spoločenstvo predstavuje prechodné obdobie medzi stefanom C a spodným permom, vyčlenené ako stefan D (autuno-stefan).

Rozdielnosť mikroflór zistených na lokalitách karbónskeho obdobia spočíva v rôznych paleoekologických, prípadne v paleogeografických faciálnych podmienkach. Spoločným znakom mikroflór je bohatý morský planktón a preplavené druhy z vestfálu. (obr. 5)

#### e) Spodný perm

V oblasti Nízkych Tatier spodný perm nebol mikrofloristicky ani makrofloristicky do odovzdania tejto práce do tlače doložený. V poslednom čase bol palinologicky doložený spodný perm v Ipolitickej doline (E. Planderová in A. Vozárová et al.).

#### f) Vrchný perm

Bol dokázaný palinologicky z melafýrovej série od Spišského Štiavnika a Vikartoviec (E. Planderová 1973).

## Korelácia mikroflóry karbónu Nízkyh Tatier s mikroflórami euro-americkéj bioprovincie

Pri štúdiu mladopaleozoických peľových spektier a ich porovnaní s peľovými spektrami rôznych oblastí som zistila príbuznosť európskej flóry so severoamerickou.

W. J. Jongmans (1951) uvádza, že vestfálska flóra je na celom svete ešte rovnaká. Stefanská flóra je už rozdiferencovaná. Niektoré oblasti, v ktorých sa v stefane objavila glosopterisová flóra, mali ešte vo vestfále euro-americkú flóru. Je vraj veľmi diskutabilné, či bola euro-americká flóra v mladšom karbone tropická, subtropická alebo mierna. V tomto období sa vytvárali veľmi hrubé vrstvy uhlia, čomu musela predchádzať intenzívna tvorba rašeliny — no hrubé vrstvy rašeliny sa v tropickej klíme netvorí. Klíma bola teda pravdepodobne subtropická až mierna, odlišné floristické bioprovincie vznikli až v spodnom stefane.

Mladšie paleozoikum euro-americkéj bioprovincie je palinologicky veľmi dobre spracované, najmä v oblasti limnických uhoľných panví a v oblastiach platformových. Korelácia medzi faciálne rozdielnymi usernameami je však možná po percentuálnom prepočte spór a peľových zrn močiarnej a horskej flóry, ako to uvádzajú A. Bouroz—K. Doubingerová (1977).

Koreláciou mikroflóry z karbónu Nízkyh Tatier s karbónskou flórou z Turčoka (južná časť veporíd, E. Plandarová—A. Vozárová 1978) sme zistili rovnaký vek autochtónnej a alochtónnej flóry.

Z českomoravskej oblasti bol palinologicky spracovaný karbón z niektorých uhoľných panví. Z vestfálu C a D a zo stefanu A—B uvádza M. Kalibová (1971a) spoločenstvá, ktoré sa vo veľkej miere vyskytli aj v našich spektrách, pri porovnávaní našej vestfálskej flóry preplavenej s druhmi *Dictyotriletes bireticulatus* Pot. Kr., *Knoxisporites* a *Cristatisporites*. Peľové spektrá zo stredných Čiech sú ovplyvnené faciálne, lebo ide o uhoľnú faciú. Zo stefanu B—C autorka uvádza flóru s mnohými druhmi, ktoré sa našli v lokalite v Malužinej.

Z maďarského vrchného karbónu z niekoľkých vrtoz z okolia Nadvišná uvádza palinologické výsledky F. Góczán (1969). Na základe zloženia spór usudzuje, že ide o vestfál C—D. Druhy, zistené autorom, sa nachádzajú aj v preplavenom spórovom materiáli.

Najbližšia oblasť korelovaná s naším nízkotatranským karbónom je v Poľsku. Viacerí autori sa zaoberajú palinologickým spracovaním ostravskej kamenouhoľnej panvy (S. Dybová—Jachowiczová 1962, S. Dybová—A. Jachowicz 1957). Ich práce sa však týkajú len staršieho vrchného karbónu siahajúceho od namúru po koniec vestfálu. Korelovať môžeme teda len našu preplavenú vestfálsku mikroflóru. Oveľa lepšie je korelovateľná mikroflóra zo strednosudetskej depresie, ktorú z antracitových bridlíc veku autun-stefan spracovala J. Jerzykiewiczová (1973). Všetky druhy zastúpené v týchto vrstvách sa nachádzajú aj v bridliciach Nízkyh Tatier. Rovnako, ako autorka zistila postupnosť sedimentácie od stefanu B až do

spodného autunu, aj my sme na základe tých istých znakov zistili výskyt rodu *Torispora* a väčšie množstvo spodnostefanských trilétnych spór, čo naznačuje postupnú sedimentáciu až do stefanu D. Autorka (J. Jerzykiewiczová 1973) uvádza ešte stefansko-autunskú mikroflóru, zhruba zodpovedajúcu zóne stefanu D. Spodný autun s prevahou druhov rodu *Potonieisporites* a *Florinites* sa u nás nevyskytol.

Svoje výsledky som najviac korelovala s prácami francúzskych palinológov, pretože majú najlepšie rozpracovanú biostratigrafiu karbónu. Dôležitá je aj skutočnosť, že pri vyhodnocovaní brali do úvahy vplyv fácie, a tak postavili základ pre stratigrafiu od fácie nezávislú.

Porovnaním peľových spektier, ako ich uvádzajú vyššie uvedení autori, s našou mikroflórou som zistila, že celý stefan od našich najspodnejších zón (stefan A—B) až po stefan D má podľa rodového aj druhového zloženia veľmi podobnú mikroflóru. Musíme však brať do úvahy faciálne rozdiely, lebo v limnických panvách vo Francúzsku mikroflóru ovplyvňuje flóra rašelinisková. Tak uvádzaný rod *Thymospora* s rôznymi druhmi, typický pre francúzske limnické a paralické uhoľné panvy, sa u nás vyskytuje len ojedinele. Považovať ho za vedúci rod pri posudzovaní veku sedimentov nemôžeme práve tak, ako ani ostatné monolétne spóry — vzrast ich percenta signalizuje mladší charakter sedimentov. Toto však už vysvetlili a korelovali A. Bouroz—J. Doubingerová (1977). Môžeme teda predpokladať celkom rovnakú vrchnokarbónsku flóru vo Francúzsku ako aj u nás a ich zóny môžeme korelovať s našimi.

Porovnaním s anglickým vrchným karbónom (A. H. Smith—M. Butterworth 1967, G. Playford—R. Helly 1968) a s vestfátom A—D sme zistili podobnosť s našou preplavenou vestfálskou flórou, ktorú charakterizuje zóna *Dictyotriletes bireticulatus* Pot. Kr. a *Cirratriradites diformis* Kos., čo je zóna vestfálu B a podľa ktorej aj my určujeme vek našej vestfálskej preplavenej flóry.

Z nemeckej uhoľnej sedimentácie uvádza mikrofloristickú charakteristiku D. C. Bharadwaj—B. S. Venkachtala (1958). Ich výsledky sa ničím neodlišujú od výsledkov z uhoľných panví vo Francúzsku. Celkovú charakteristiku paleozoických sedimentov zo sárskeho uhlia, ale aj ostatných stupňov karbónu a spodného permu, uvádzajú R. Potonie—G. Kremp (1954). S ich diagramom peľových zrn podľa rodového zastúpenia som korelovala aj naše sedimenty a aj v nich som zistila podobnosť flór.

Mikroflóra z donskej kamenouhoľnej panvy (K. J. Inosová—A. Ch. Kruzina—E. G. Švarcman 1976) je veľmi podobná euro-americkému bioprovinci. Korelácia medzi nimi je možná; je pravdepodobná napriek tomu, že sme zistili určitý časový posun vo výskyte niektorých stratigraficky dôležitých rodov (*Densosporites*, *Endosporites* atď.). Rovnaký časový posun smerom k staršiemu sedimentu sme zistili aj porovnaním našej flóry s flórou vrchného karbónu (J. S. Fadejeva 1975). To znamená, že tie druhy, ktoré sa u nás vyskytujú len po stefan C, sa v donskej oblasti vyskytujú ešte ojedinele aj v spodnom perme.

## g) Paleoekologické zhodnotenie

Čím staršie sedimenty skúmame, tým ťažšie sa vyhodnocujú paleoekologické pomery prostredia. Základné údaje o morskom alebo suchozemskom prostredí zastúpenom morským planktónom alebo spórami suchozemských rastlín možno sledovať od starého paleozoika, presnejšie od stredného silúru. Neskôr, hlavne v karbone, možno rozšíriť základné údaje o príslušnosti k močiarnej alebo horskej vegetácii. Pokiaľ by sme mali k dispozícii len umelé názvy spór a peľových zŕn, nemohli by sme si dovoliť ďalšie paleoekologické vyhodnotenia. Teraz však výsledky môžeme porovnať s prácami, v ktorých autori zaraďujú príslušnosť spór a peľových zŕn do botanicky známeho rodu alebo druhu.

Niektorí paleobotanici našli pri štúdiu makrofitozvyškov pri fruktifikačných orgánoch aj peľové zrná a spóry in situ. Ďalším štúdiom sa potvrdila príslušnosť k botanickému rodu a druhu, a preto už teraz z karbónu a permu poznáme pomerne veľa druhov spór a peľových zŕn, ktoré môžeme pomenovať botanickými názvami. Súhrnnú prácu o týchto výsledkoch podáva J. Doubingerová (1969); rozšírili sa tak údaje S. Dybovej—A. Jachowicza (1957), uvedené pri rodovom zatriedení u nás zistených spór a peľových zŕn z karbónu. Z rodov zistených v karbone Nízkych Tatier môžeme podľa toho predpokladať prítomnosť zástupcov machov (*Bryopsida*), ktorým patrí časť druhov rodu *Leiotriletes*.

K psilopsidám patrí časť druhov *Punctatisporites* a časť *Cyclogranisporites*. K lykopsidám, a to k *Lepidophytales* patrí *Microsporites* a *Lycospora*.

Do čeľade *Sigillariaceae* patrí časť *Laevigatosporites*, časť patrí k typu fruktifikácie *Asterotheca*, ktorý našiel V. Sitár (in V. Sitár et J. Vozár 1973) na lokalite Nižná Boca.

K *Sellaginellales* patria rody *Cirratriradites*, *Cadiospora*, *Knoxisporites*, *Densosporites*. *Selaginellites cananbiensis* palinologicky reprezentuje druh rodu *Densosporites*, ktorý bol zistený s uvedeným druhom makroflóry in situ.

Do radu *Equisetales* patrí časť druhov rodu *Calamospora*, časť druhov tohto radu patrí do radu *Neoggerathiales* a časť do čeľade *Calamariaceae*. Do triedy *Pteropsida*, podtriedy *Filices* patria druhy rodu *Punctatisporites* a časť *Cyclogranisporites*. Do skupiny eusporangiátnych papradí patria druhy rodu *Raistrickia* a časť spór rodu *Triquitrites*. Do radu *Cycadofilicales* patrí časť druhov *Punctatisporites* a *Planisporites*. Do radu *Caytoniales* patrí rod *Vesicaspora* a *Alisporites*. Do triedy *Coniferopsida*, radu *Ginkgoales* patrí časť rodu *Monocolpates*. Do radu *Cordaitales* patrí časť rodu *Florinites* a do radu *Coniferales* patrí časť spór rodu *Florinites*, *Illinites*, *Pityosporites*, *Platysaccus*. Vychádzajúc z týchto poznatkov, môžeme sa pokúsiť o rekonštrukciu prostredia a paleoekologických podmienok v karbone Nízkych Tatier.

a: Počnúc najstaršími stefanskými sedimentmi z lokality pri Vernárskom potoku (stefan A—B) predpokladáme morské prostredie s bohatým morským planktónom. Bohatstvo trilétnych druhov, výskyt rodov *Densosporites*, *Torispora* a *Crassospori-*

tes poukazujú na rašelinisko, ktoré obsahovalo túto bohatú flóru, patriacu väčšinou k plavúňovitým drevinám (J. Doubingerová—R. Raucher 1962).

Výskyt monosakátnych a bisakátnych peľových zŕn poukazuje na alochtónnu Walchia-Lebachiovú flóru s počiatkom zastúpenia *Cordiales* a *Coniferales*, ktoré boli na skúmanú lokalitu asi dopravené vetrom z okolitých vrchov. Podľa J. Doubingerovej—R. Raucha (1962) sú tieto posledné typy jednoznačne horské druhy a druhy náhorných plošín. V tomto sedimentačnom období môžeme predpokladať dobré možnosti transportu spór z močiarnych nížin, alebo blízkosť mora k suchej zemi. Pravdepodobne ide o morskú lagúnu.

b: V stefane C oblasti Nízkyh Tatier môžeme sedimentačné prostredie charakterizovať na základe nasledujúcich poznatkov: Ani na jednej lokalite sme v tomto sedimentačnom období nezistili morský planktón, pričom nemožno tvrdiť, že ide o suchozemskú sedimentáciu. Ďalším spoločným znakom pre lokality tohto obdobia je okrem nedostatku akritarch aj menšie druhové zastúpenie než v mladšej flóre zo stefanu D a staršej flóry zo stefanu A—B. Bohato sú zastúpené sakátne spóry a peľové zrná na lokalite Nižná Boca i trilétne spóry na lokalite Ipolitica a Medvedia dolina. Z paleoekologického hľadiska teda v západnej časti prevláda vplyv horskej vegetácie. Našla sa aj makroflóra (V. Sitár in V. Sitár—J. Vozár 1973), ktorej zodpovedajúci mikrofloristický rod sa zistil tiež na tejto lokalite (rod *Asterotheca* a spóry rodu *Laevigatosporites*).

Vo východnej časti tejto oblasti je dosť bohato zastúpená mikroflóra močiarnej vegetácie, pozostávajúca z prasličkovitých, plavúňovitých a papraďovitých rastlín.

Stefan D je charakterizovateľný bohatým zastúpením sakátnych peľových zŕn, ktoré sú horského pôvodu. Vyskytujú sa v celom stefane, ale v tejto zóne stúplo ich percento bohatším zastúpením kordaitovej flóry. Zaujímavý je bohatý výskyt monolétnych spór na lokalite Malužiná—Chorupniansky potok, kde sú síce tiež bohato zastúpené sakátne peľové zrná, ale monolétne a trilétne spóry predstavujú 50 % z celkového výskytu mikroflóry. Toto percento sa množstvom a bohatosťou druhov blíži k zastúpeniu v uhoľných panvách a predstavuje typické spoločenstvo rašeliniskové. Veľká časť spór a peľových zŕn bola z horských oblastí na túto lokalitu dopravená vetrom alebo vodou. Na základe toho predpokladám, že sa na suchej zemi, pravdepodobne blízko skúmanej lokality, vytvorilo močarisko so zastúpením vlhkomilnej papraďovitej vegetácie. Je možné, že oscilácia mora nepripustila pokojné ukladanie drevitých foriem papradí, prasličiek a plavúňov, čím by sa bola vytvorila aspoň malá hrúbka uhlia. V Medvedej doline a v Benkovskom potoku sa vyvinula typická alochtónna vegetácia nahosemenných rastlín s veľkým podielom radu *Cordiales* a *Coniferales* s podstatne nižším zastúpením močiarnej vegetácie výtrusných rastlín.

Vo všetkých vzorkách zo študovaných lokalít tejto zóny som zistila morský planktón svedčiaci o slanom sedimentačnom prostredí.

Klíma, ako uvádza W. I. Jongmans (1951), bola pravdepodobne v celej našej bioprovíncii mierne subtropická.

## Záver

Palinologickým vyhodnotením asi 250 vzoriek som zistila, že:

1. Pôvodná mikroflóra skúmaných vrstiev zodpovedá stefanu A až D, pričom najstarší stefan bol zistený na lokalite Vernársky potok, stefan B—C na lokalite Hámre pri Vernárskom potoku, stefan C na lokalitách Nižná Boca, Ipolitica, Medvedia dolina a stefan D na lokalite Malužiná, Benkovský potok a Medvedia dolina; spodný perm na lokalite Ipolitica.

2. Takmer na všetkých lokalitách sa vyskytuje preplavená vestfálska mikroflóra zo zóny B—D. Na základe tohto poznatku môžeme predpokladať existenciu vrchného karbónu v blízkosti Chočského príkrovu (? vestfál gemerid).

3. Morský planktón sme zistili v sedimentoch stefan A—B a stefan D.

4. Palinomorfy z karbónu chočského príkrovu, autochtónne aj preplavené, sú podobné palinomorfám z lokality Turčok.

5. Z paleoekologického hľadiska som zistila, že sedimentácia prebiehala v oscilujúcom morskom prostredí, takže suchá zem nebola rovnako blízko v každom období stefanu. Na suchej zemi, kde rástlo rastlinstvo produkujúce spóry a peľové zrná sa nachádzali nížiny s močiarnymi oblasťami v období stefanu A, B (lok. Vernársky potok), v stefane C (lok. Ipolitica a Medvedia dolina) a v stefane D (lok. Malužiná). Okrem toho na suchej zemi existovali horské oblasti, prípadne náhorné planiny, kde rástli nahosemenné dreviny produkujúce sakátne peľové zrná. Tieto najviac ovplyvnili peľové spektrá v stefane C (lok. Nižná Boca) a v stefane D (Benkovský potok a Medvedia dolina).

Do tlače odporučila P. Snopková.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpatica*, I, Praha.
- ALPERN, B. 1958: Description de quelque microspores du Permo- Carbonifere francais. *Rev. Micropal.*, 1, Paris, 75—86.
- ALPERN, B. 1959: Contribution à l'étude palynologique et petrographique des charbons francais. Thèse, Université de Paris.
- ALPERN, B. 1963: La stratigraphie palynologique de Stephanien et du Permien. *Compte Rendu, Extrait*, Paris, 1119—1129.
- ALPERN, B.—LIABEUF, J. J. 1966: Zonation Palynologique du Bassin Houiller Lorrain. *Z. deutsch. geol. Ges. Jahrg.* 1965, 117, 1, Hannover, 162—169.
- BADÁR, J.—NOVOTNÝ, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slovacae*, 3, 9, Spišská Nová Ves, 23—42.
- BHARADWAJ, D. C.—VENKACHATALA, B. S. 1958: Microfloristic evidence on the boundary between the carboniferous and the Permian systems in Pfalz (W. Germany). *The Paleobotanist*, 6, 1, Lucknow, 1—12.

- BIELY, A. 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nizkych Tatier. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—133.
- BIELY, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu, Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—74.
- BOUROZ, A.—DOUBINGEROVÁ, J. 1977: Report on the Stephanien-Antunien Boundary and on the contents of Upper Stephanien and Autunien in their Stratotypes. Symposium on Carboniferous Stratigraphy, Paris, 147—169.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1959: Palynologie et Paléobotanique. Polen et Spores, 1, 1, Paris 279—309.
- DOUBINGEROVÁ, J. et RAUCHER, J. 1962: Étude palynologique de la couche Marmattan dans le bassin de Carmaux (Tarn). Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 15, Fasc. 4, Strasbourg 179—188.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1968: Contribution à l'étude palynologique du Permo-Carbonifère de l'Autunois. Bulletin de la société d'Histoire Naturelle d'Autun, 45.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1969: Étude palynologique dans le Permo-Carbonifère de l'Autunois: les schistes de Mus. Bull. Soc. Nat. Autun., 50, Autun, 14—19.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1970: Réflexions sur la flore du Mont-Pelé (Bassin d'Autun). Congr. Coll. Univ. Liège, 55, Liège, 275—284.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1971: Contribution à la palynologie de l'Autunien: les schistes de Charmoy, Bassin de Blanzay (Saône—et—Loire). Bull. Soc. Hist. Autun, 58, Autun, 15—18.
- DOUBINGEROVÁ, J. 1972: Étude palynologiques dans le Permien du Bassin de Blanzay — Le Psysio-phille, 78,
- DOUBINGEROVÁ, J. 1973: Études palynologiques dans l'Autunien. — Coll. de Boussens (in press).
- DOUBINGEROVÁ, J. 1974: Étude palynologique dans l'Autunien. Review of Paleobotany and Palynology 17, 1974, Amsterdam, 21—38.
- DRNDZÍK, E. 1969: O zrudnení typu meďnatých pieskocov v perme melafýrovej sérii na severovýchodných svahoch Nizkych Tatier. Mineralia Slovaca 1, 1, Spišská Nová Ves, 7—38.
- ĐUROVIČ, V. 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej sérii Centrálnych Západných Karpát. Manuskript-archív Katedry petrografie Prírodoved. fak. UK Bratislava, 1—240.
- DYBOVÁ, S.—JACHOWICZ, A. 1957: Microspory hornoslezského produktívneho karbónu. Institut geologiczny. Prace, 23, Warszawa, 1—328.
- DYBOVÁ-JACHOWICZOVÁ, S. 1962: Analýza zmien sporologického zložení slaje č. 8. na dole Ludvík v petřvaldské kotlině. Sborník Ústř. Ústavu geol., 27, odd. paleont. Praha, 53—80.
- DYBOVÁ-JACHOWICZOVÁ, S.—JACHOWICZ, A. 1968: Występowanie zarodników grzybow kopalnych wo warstwach luzezných Gornoslozkiego zaglebia weglowego. Mikroflora karbonu Polski, 2, Warszawa, 59—80.
- FADEJEVA, I. S. 1975: Distribution of Sporen, Polen and Acritarcha in the Carboniferous Permian boundary deds. Ref. na medzinárod. kongrese o karbone, Moskva.
- GÓCZÁN, F. 1969: Tájékozódó jellegű rétegtani palinologiai vizsgálát hazai Karbon időszaki képződményeken. M. All. Földt. Int. évi jelentése a 1969 évről, Budapest, 677—701.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964a: Sporen und Hystriospherideen aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. Zborn., 15, 2, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964b: Predbežná správa o palynologických štúdiach v melafýrovej sérii severného svahu Nizkych Tatier. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- INOSOVA, K. J.—KRUZINA, A. Ch.—SWARZMAN, E. G. 1976: Atlas microspor i pylcev verchnevo karbona i nižnej permi doneckovo bazejna. Moskva, 1—154.
- JERZYKIEWICZOVÁ, J. 1973: Wstępne wyniki badań microfloristicznych nad pozycja stratigraficzna lupkow antrakozjowych. Kwartalnik Geologiczny, 17, Warszawa, 285—292.
- JONGMANS, W. J. 1951: Some probleme on Carboniferous stratigraphy. Extrait du Compte Rendu 3-iem Congrees de Strat. et de Geol. do Carbonifere. Haalen.
- KALIBOVÁ, M. 1962: Sporenforschung in Kounov-Flöz des Schachts František in Lhota pod Džbánem im Kladno-Rakovník Becken. Sborn. Ústř. Ústavu geol., 27, odd. paleontol., Praha 81—100.

- KALIBOVÁ, M. 1971a: Stratigraficky významné miospóry v střeđočeském karbonu. Časopis pro mineralogii a geologii, 16, 4, Praha, 397—403.
- KALIBOVÁ, M. 1971b: Nové poznatky v palinologii karbonu. Věstník Ústř. Úst. geol. 46, Praha, 293—304.
- KOSANKE, R. M. 1950: Pensylvanien spores of Illionois and their use in correlation. Illinois geol. survey. Bull., 74, 1—128.
- LJUBER, A. A. 1960: Osnovnyje formy—rody miospor i ich rozšprastranenie v stredne i vrchne-paleozojskich otloženiach SSSR. Materiály iz Meždunarodnej palinologičeskoj konferencii. Leningrad, 26—41.
- LIABEUF, J. J.—DOUBINGER, J.—ALPERN, B. 1967: Caractères palynologiques des charbons du stephanien de quelques gisements Francais. Revue de Micropaleontologie. 10, 1, Paris, 3—14.
- LIABEUF, J. J.—ALPERN, B. 1969: Étude palynologique du basin houiller de St. Étienne Stratotype du Stephanien Compte Rendu 6-e Congrès International Strat. Géol. Carbonif. Shefeld. 1, 155—169.
- PEPPERS, R. A. 1964: Spores in strata of Late Pensylvanian cyclothem in the Illionois Basin. Bull. 3, st. Surv. 90, Urbana 11, 1—72.
- PEPPERS, R. A. 1970: Corelation and Palynology of coal in the Carbondale and Spoon Formations (Pensylvanien) of the Northeastern, part of the Illionois Basin. Illionois state geological survey. Bull. 93. 1—173.
- PLAYFORD, G.—HELLY, R. 1968: Spores forms a Carboniferous section in the Hunter Valley, New South Wales. Journal of the Geological Society of Australia. V. 1, 1, Adelaide, 103—119.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part od Nízke Tatry, between Spišský Štiavnik and Vikartovce, Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—168.
- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti Veporid. Geol. Práce, Správy, 70. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—141.
- POTONIE, R.—KREMP, G. 1954: Die Gattungen der Paleozoischen Spora dispersae und ihre Stratigraphie. Geol. Jahrb. Band 69. Hannover, 111—194.
- POTONIE, R.—KREMP, G. 1956: Die Spora dispersae des Ruhrkarbons. Paleontographica Abt. B. 99 Lief, 4—6., Stuttgart, 85—191.
- SITÁR, V.—VOZÁR, J. 1973: Die ersten Mikrofloren — Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geologia carpathica, 24, 2, Bratislava, 441—448.
- SMITH, A. H.—BUTTERWORTH, M. A. 1967: Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. Spocial papers in Paleontology, 1, London, 1—321.
- VOZÁROVÁ, A. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—80.

Vysvetlivky k tabuľkám IX—XXXII  
(všetky palinomorfy sú zväčšené 1000×)

Tab. IX

Obr. 1—5 Spóry húb;

obr. 6—7 *Sporonites uniosus* ((Horst.) Dyb. et Jach., lok. Vernársky potok;

obr. 8—10 *Sporonites* sp., lok. Vernársky potok;

obr. 11 *Sporonites* sp., lok. Vernársky potok.

Tab. X

obr. 1,2 *Laevigatosporites* cf. *maximus* (Loose) Kr. et Pot., lok. Malužiná;

obr. 3, 4 *Laevigatosporites vulgaris* Ibrahim, lok. Malužiná;

obr. 5, 6 *Granulatosporites fabaeformis* Alp., lok. Malužiná.



Tab. XI

- obr. 1, 2 *Laevigatosporites medius* Kosanke, lok. Malužiná;  
obr. 3, 4 *Thymospora pseudothiesenii* (Kos.) Wils. et Ven, lok. Malužiná;  
obr. 5, 6 *Laevigatosporites medius* Kosanke, lok. Malužiná;  
obr. 7, 9 *Laevigatosporites minimus* (Wils. et Coe.) S. W. B. foto ESM č. 341, zv. 2400×, lok. Malužiná;  
obr. 10—12 *Laevigatosporites punctatus* Kos., lok. Malužiná.

Tab. XII

- obr. 1, 2 *Calamospora liquida* Kosanke, lok. Medvedia dol.;  
obr. 3, 4 *Calamospora* sp.;  
obr. 5, 6 *Torizpora securis* Balme, lok. Vernársky potok;  
obr. 7, 8 *Torizpora* cf. *speciosa* Balme, lok. Vernársky potok.

Tab. XIII

- obr. 1, 2 *Torizpora securis* Balme, lok. Vernársky potok;  
obr. 3, 4 *Euryzonotriletes* sp., lok. Vernársky potok;  
obr. 5, 6 *Radiizonates striatus* (Knox) Stapl. Jans., lok. Vernársky potok;  
obr. 7, 8 *Cyclogranisporites pressoides* Pot., et Kr., lok. Vernársky potok.

Tab. XIV

- obr. 1 *Reticulatisporites* sp., lok. Ipolitica;  
obr. 2 *Reticulatisporites ancoralis* Balme et Henne;  
obr. 3 *Microbaculatisporites* sp., lok. Malužiná;  
obr. 4, 5 *Leiotriletes* sp., lok. Vernársky potok;  
obr. 6 *Leiotriletes infragranulatus* Kalibová, lok. Hámre;  
obr. 7, 8 *Laevigatosporites punctatus* Kos., lok. Malužiná;  
obr. 9 *Cyclogranisporites pressoides* Pot. et Kr., lok. Ipolitica;  
obr. 10, 11 *Cyclogranisporites minutus* Bharadw., lok. Ipolitica.

Tab. XV

- obr. 1, 2 *Ahrensisporites angulatus* (Kos.) Dyb. et Jach., lok. Medvedia dolina;  
obr. 3 *Triquitrites auriculatus* Bharadw., lok. Medvedia dolina;  
obr. 4, 5 *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr., lok. Medvedia dolina;  
obr. 6, 7 *Apiculatisporites* sp., lok. Malužiná.

Tab. XVI

- obr. 1, 2 *Indet. sporae*, lok. Malužiná;  
obr. 3, 4 *Microbaculatisporites microtuberosus* Bharadw., lok. Malužiná;  
obr. 5, 6 *Convolutispora* sp., lok. Nižná Boca;  
obr. 7, 8 *Lycospora granulata* Alp., lok. Medvedia dolina.

Tab. XVII

- obr. 1 *Cancellatisporites cancellatus* Dyb. Jach., lok. Medvedia dolina;  
obr. 2, 3 *Laevigatosporites crassus* Peppers, lok. Malužiná;  
obr. 4, 5 *Lycospora torquiter* Pot. et Kr., lok. Malužiná;  
obr. 6, 7 *Verrucososporites* sp., lok. Medvedia dolina.

Tab. XVIII

obr. 1, 2 *Vestispora fenestrata* Kos., lok. Ipoltica;  
obr. 3, 4 *Reticulatisporites rudis* Staplin, lok. Ipoltica;  
obr. 5 *Raistrickia* sp., lok. Ipoltica.

Tab. XIX

obr. 1, 2 *Cordaitina* sp., lok. Nižná Boca.

Tab. XX

obr. 1, 2 *Florinites mediapudens* Alp., lok. Medvedia dolina;  
obr. 3, 4 *Florinites parvus* (Ibr.) S. W. B., lok. Medvedia dolina;  
Obr. 5, 6 *Florinites* cf. *parvus* (Ibr.) S. W. B., lok. Hámre.

Tab. XXI

obr. 1, 2 *Florinites elegans* Wils. et Kos., lok. Medvedia dolina.

Tab. XXII

obr. 1, 2 *Latensina triletus* Alp., lok. Medvedia dol..

Tab. XXII

obr. 1, 2 *Potonieisporites novicus* Bhara dw., lok. Benkovský potok.

Tab. XXIV

obr. 1 *Potonieisporites* sp., lok. Medvedia dolina;  
obr. 2, 3 *Illinites unicus* Kos., lok. Nižná Boca;  
obr. 4 *Pityosporites* sp., lok. Nižná Boca.

Tab. XXV

obr. 1, 2 *Striatodisaccites* sp. 1. lok. Medvedia dol.

Tab. XXVI

obr. 1 *Striatodisaccites* sp. 2., lok. Malužiná;  
obr. 2 *Complexisporites* sp., lok. Malužiná;  
obr. 3 *Striatodisaccites* sp. 3., lok. Malužiná;  
obr. 4 *Plankton* sp. 1., lok. Vernársky potok;  
obr. 5, 6 *Plankton* sp. 2., lok. Vernársky potok;  
obr. 7, 8 *Plankton* sp. 3., lok. Vernársky potok.

Tab. XXVII

obr. 1 *Aumancisporites alperni* Kalibová, lok. Malužiná;  
obr. 2, 3 *Aumancisporites alperni* cf. *maior* Kalibová, lok. Nižná Boca;  
obr. 4, 5 *Aumancisporites* sp., lok. Ipoltica;  
obr. 6, 7 *Gnetaceapollenites* sp., lok. Medvedia dol.;  
obr. 8, 9 *Aumancisporites alperni*, lok. Ipoltica;  
obr. 10 *Aumancisporites* sp., lok. Malužiná.

Tab. XXVIII

obr. 1, 2 *Colluminisporites* sp. 1., lok. Malužiná;  
obr. 3, 4 *Monocolpates* sp., lok. Medvedia dol.;  
obr. 5 *Monocolpates* foto ESM, zv. 1500×, lok. Medvedia dolina;  
obr. 6, 7 *Colluminisporites ovalis* Peppers, lok. Nižná Boca;  
obr. 7, 8 *Hymenosporites multirugosa*, lok. Malužiná.

Tab. XXIX

- obr. 1 *Deunffia* sp. 1 foto ESM č. 339, zv. 3000×, lok. Medvedia dolina ;  
obr. 2 *Deunffia* sp. 1, det. zv. 20000×, č. 339, lok. Medvedia dolina. ;  
obr. 3, 4 *Hystrichosphaeridium* sp. 1., lok. Malužiná ;  
obr. 5, 6 *Hystrichosphaeridium* sp. 2., lok. Vernársky potok.

Tab. XXX

- obr. 1, 2 *Hystrichosphaeridium* sp. 3., lok. Vernársky potok ;  
obr. 3 *Hystrichosphaeridium* sp. 4, foto ESM, zv. 1500×, lok. Vernársky potok ;  
obr. 4 *Hystrichosphaeridium* sp., zv. 5000×, lok. Vernársky potok ;  
obr. 5, 6 *Hystrichosphaeridium*, lok. Vernársky potok.

Tab. XXXI

- obr. 1 *Plankton indet.* sp. 1., lok. Medvedia dolina. ;  
obr. 2 *Hymenozonotriletes* sp., lok. Medvedia dolina. ;  
obr. 3 Časť sekundárneho xylému, lok. Medvedia dolina ;

Tab. XXXII

- obr. 1 *Scolecodonta* lok. Malužiná ;  
obr. 2, 3 *Incertae sedis*, lok. Ipolitica ;  
obr. 4 Spóry húb, lok. Medvedia dolina.

Eva Planderová

### Biostratigraphical valuation of the Carboniferous of the Choč nappe, based on palynology.

#### Summary

From the Nízke Tatry mountains eight localities were palynologically examined with the purpose of biostratigraphical valuation of carbonate sediments from the basement of the melaphyre group. Microflora was obtained from slightly metamorphosed dark schists by solving silicates and by removing graphite coat from spores. I have identified 112 species of 85 genera, 90 % of which are spores and pollen, 10 % marine plankton — mostly *acritarchs* — and unidentified well preserved spores and plankton. In pollen spectra monosaccate pollen were generally predominant, bisaccate were less frequent, only in samples from the locality Malužiná were plentiful monoolete spores mainly of the genera *Laevigatisporites*, *Thymospora* and *Cyclogranisporites*. The stratigraphical valuation is mostly based on biostratigraphical data by A. Bouroz and J. Doubinger (1977) on the Upper Stephanian and Lower Permian. In accordance with these authors we also found predominantly monosaccate pollen of the genera *Florinites*, *Wilsonia* and *Potonieisporites* representing as much as 70 % of all spores and pollen found in sediments of some localities quoted. Basing on this the sediments from three localities are referred to the Stephanian D (Malužiná, Benkovský potok, Medvedia dolina loc. 1, 2). The sediments with trilete and monoolete spores predominant and with 40 % of monosaccate pollen are referred to the Stephanian C (localities Hámre, Ipolitica, Nižná Boca, Medvedia dolina valley loc. 3, 4, 5, 6).

Sediments of that depositional period mostly contain spores of the genera *Calamospora*, *Reticulatisporites*, *Densosporites*, *Cyclogranisporites*, *Vestispora*, *Ahrensispurites* and a high percent of the genus *Punctatisporites*. The oldest autochthonous flora was found at the locality Vernársky potok, namely the Stephanian A—B. The sporepollen assemblages comprise many species from the Westphalian, fading-out

in the Stephanian A—B, like *Torispora securis*, the species of the genus *Radiizonates*, *Densosporites* and *Cristatisporites*. The Stephanian A—B is evidenced by *Spinosporites spinosus*, *Cyclogranisporites* sp., *Reticulatisporites*, *Punctatisporites* and a lower percent of monosaccate pollen of the genus *Florinites*.

Besides autochthonous palynomorphs also microflora resedimented from the Westphalian B—D was found at almost all the localities.

Correlation of our microflora with European, North-American and Russian, shows that in the entire bioprovince the microflora is correlable, only in the Trans-Uralian regions is a certain time shift as regards the occurrence of stratigraphically significant genera, i. e. the Lower-Stephanian flora occurs still in the Lower Permian in that regions (J. S. Faddejeva 1975).

#### Paleoecological valuation of depositional environment in the Stephanian in the Nízke Tatry mountains

When studying macrophytoremaines some paleobotanists found besides fructification devices also pollen and spores in situ. Further data proved their appurtenance to botanic genus and species and nowadays we already know comparatively many species of spores and pollen from the Carboniferous and Permian which may be denoted with the respective botanical terms. The results are summarized by J. Doubinger (1969) who also complemented the data by S. Dybová and A. Jachowicz (1957) quoted at the classification of spores and pollen found in the Carboniferous of our country. The genera found in the Carboniferous of the Nízke Tatry mountains are indicative of the presence of mosses (*Bryopsida*) partly including some species of the genus *Leiotriletes*.

Among *Psilopsides* belong some species of *Punctatisporites* and of *Cyclogranisporites*. Among *Lycopsides*, namely *Lepidophytales* belong *Microsporites* and *Lycospora*. The family *Sigillariaceae* comprise partly *Laevigatosporites* whose another part belong to the *Asterotheca* type of fructification, found by V. Sitár (1973) at the locality Nižná Boca.

Among *Sellaginellales* belong the genera *Cirratiradites*, *Cadiospora*, *Knoxisporites*, *Densosporites*; *Sellaginellites cananbiensis* is a palynological representative of the genus *Densosporites* recorded in situ with the above mentioned species of macroflora.

Some species of the genus *Calamospora* belong among *Equisetales*, some others among *Noeggerathiales* and still others into the family *Calamariaceae*. The class *Pteropsida*, subclass *Filices* comprise species of the genus *Punctatisporites* and some *Cyclogranisporites*.

The *Eusponrangiatae* ferns comprise the species of the genus *Raistrickia* and some spores of the genus *Triquitrites*. *Cycadofilicales* comprise some *Punctatisporites*, *Planisporites*, *Caytoniales* include *Vesicasporites*, *Alisporites*. The class *Coniferopsida* of the order *Ginkgoales* include some species of the genus *Monocolpates*. Among *Cordaitales* are some representatives of the genus *Florinites*; among *Coniferales* belong some spores of the genera *Florinites*, *Illinites*, *Pityosporites*, *Platysaccus*.

Basing upon these data we may try for a reconstruction of the environment and paleoecological conditions in the Carboniferous of the Nízke Tatry. Beginning with the oldest Stephanian sediments from the locality Vernársky potok brook (Stephanian A—B), it is supposed that the depositional environment was marine, with plentiful marine plankton. Abundant trilete species, the genera *Densosporites*, *Torispora*, *Crassosporites* are indicative of a peat-bog, containing the plentiful flora mostly belonging to lycopod woody plants (after J. Doubinger and R. Raucher 1962).

The monosaccate and bisaccate pollen show that there is allochthonous *Walchia*—*Lebachia* flora with initial occurrences of *Cordiales* and *Coniferales* that got to the locality studied from the surrounding hills. According to J. Doubinger and R. Raucher (1962) the two types are characteristic of mountains and plateaus. In that depositional period there might have been favourable conditions for the transport of spores from palustrine areas and the sea was close to dryland. There was perhaps a desalinated sea lagoon.

The depositional environment in the Stephanian C may be characterized on the basis of the following results of investigations. In this depositional period no sea plankton was found at the localities studied. Still we cannot say for sure that it was terrestrial sedimentation. Besides the lack of acritarchs there is

another common feature of the localities illustrative of the period, namely that the flora is impoverished in species in contrast to younger flora of the Stephanian D and older of the Stephanian A—B. At the locality Nižná Boca are plentiful saccate spores and pollen, and at the localities Ipolitica and Medvedia dolina valley — the trilete spores. From the view of paleoecology in the western part the influence of mountain vegetation is predominant. There was also macroflora (V. Sitár in V. Sitár—J. Vozár 1973) and the corresponding microfloristic genus (*Asterotheca* and spores of the genus *Laevigatosporites*).

In the eastern part of the area is quite rich microflora of palustrine vegetation comprising arthropytes, lycopods and ferns.

The Stephanian D is characterized by abundant saccate pollen of mountain origin. They are present throughout the entire Stephanian but in this zone they are represented by more abundant younger cordate flora. At the locality Malužiná — Chorupniansky potok brook are interestingly rich monoete spores, saccate pollen, but the monoete and trilete spores represent 50 % of the entire microflora. As regards quantity and species variableness the percent is close to that in coal basins and represents a typical peat-bog assemblage. Most part of spores and pollen were transported by wind or water to the locality from mountain regions. I therefore presume that on dry land near the locality studied a swamp with hydrophilous fern vegetation formed there. The sea oscillation did possibly prevent quiet deposition of woody pteridophytes, arthropytes and lycopods and the formation of coal. In the Medvedia dolina valley and in the Benkovský potok brook developed typical allochthonous vegetation of gymnosperms with many *Cordaitales* and *Conifereles* and markedly less abundant palustrine vegetation of spermatophytes.

In all samples of the localities in this zone was sea plankton that might had been resedimented in the most part.

The climate was most likely mild subtropical as quoted by W. J. Jongmans (1951) for the whole bioprovince.

#### Explanations of text-figures 1—12

Fig. 1 Map of localities samled for palynological examination (scale: 1:200 000)

⊗ = palynologically examined samples

Fig. 2 Idealized profile of the Late Paleozoic according to J. Vozár (1977)

Fig. 3 Stratigraphical distribution of principal Carboniferous genera of palynomorphs, and their accurrence on sedimentary rocks of the Nízke Tatry mountains

Fig. 4 Abundance diagram of palynomorphs of the localities sampled in the Nízke Tatry Mts.

Fig. 5 Locality Nižná Boca

Fig. 6 Locality Malužiná — Chorupniansky potok

Fig. 7 Locality Benkovský potok

Fig. 8 Locality Medvedia dolina

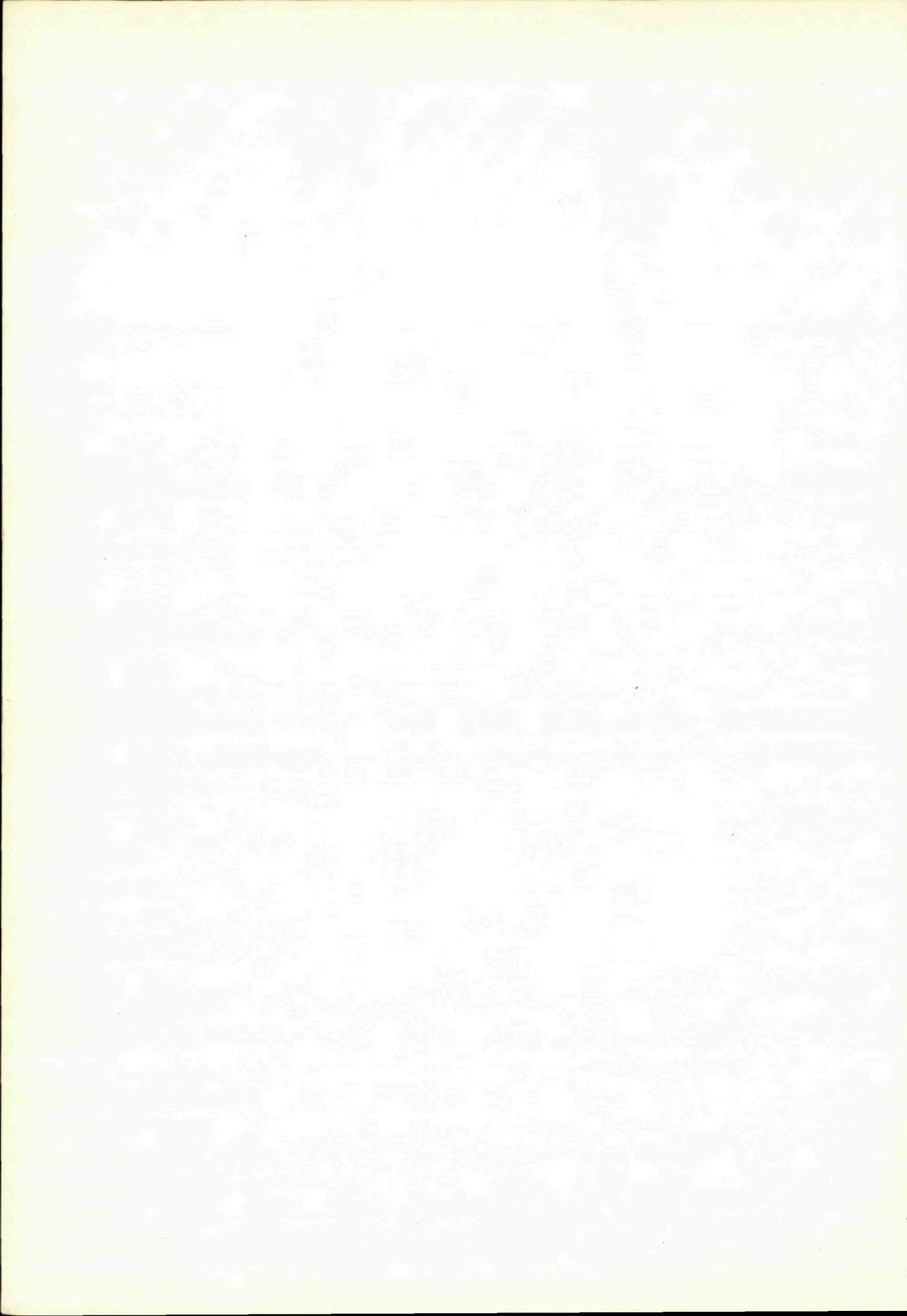
Fig. 9 Locality Ipolitica

Fig. 10 Locality Hájovňa Hámre

Fig. 11 Locality Vernársky potok

Fig. 12 Stratigraphical range of sedimentary rocks of the localities sampled in the Nízke Tatry Mts.

Translated by E. Jassingerová.



Ján Mello

## Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty)

2 obr., 4 fotogr. tab. (XXXIII—XXXVI), anglické resumé

Abstract. Meliata Group in Turna Tectonic Window (the Slovak Karst, West Carpathians). Succession of strata (? Uppermost Permian, Lower-Upper Triassic in age) and geological structure of the Meliata Group in tectonic window under the Silica Nappe have been detected. These slightly metamorphosed strata were till now considered mostly as a normal Carboniferous underlier of the Triassic sequences.

### Úvod

V Slovenskom krase sa na viacerých miestach spod silického príkrovu vynárajú slabometamorfované súvrstvia vo forme tektonických okien alebo polokien, zaraďované v súčasnosti k meliatskej sérii (napr. držkovsko-meliatske, zádielske a turnianske okno, polokno v doline Blatnice, pri Bôrke a i.).

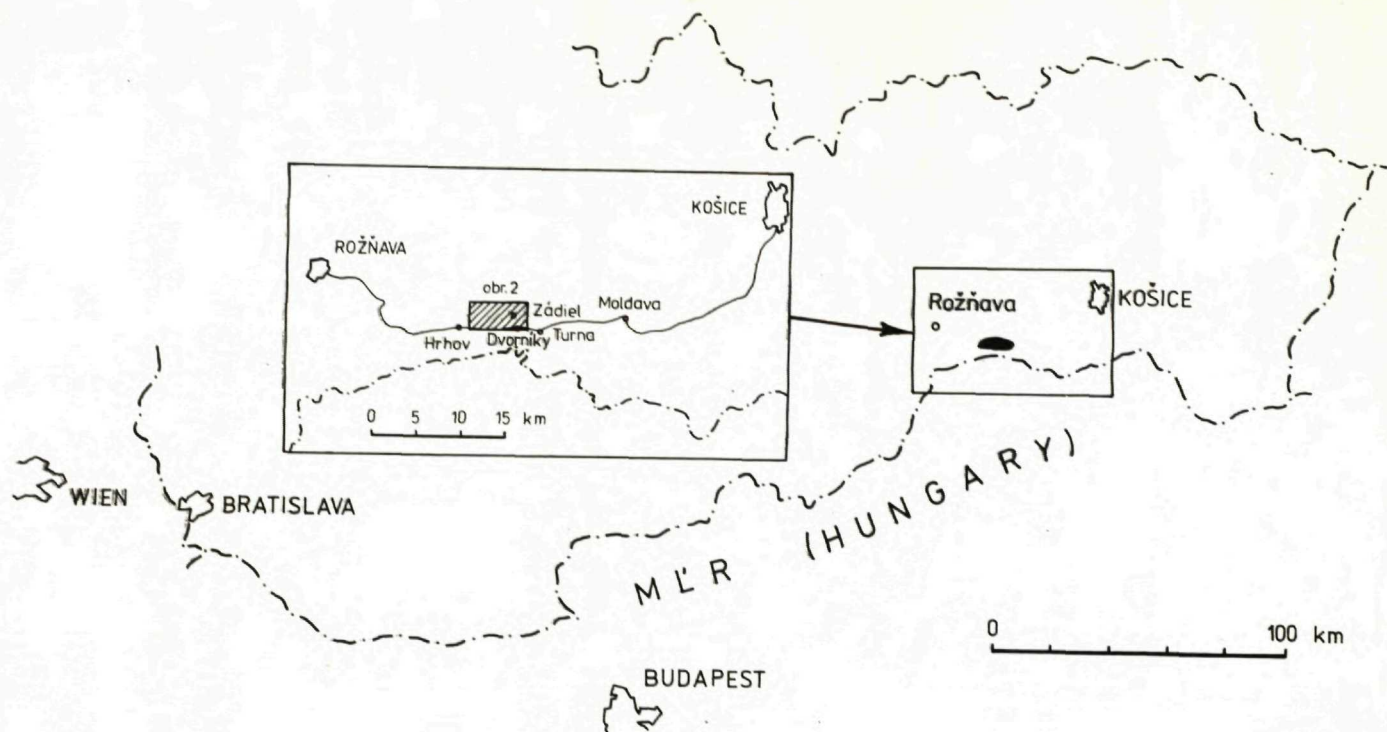
Informácie o geologickej stavbe, litológii a stratigrafii súvrství v týchto oknách a poloknách sú zatiaľ veľmi skromné.

Úplnejšie informácie o meliatskej sérii boli dosiaľ publikované iba z jej typovej lokality v Meliate (H. Kozur—R. Mock 1972a, 1973b, R. Mock in J. Mello a kol. 1975), z ostatných oblastí sa najnovšie informácie nachádzajú iba v rukopisných správach (T. Gregor a kol. 1976, J. Mello a kol. 1976, 1977, P. Reichwalder a kol. 1976).

Cenné údaje o meliatskej sérii sú i v početných starších správach a publikáciách, najmä po úprave v zmysle nových stratigrafických a tektonických poznatkov (D. Andrusov 1953, B. Began 1963, A. Began—L. Snopko 1964, K. Borza 1966, J. Bystrický 1954, 1959, 1962, 1964, J. Bystrický—O. Fusán 1958, J. Bystrický—V. Oravcová 1962, V. Čekalová 1954, J. Janáček 1940, T. Gregor 1974, Ž. Ilavská 1964, J. Kantor 1955, 1975, J. Kantor—M. Maheľ 1954, M. Maheľ 1953, 1954, P. Reichwalder 1969, 1973, I. Varga 1971 a i.).

Jednou z dôležitých oblastí (popri Meliate), kde sa vďaka nálezom konodontov a podrobnému geologickému mapovaniu podarilo určiť celý vrstevný sled meliatskej série od spodného až do vrchného triasu, je turnianske tektonické okno (obr. 1, 2).

Ide o komunikačne ľahko prístupné, pomerne dobre odkryté územie, s relatívne



Obr. 1 Situačný náčrt turnianskeho tektonického okna



málo komplikovanou vnútornou tektonikou a s výraznou morfológiou. Keďže tu možno veľmi názorne ilustrovať superpozíciu silického príkrovu na tektonickej jednotke, ku ktorej patrí meliatska séria, dá sa očakávať, že územie bude v trvalej pozornosti geologickej verejnosti a najmä geologických exkurzií.

### Opis geologickej stavby

Súvrstvia meliatskej série, ktoré patria do tektonického okna, tvoria v Turnianskej kotline medzi obcami Hrhov a Zádielske Dvorníky štyri výrazné pahorky (Kerek, Dlhý, Hradište a Strážne, tab. XXXIII, obr. 1), čiastočne zasahujú i na južné svahy planiny Horný vrch.

Ako vidno z priloženej geologickej mapy a profilov (obr. 2), z meliatskej série sú zastúpené súvrstvia od spodného až po vrchný trias. V podloží sa pravdepodobne nachádzajú permské súvrstvia rožňavsko-železníckej série. Paleontologicky, pomocou konodontov, bol dosiaľ preukázaný iba vek karnických a norických súvrství (J. Mello—R. Mock in J. Mello a kol. 1975, s. 37, R. Mock in J. Mello a kol. 1977). Stratigrafia niektorých ďalších súvrství (najmä aniských dolomitov, svetlých kryštalických vápencov a spodnotriasových súvrství) bola stanovená na základe analógie so susednými jednotkami, oblasťami alebo lokalitami. Stratigrafia ostatných súvrství bola odvodená zo superpozície. Dosť problematickým zostáva zaradenie bridlíc a pieskovcov z jv. úpätia Hradišta (? perm—spodný trias).

Územie turnianskeho tektonického okna v minulosti mapoval J. Janáček (1940). Horniny dnešnej meliatskej série považoval za karbónske (s. 6—8) podobne ako i niekoľko starších autorov pred ním.

V prehľadnej geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria 1:100 000, ktorú zostavili J. Bystrický—O. Fusán—M. Maheľ 1956, ich O. Fusán znázornil ako triasové (!), pričom biele kryštalické vápence a nadložné tmavošedé bridlice (ladin) sú zaradené k rudabánskemu vývoju. Takúto interpretáciu stavby publikoval už predtým O. Fusán (1954, s. 40). Z tejto interpretácie však tektonické závery neboli vyvodené (superpozícia dvoch tektonických jednotiek).

V generálnej mape 1:200 000, list Rimavská Sobota (O. Fusán a kol. 1962) sú horniny z pahorkov opäť podmienene zaradené do karbónu (s. 26).

Geologické mapovanie dosiaľ nebolo doplnené rozsiahlejšími geofyzikálnymi či technickými prácami. Hlbší vrt (G-2, hl. 383,16 m) bol realizovaný iba na južnom úpätí Hradišta (O. Fusán 1956). Súvrstvia meliatskej série okrem toho zasiahli i hydrogeologické vrty IGHP Žilina (J. Šuba 1969) v Hrhove (vrt JHR-4) a v Dvorníkoch (vrt DV-2, 500 m v. od obce).

## Opis súvrství meliatskej série

Všetky súvrstvia, ktoré vystupujú na povrch v turnianskom tektonickom okne boli zaradené do meliatskej série. V jej podloží, tak ako je to znázornené v geologickom reze 1—2 (obr. 2), možno očakávať permské súvrstvia rožňavsko-železničkej série. Tento názor podporuje nález balvanov zlepcov podobných rožňavským — na j. úpätiach Horného vrchu — sv. od Hradišťa.

### ? Perm—spodný trias

#### *Šedé a fialové bridlice (? perm—spodný trias)*

Súvrstvie bolo vymedzené iba na jv. úpäti a na svahoch pahorku Hradište, kde sa v okolí poľnej cesty, vedúcej k chatkám a v miernej depresii, vedúcej takmer až k vrcholu, nachádzajú hojné úlomky šedých, fialových i tmavých grafitických nevápnych a piesčitých bridlíc.

Na základe superpozície bolo súvrstvie, ako najspodnejší odkrytý člen meliatskej série v Turnianskej kotline, zaradené do ? permu—spodného triasu.

#### *Zelené, žlté i fialové bridlice, pieskovce a sliene (spodný trias)*

Výskyt tohto súvrstvia bol zaznamenaný na j. úpätiach dvoch pahorkov v Turnianskej kotline. Prvý je v záreze železničnej trate v podloží dolomitov na j. úpäti Hradišťa, kde vystupujú žlté (navetrané) bridlice a bridličnaté sliene. Druhý sa nachádza na jv. úpäti pahorku k. 238 v Dvorníkoch j. od opusteného lomu vo svetlých kryštalických vápencoch. Sú v nich nevápnité alebo slabovápnité, fialkasté piesčité bridlice a šedé ílovce, silne navetrané, stlačené, so spekularitom v tenkých žilôčkach. Zo súvrstvia je odkryté cca 25 m. V súvrství sa nenašli nijaké fosílie.

#### *Hnedé piesčité vápence (spodný trias)*

Súvrstvie dosahuje značné rozšírenie najmä v oblasti s. od Hradišťa v úbočiach nad Petrovou samotou.

Ide o hnedé, žltohnedé, niekedy i šedé piesčité lavicovité vápence, miestami až vápnité pieskovce, ktoré dosť pripomínajú súvrstvie od Štítника, zaraďované do permu.

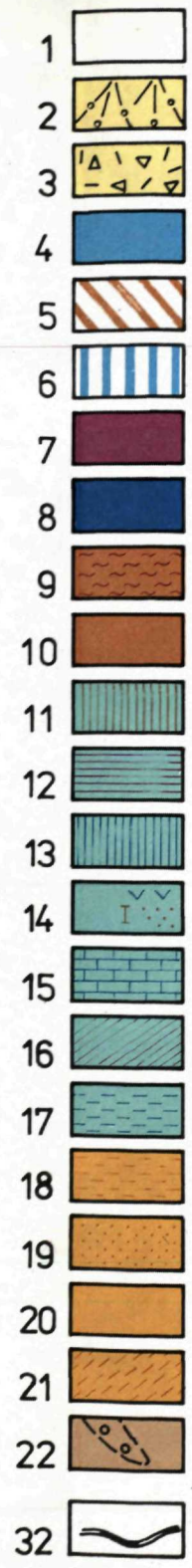
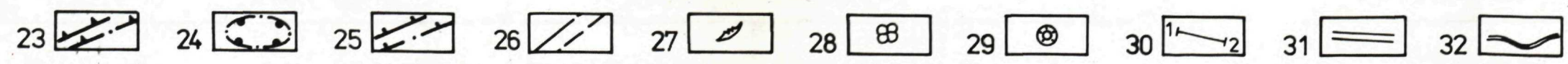
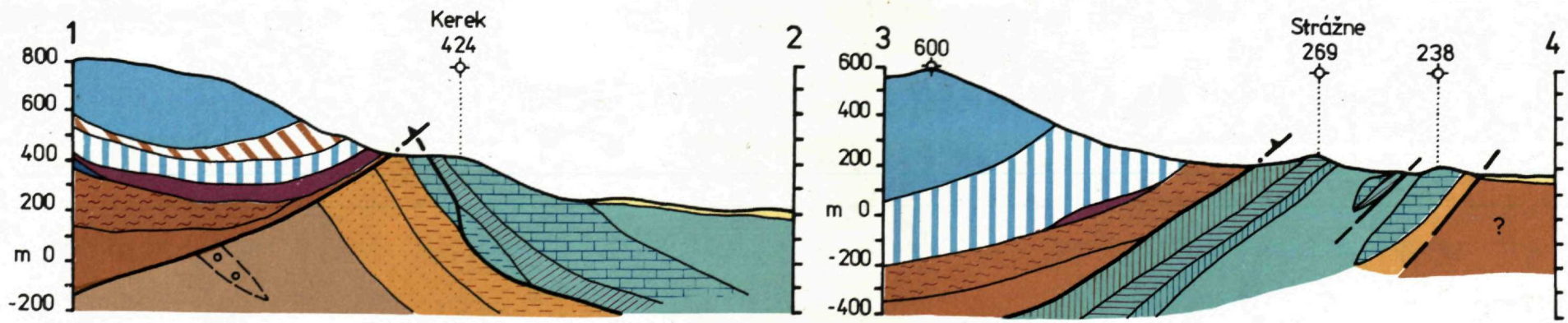
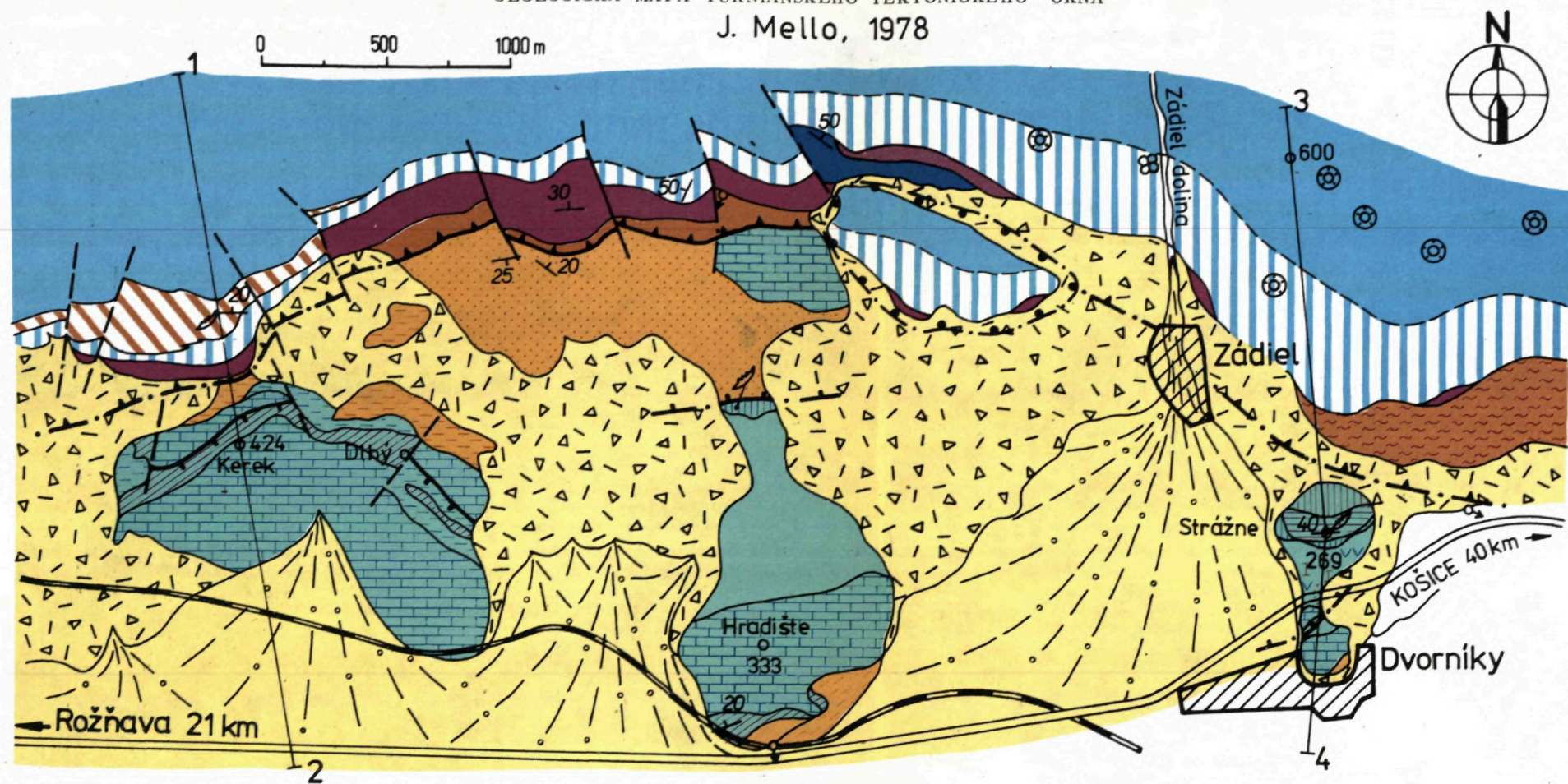
Základnú hmotu tvorí hrubozrnný rekryštalizovaný kalcit, klastickú prímes (u vápencov), resp. zrná (u vápnitých pieskovcov) tvorí kremeň a živce do veľkosti 0,4 mm; sludy sú zastúpené v nepatrnom množstve, alebo vôbec nie. Hnedú farbu súvrstviu dodáva limonit, ktorý zrejme vznikol premenou sideritu alebo ankeritu.

Zo súvrstvia boli odobraté štyri vzorky na konodonty, všetky boli negatívne

# GEOLOGICAL MAP OF TURNA TECTONIC WINDOW

GEOLOGICKÁ MAPA TURNIANSKEHO TEKTONICKÉHO OKNA

J. Mello, 1978

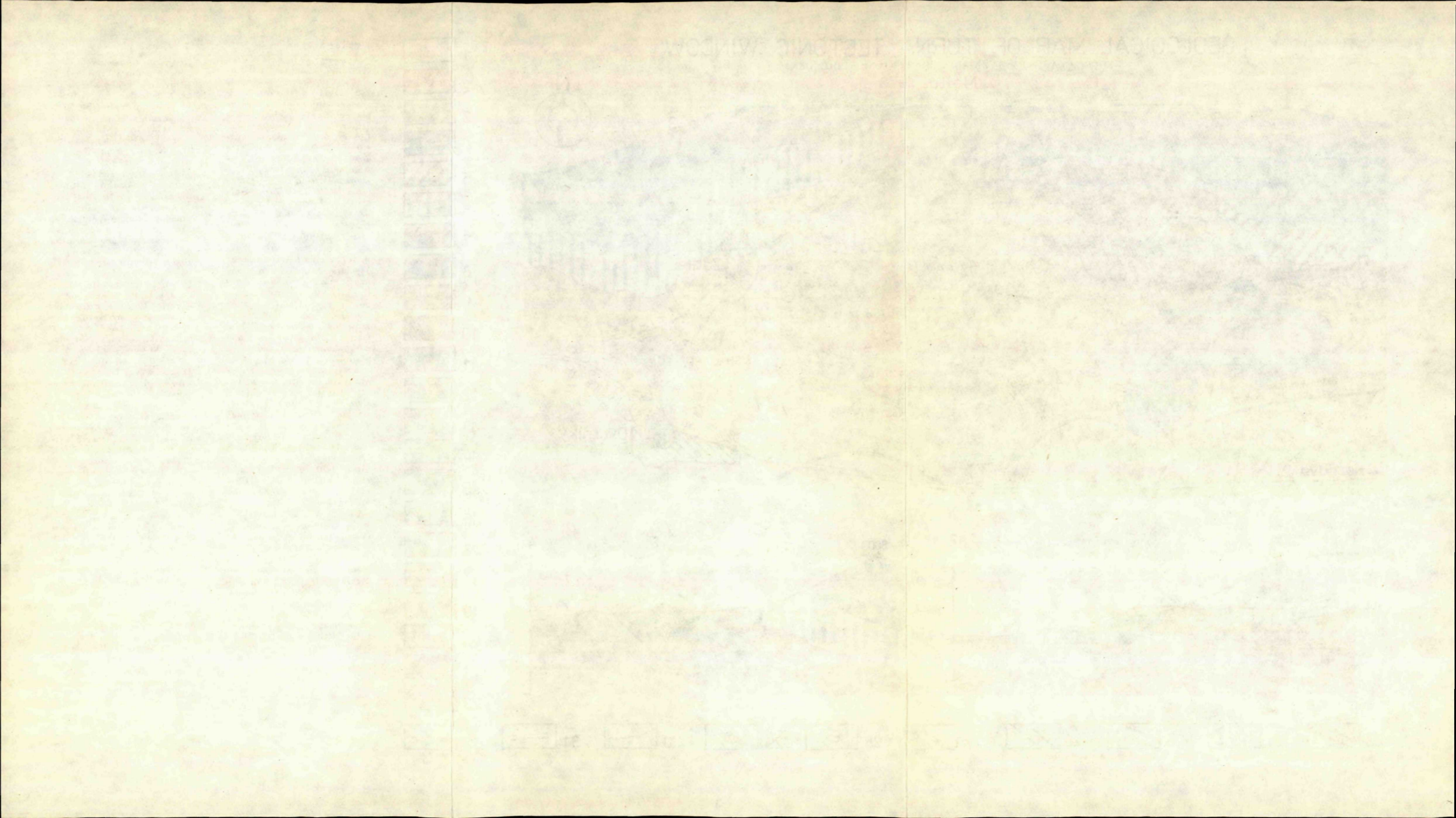


## Explanations

Quaternary sediments (after J.Pristas, simplified): 1—fluvial sediments (Holocene), 2—proluvial sediments (Pleistocene–Holocene), 3—deluvial sediments (Pleistocene); *Silica Nappe*: 4—Wetterstein Limestones (Ladinian–Cordevolian), 5—Nadaska Limestones (Illyrian–Ladinian), 6—Steinalm Limestones (Pelsonian–Illyrian), 7—Gutenstein Dolomites (Lower Anisian), 8—Gutenstein Limestones (Lower Anisian), 9—marly limestones and shales (Scythian, Campilian), 10—variegated sands and shales (Scythian, Seisian); *Meliata Group*: 11—dark shaly limestones and sandy marls (Norian–? Rhaetian), 12—grey cherty limestones (Upper Carnian–Lower Norian), 13—dark platy recrystallized limestones (Middle Carnian), 14—grey, green and dark shales, here and there shales with intercalations of sandstones, silicites, recrystallized limestones and basic tuffs (? Ladinian–Middle Carnian), 15—light coarse-grained limestones (Anisian), 16—grey and yellowish dolomites (Anisian), 17—dark bedded recrystallized limestones (? Anisian), 18—shaly limestones with intercalations of chlorite shales (Lower Triassic), 19—brown sandy limestones (Lower Triassic), 20—green, yellow and violet shales, sandstones and marls (Lower Triassic), 21—grey and violet shales (? Permian–Lower Triassic); *Rožňavsko-železnická séria* (only in geological section): 22—sandstone, conglomerates (Permian), 23—overthrust plane, 24—slided blocks, 25—reverse faults, 26—normal faults, 27—localities with conodonts, 28—foraminiferes, 29—dasycladaceans, 30—line of geological section, 31—highway, 32—railway

## Vysvetlivky

*Kvartérne sedimenty* (zjednodušené podľa J.Pristasa): 1—fluviálne sedimenty (holocén), 2—proluviálne sedimenty (pleistocén–holocén), 3—deluviálne, menej deluviálno-proluviálne sedimenty (nečlenený pleistocén); *Silikový príkrov*: 4—wettersteinské vápence, prevažne rífove (ladin–cordevol), 5—nádašské vápence (ilýr–ladín), 6—steinalmské vápence (pelson–ilýr), 7—gutensteinské dolomity (spodný anis), 8—gutensteinské vápence (spodný anis), 9—slienité vápence a bridlice (skýt, campil), 10—pestré pieskovcovobridličnaté súvrstvie (skýt, seis); *Meliatska séria*: 11—tmavé bridličnaté vápence a piesčité sliene (norik–?rét), 12—sede rohovcove vápence (vrchný karn–spodný norik), 13—tmavé doskovité zrnité vápence (stredný karn), 14—šedé i tmavé bridlice, miestami fylitizované s vložkami pieskovcov, silicítov, zrnitých vápencov a tufov bazických hornín (?ladin–stredný karn), 15—svetlé kryštalické vápence (anis), 16—šedé i žltkavé dolomity (anis), 17—tmavé lavičovitézrnité vápence (?anis), 18—bridličnaté vápence s medzivrstvičkami chloritických bridlíc (spodný trias), 19—hnede piesčité vápence (spodný trias), 20—zelené, žlté i fialové bridlice, pieskovce a sliene (spodný trias), 21—šedé a fialové bridlice (?perm–spodný trias); *Rožňavsko-železnická séria* (len v geologickom reze): 22—pieskovce, zlepenec (perm); 23—plocha príkrovového nasunutia (zistená a predpokladaná zakrytá), 24—gravitačne sklznuté bloky, 25—prešmyky, 26—zlomy, 27—nálezy konodontov, 28—nálezy foraminifer, 29—nálezy dasycladacei, 30—lína geologického rezu, 31—štátna hradska, 32—železnica



(spracoval Dr. R. Mock). Do spodného triasu sme súvrstvie zaradili na základe postavenia vo vrstevnom slede (pod svetlými kryštalickými vápencami) i na základe litologického charakteru. (V geologickej mape 1:200 000, list Rimavská Sobota, bolo súvrstvie tiež zaradené do spodného triasu spoločnou značkou s kampilským súvrstvom dnešného silického príkrovu).

#### *Bridličnaté vápence s medzivrstvičkami chloritických bridlíc (spodný trias)*

Ide o veľmi charakteristické a nápadné súvrstvie, hojne rozšírené tiež v oblasti Jelšavy k Radzimu a od Drnavy k Jasovu. Veľmi pekne je odkryté na sv. okraji Jelšavy v záreze hradskej Jelšava—Štítik.

Hornina je svetlošedá, zelená alebo žltozelená. Striedajú sa v nej laminy alebo hľuzy svetlých kryštalických vápencov s laminami chloritických bridlíc, ktoré sú často detailne zvrásnené. Občas možno v hornine pozorovať i piesčitú prímes.

Vrstvy sú hojne rozšírené v sedlách s. od Kereku a Dlhého. Ich úlomky sa našli i na j. svahoch Horného vrchu v údolí medzi svetlými kryštalickými vápencami a zosunutou kryhou wettersteinských vápencov (s dolomitmi na báze). Vyznačujú sa charakteristickým vyvetrávaním, ktoré je pravdepodobne spôsobené aj prítomnosťou vulkanického materiálu (tab. I, obr. 3). V metamorfovanom stave ho však nemožno jednoznačne identifikovať (tab. XXXIV obr. 1).

Mineralogické zloženie u vzoriek s piesčitou prímesou je veľmi podobné ako u predchádzajúceho súvrstvia, zrná sú však menšie (do 0,2 mm) a na zložení sa vo väčšej miere podieľajú i väčšie hypidiomorfné plagioklasy (tab. XXXIV obr. 2).

Vzorka na konodonty odobratá zo súvrstvia v sedle s. od Dlhého bola negatívna (spracoval Dr. R. Mock).

Vrstvy sme zaradili do spodného triasu na základe postavenia vo vrstevnom slede a na základe porovnania s litologicky podobnými súvrstviami spodného triasu silického príkrovu a pohoria Bükk.

#### Stredný trias

##### *Tmavé lavicovité zrnité vápence (? anis)*

V bazálnych častiach karbonátového komplexu meliatskej série je na viacerých miestach odkryté súvrstvie tmavých doskovitých kryštalických vápencov, ktorých rozšírenie ukazuje úzke priestorové vzťahy so súvrstvom šedých a žltkastých dolomitov. Tak je tomu i na Kereku a Dlhom, kde sa súvrstvie vyskytuje v Turnianskej kotline. Faciálna podobnosť s gutensteinskými dolomitmi a vápencami silického príkrovu, ako i s obdobnými súvrstviami spodného anisu v pohorí Bükk, oprávňuje zaradiť toto súvrstvie do anisu.

Metamorfóza súvrstvia nie je taká výrazná ako napr. v okolí Hačavy, ide

o rekryštalizáciu do drobných kryštálov, miestami so zachovanými reliktnými štruktúrami mikritických vápencov (tab. XXXIV, obr. 3). Hrúbka súvrstvia je 2—40 m.

### *Šedé i žltkasté dolomity (anis)*

Ide o ďalšie veľmi charaktické oporné súvrstvie, ktoré i napriek nedostatkom skamenelín možno zaradiť do (? spodného) anisu na základe analógie so susednými jednotkami (silickým príkrovom, rudabánskou sériou a pohorím Bükk). V spodnom anise boli sedimentačné podmienky vyrovnané a sedimentácia dolomitov prebiehala na rozsiahlej plytkovodnej plošine, iba v pohorí Bükk atakovanej sopečnou činnosťou (ako o tom svedčia napr. profily v údoliach Vadász völgy a Szebesvíz völgy demonštrované prof. K. Baloghom na exkurzii v lete 1977).

Súvrstvie rôznej hrúbky je prítomné vo všetkých štyroch pahorkoch. Je napr. dobre odkryté a ľahko prístupné v záreze železničnej trate na j. úpätí pahorku Hradište alebo v Zádielských Dvorníkoch v jamách na S od cesty na cintorín. Na Kereku a Dlhom je značná časť súvrstvia dolomitov nahradená rauvakmi. Ide tu však zrejme o sekundárny jav — rauvaky vznikli pravdepodobne na tektonickej ploche, oddeľujúcej vyššiu šupinu od nižšej.

Dolomity sú prevažne drobnozrné, majú mozaikovú štruktúru, ale nájdu sa i úplne afanitické.

Metamorfózou takmer nedotknuté tmavošedé dolomity sa našli na pahorku Dlhý (tab. XXXIV obr. 4). Je málo pravdepodobné, že by išlo o malú príkrovovú trosku silického príkrovu; skôr možno konštatovať, že dolomity počas metamorfného pôsobenia azda najmenej zo všetkých súvrství meliatskej série zmenili svoje vlastnosti.

V pahorku nad cintorínom v Zádielských Dvorníkoch boli v dolomitoch zistené uzavreniny charakteristického tvaru (tab. IV. obr. 5). Ide pravdepodobne o pseudomorfózy po mineráloch evaporitového, alebo vulkanického pôvodu.

### *Svetlé kryštalické vápence (anis) — tab. XXXV, obr. 1*

Sú jedným z najcharakteristickejších súvrství meliatskej série a popri tmavých doskovitých vápencoch karnu tiež jediným súvrstvím z mapovaného územia, ktoré je priamo korelovateľné so súvrstviami na typovej lokalite v Meliate.

Vytvárajú morfológicky nápadné vyvýšeniny a bradlá. Sú svetlé až biele, nevrstevnaté, na povrchu skrasovatené, hrubokryštalické, a ako ukazujú chemické analýzy, i vysoko čisté.

Na základe postavenia vo vrstevnom slede, datovania nadložných červených lavicovitých vápencov v Meliate ako pelsónskych (ústne oznámenie R. Mocka), ako i na základe korelácie so svetlými aniskými „Fehérkö“ vápencami z pohoria Bükk (K. Balogh 1951) sme ich zaradili do anisu.

## Stredný—vrchný trias

*Šedé, zelené i tmavé bridlice, miestami fylitizované s vložkami pieskovcov, silicitov, zrnitých vápencov a tufov bazických hornín (? ladin—stredný karn).*

Súvrstvie bolo zmapované v pahorkoch Hradište a Strážne. Na Hradišti je súvrstvie pomerne hrubé (300—350 m), prevládajú v ňom zelenošedé bridlice s hnedými škvrnami (tab. XXXV obr. 2), miestami, hlavne v spodných častiach, sú značne piesčité. Možno v nich nájsť i polohy zelenošedých silicitov.

V pahorku Strážne je hrúbka súvrstvia okolo 150 m (tvorí depresiu, ktorou prechádza štátna hradská Rožňava—Košice) a jeho zloženie je pestrejšie. Bridlice sú viac fylitizované, pieskovce, miestami až křvarcity (tab. XXXV obr. 3) sú hojnejšie (v poli a vo vinohrade tvoria mierne elevácie). Vulkanické tufy (tab. XXXV obr. 4) sa v profile (iba s nehojnými odkryvmi) nachádzajú niekoľkokrát. Ojedinele sa v súvrství nájdu i šošovky hnedastých kryštálických piesčitých vápencov.

V kvarcite so šmuhami sericitu a karbonátov sa vo výbruse našiel prierez zvyšku organizmu, ktorý sa doteraz nepodarilo bližšie určiť (akritarcha?, rádiolária?, tab. XXXV, obr. 4).

Súvrstvie sme predbežne na základe superpozície zaradili do ?ladinu—stredného karnu, leží v nadloží svetlých kryštálických vápencov a v podloží tmavých lavicovitých vápencov stredného karnu (vek doložený nálezom konodonta). Predbežne preto, lebo nemožno vylúčiť, že neprítomnosť ladinských súvrství, podobného charakteru ako v Meliate, bola spôsobená tektonicky.

## Vrchný trias

### *Tmavé doskovité zrnité vápence (stredný karn)*

Vo dvoch pahorkoch, na južnom úpätí vrcholového brala výšinky Strážne a s. od Hradišta vo výškovej úrovni samoty Pétermező vo výmoľoch v okolí poľnej cesty sa v nadloží prv opísaného súvrstvia nachádzajú hojné úlomky tmavých doskovitých kryštálických (zrnitých) vápencov (tab. XXXVI obr. 1). Súvrstvie, ako možno vidieť na Strážnom, nedosahuje veľkú hrúbku (max. 5—15 m).

Zo vzorky HR-249 odobratej z výmoľov v okolí poľnej cesty 500 m v. od samoty Pétermező vyextrahoval a určil R. Mock jeden exemplár konodonta *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef., ktorý poukazuje na karnský vek súvrstvia. Tento sme podľa superpozície bližšie upresnili na strednokarnský (J. Mello a kol. 1977).

### *Šedé rohovcové vápence (vrchný karn—spodný norik)*

Vrcholovú časť pahorku Strážne vo vinohrade JRD budujú lavicovité šedé (tab. XXXII obr. 2) a západnú časť pahorku svetlejšie nevrstevnaté vápence; v oboch

případoch sú rohovcové a silno metamorfované (rekryštalizované, tab. XXXVI obr. 2). Hrúbka súvrstvia je približne 40 m.

Zo vzoriek z tejto lokality boli už dávnejšie (J. Mello—R. Mock in J. Mello a kol. 1975, s. 37) získané konodonty, na základe ktorých bol predbežne určený karnický vek súvrstvia.

Po ďalších výskumoch v spolupráci s R. Mockom bolo možné stratifikáciu upresniť (J. Mello a kol. 1977, s. 36). Šedé rohovcové vápence z vrcholu obsahujú masove formy *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef. a *Gondolella* n. sp. Svetlé rohovcové vápence zo západnej časti pahorku obsahujú *Metapolygnathus spatulatus* Hayashi a *M. posterus* Hayashi. Tieto určujú spodnorický vek súvrstvia. Rohovcové vápence z vrcholu budú teda mať vrchnokarnský vek.

#### *Tmavé bridličnaté vápence a piesčité slieňe (norik—?rét)*

Na severných svahoch pahorku Strážne v nadloží vrchnokarnsko-spodnonorického súvrstvia rohovcových vápencov (na lúčine, ale najmä vo vinohrade pod ňou) sa nachádzajú hojné úlomky tmavých bridličnatých vápencov a piesčitých slieňov, ktoré zatiaľ neboli bližšie skúmané.

Keďže ide o priame nadložie k severu upadajúcich rohovcových vápencov, je pravdepodobné, že je to najmladší dosiaľ známy vrstevný člen meliatskej série v Turnianskej kotline veku stredný—vrchný norik a azda i rét.

#### **Korelácia so susednými územiami a jednotkami**

Porovnanie vrstevných sledov z tektonického okna (obr. 2) s vrstevnými sledmi v susedných oblastiach je zatiaľ dosť obtiažne, pretože tieto, s výnimkou silického príkrovu, typovej lokality meliatskej série v Meliate, niektorých oblastí Rudabánskeho pohoria a pohoria Bükk, neboli dosiaľ dostatočne presne stanovené.

Pri porovnaní so silickým príkrovom sa zreteľne ukazuje, že ide o inú tektonickú i paleogeografickú jednotku. Svedčí o tom odlišný tektonický štýl, metamorfné postihnutie, odlišná litostratigrafická náplň (hoci v istých horizontoch možno nájsť litologicky príbuzné členy) a nakoniec i zastúpenie konodontovej fauny odlišnej faunistickej provincie (H. Kozur—R. Mock 1973 a, 1973 b, H. Kozur 1973, H. Kozur—R. Mock 1977).

Pri porovnaní s typovou lokalitou v Meliate nájdeme, ako už bolo spomenuté, viaceré zhodné prvky (svetlé kryštalické vápence, karnské zrnité vápence a súvrstvie bridlic). Nikde v Turnianskej kotline sa však nenašlo charakteristické súvrstvie červených vápencov pelsónskeho veku, súvrstvie pestrých kremitých sedimentov prevážne červenkastej farby s červenými hľuznatými rohovcovými vápencami, šedými hľuznatými i lavicovitými vápencami a rádiolaritmi v nadloží (porovnaj opis typovej lokality v Meliate — R. Mock in J. Mello a kol. 1975, s. 40—42). Je dosť



možné, ako už bolo spomenuté, že chýbanie týchto, alebo litologicky príbuzných súvrství, je tu zapríčinené tektonicky. V bazálnej časti bridličnato-piesčitého súvrstvia v chrbte s. od Hradišťa sa vyskytujú polohy zelenkavých silicítov, podobne ako v Meliate, kde majú spodnokarnský vek. Ak však ide o normálny vrstevný sled, potom je oproti Meliate značný rozdiel (v Meliate je súvrstvie bridlíc s vložkami pieskovcov, veku spodný až stredný karn, v Turnianskej kotline by súvrstvie začínalo snáď už od bázy ladinu; odpoveď na túto otázku možno už v krátkej dobe poskytnú palinológia (zo súvrstvia sme získali pozitívne vzorky, ktoré spracováva E. Plánderová; porovnaj tiež tab. XXXVI obr. 4).

Odlíšnosti medzi oblasťou Meliaty a Turnianskou kotlinou sú i v podloží svetlých kryštálických vápencov. V oblasti Meliaty sa nenašli tmavé vápence a žltkasté dolomity (žltkasté celistvé dolomity sa však zistili neďaleko vrtovej štôlky SBG-4 v Licinčiach — I. Varga 1971). Pod súvrstvím sivých a zelených bridlíc s vložkami doskovitých vápencov (spodný trias) sa nenašlo súvrstvie vápnených pieskovcov, ale súvrstvie tmavých bridlíc s polohami sadrovcov a anhydritov (porovnaj J. Bystrický—V. Oravcová 1962). Pre obe oblasti, najmä v porovnaní so severnejšími oblasťami (napr. okolie Hačavy a Bôrky) ale i južnejšími (pohorie Bükk a čiastočne Rudabánske pohorie) je nápadné pomerne chudobné zastúpenie produktov sopečnej činnosti.

Pri porovnávaní s Rudabánskym pohorím možno nájsť množstvo zhodných prvkov (spodnoaniské vápence a dolomity, aniské svetlé vápence, ladinsko-karnské bridlice, norické rohovcové vápence). Ako sa však ukazuje, tieto v Rudabánskom pohorí patria rôznym tektonickým jednotkám (J. Mello—R. Mock 1977, K. Balogh—S. Kovács ústne oznámenie 1977).

V Rudabánskom pohorí sú, podobne ako v Meliate (na rozdiel od Turnianskej kotliny) zastúpené pelagické fácie vrchnoanisko-ladinského veku (žarnovské a reiflinské vápence).

Pri porovnaní s pohorím Bükk (K. Balogh 1951, 1964, 1974, H. Kozur—R. Mock 1977) možno nájsť opäť množstvo zhodných prvkov, ale i nápadných odlišností (z nich je najmarkantnejšie už spomenuté chýbanie významnejších produktov sopečnej činnosti v Turnianskej kotline a neprítomnosť stredotriasových pelagických facií).

Porovnanie so severnejšími oblasťami (Bôrka, Hačava, Šugov) je zatiaľ pre zložitú šupinovitú stavbu a vyššiu metamorfózu v tejto oblasti dosť obťažné. Rovnako ako v Turnianskej kotline v nej však možno nájsť najpravdepodobnejšie spodnotriasové súvrstvie bridličnatých vápencov s medzivrstvičkami chloritických bridlíc (Šugovská dolina pri najvyššom jazere a i.), šedých dolomitov, tmavých kryštálických vápencov a svetlých kryštálických vápencov (Hačava, Šugov). Na rozdiel od Turnianskej kotliny sú mohutne zastúpené produkty bázičného vulkanizmu, dnes zmenené na glaukofanity (P. Reichwalder 1970, 1973). Hojne zastúpené sú aj tmavé bridlice, medzi nimi azda aj ?ladinsko-karnské. Vo vyššej časti karnu opäť nastupovala karbonátová sedimentácia. Svedčí o tom nález konodontov z doskovitých vápencov

s vulkanickým materiálom od školy v Hačave (L. Gaal—J. Mello—P. Reichwalder—R. Mock in J. Mello a kol. 1977, s. 34). Mladšie súvrstvia zatiaľ neboli identifikované.

Šupinovitá stavba, metamorfne postihnutie súvrství a odlišné vrstevné sledy v jednotlivých oblastiach a lokalitách neumožňujú za terajšieho stavu poznatkov ešte detailnú koreláciu, príp. definitívne vymedzenie formálnych litostratigrafických a tektonických jednotiek. Dosiaľ boli permské a mezozoické súvrstvia z tektonického podložia silického príkrovu v oblasti Slovenského krasu zaradené už k rôznym jednotkám, z ktorých niektoré ešte neboli ani presne definované (rozňavsko-železnická séria, meliatska séria, rudabánska séria, jelšavská formácia, hačavská formácia, juhogemeridná obalová jednotka, bukovikum a i. — M. Mahel 1975, J. Mello in J. Gregor et al. 1976, P. Reichwalder in P. Reichwalder et al. 1976, J. Mello in J. Mello et al. 1976, J. Mello—P. Reichwalder in J. Mello a kol. 1977, J. Mello—M. Polák 1978).

Ako opodstatnené a užitočné sa ukázali termíny z kategórie litostratigrafických jednotiek — „rozňavsko-železnická“, „meliatska“ a „rudabánska“ séria. Podrobnejšie členenie pri nedostatku vhodných kritérií je za dnešného stavu poznatkov predčasné.

O tom, či meliatska séria patrí k tektonickej jednotke gemerika alebo bukovika sensu J. Mello in J. Mello—M. Polák (1978) bude možné rozhodnúť až po ďalších detailných výskumoch za pomoci hlbokých vrtovej. Príslušnosť k peniniku (B. Leško—A. Kullmanova—M. Mořkovský 1977) je nepravdepodobná, pretože trias meliatskej série má omnoho väčšiu afinitu k eugeosynklinálnemu triasu pohoria Bükk, dinaríd a Južných Álp.

## Záver

1. V Turnianskej kotline bol pri podrobnom geologickom mapovaní za pomoci nálezov konodontov rozlíšený vrstevný sled meliatskej série od vrchného permu až do vrchného triasu.

2. Keďže tieto súvrstvia sa vynárajú spod odlišných triasových súvrství silického príkrovu, definitívne bola preukázaná existencia (turnianskeho) tektonického okna.

3. O tom, či meliatska séria patrí k tektonickej jednotke gemerika alebo bukovika zatiaľ nie je možné jednoznačne rozhodnúť.

4. Pre meliatsku sériu v turnianskom tektonickom okne, podobne ako pre meliatsku sériu v jej typovej oblasti je nápadné, v porovnaní so susednými „vnútro-západokarpatskými“ (sensu H. Kozur—R. Mock 1977) oblasťami, chudobné zastúpenie produktov sopečnej činnosti.

5. Pri porovnaní so susednými oblasťami, ako i typovou lokalitou v Meliate, je ďalej nápadné chýbanie stredotriasových pelagických karbonátov.

Do tlače doporučil J. Bystrický.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. stav. IV. 1—2, Bratislava, 111—136.
- BEGAN, A. 1963: Ročná správa o geologickom výskume medzi Držkvcami, Rákošom a Rybnikom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—11.
- BEGAN, A.—SNOPKO, L. 1964: Geologický výskum paleozoika a mezozoika v okolí Lúčka—Bôrka. Správy o geol. výsk. v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 50—51.
- BALOGH, K. 1951: Hámor környékének triász rétegei. (Les couches triassiques des environs de Hámor). Földt. Közl., 81, Budapest, 131—136.
- BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk—Gebirges. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 48, 1964, 2, Budapest, 243—719.
- BALOGH, K. 1974: Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn, Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe Erdwiss. Komiss., 2, Wien, New York, 41—43.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. (Lithologisch-petrographische Studien der Meliata-Serie). Geolog. Práce, Správy, 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93—98.
- BYSTRICKÝ, J. 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy (Die geologischen Verhältnisse der Gegend südlich von Jelšava). Geol. Zborn. 1—4, SAV, Bratislava, 122—140.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série“). Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. in O. Fusán a kol. 1962: Meliatska séria. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava, 32—36.
- BYSTRICKÝ, 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. geol. Bratislava, 1—204.
- BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O.—MAHEL, M. 1956: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v M 1:100 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1958: O novej sérii Slovenského krasu s ložiskami síranov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 307 Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J.—ORAVCOVÁ, V. 1962: Záverečná správa Strelnice Bohúňovo. Geofond, 11 540, Bratislava.
- ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48—49.
- FUSÁN, O. 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—40.
- FUSÁN, O. 1956: Záverečná správa za rok 1955 Spišsko-gemerské rudohorie — paleozoikum. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra AP 1932, Bratislava.
- FUSÁN, O. a kol. 1962: Vysvetlivky k listu Rimavská Sobota 1:200 000. Geofond, Bratislava.
- GREGOR, T. 1974: Poznámky ku geologickej stavbe južnej a juhozápadnej časti gemerid. Mineralia Slovaca, 6, 1, 1974, Spiš. Nová Ves, 55—61.
- GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Jelšava 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 5702, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: K otázke veku meliatskej série. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—32.
- JANÁČEK, J. 1940: Geologická studie Turňanské kotliny. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II, mat.—přír. 50, 19, Praha, 1—31.
- KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. Práce, Správy, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 77—99.
- KANTOR, J. 1975: Distribution of Sulphur Isotopes in Evaporites of the Meliata Formation near Strelnice in the Slovakian Karst. Proc. X<sup>th</sup> Congr. CBGA (IV. sect.), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1973, 104—120.

- KANTOR, J.—MAHEL, M. 1954: Hematitové ložisko pri Držkoviach. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H. 1973: Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. Geol. Paläont. Mitt. 3,8, Innsbruck, 1—41.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Pal. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1—14.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zborn. Geological carpath, 24, 2, Bratislava, 365—374.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1977: Conodonts and Holoturian Sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). Acta mineral.-Petrograph. 23, 1, Szeged, 109—126.
- LEŠKO, B.—KULLMANOVÁ, A.—MOŘKOVSKÝ, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? (Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia?). Mineralia Slovaca, 9, 3. Alfa, Bratislava, 221—233.
- MAHEL, M. 1953: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišskogemerského rudohoria — poznámky k územiu jv. od Železníka. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—53.
- MAHEL, M. 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Stratigrafie und tektonische Verhältnisse des Paläozoikum der westlichen Gemeriden. Geol. zborn. Slov. Akad. Vied, 1—4, Bratislava, 146—183.
- MAHEL, M. 1975: Postavenie gemerika. Position of the gemeric. Mineralia slovaca, 7, 3, Spiš. Nová Ves, 33—52.
- MELLO, J.—MOCK, R. 1977: Nové poznatky o triase čs. časti Rudabánskeho pohoria. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—20.
- MELLO, J.—POLÁK, M. 1978: Facial and Paleogeographical Outline of the West Carpathians Middle Triassic (Illyrian — Langobardian). Zborn. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—315.
- MELLO, J. a kol. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej Hory. Sprievodca k exkurzii B. — Gemic and adjacent Čierna Hora Mts. uppermost Paleozoic and Mesozoic. Mineralia slovaca, 7, 4, Spišská Nová Ves, 29—63.
- MELLO, J. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list Kameňany. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. a kol. 1977: Vysvetlivky k listom Hrhov a Hostovce. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spiško-gemerského rudohoria (Kandidátska dizertačná práca), Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—165.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spiško-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—139.
- REICHWALDER, P. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list Nižný Medzev. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠUBA, J. 1969: Slovenský kras a Turnianska kotlina. Orientačná správa oblasti Turnianskej kotliny. Geofond, č. 21 083, Bratislava.
- VARGA, I. 1971: Záverečná správa SGR — juh VP. Geofond č. 29 718, Bratislava.

## Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

### Tabuľka XXXIII

Obr. Pohľad na pahorky Kerek a Dlhý vz. časti turnianskeho tektonického okna, budované spodnotriasovými a strednotriasovými súvrstviami meliatskej série. V pozadí planina Horný vrch, budovaná spodnotriasovými a strednotriasovými súvrstviami silického príkrova.

Obr. 2. Lavicovité šedé, rohovcové vápence (vrchný karn). Vrchol pahorku Strážne pri Zádielských Dvorníkoch.

Obr. 3 Charakteristické vyvetrávanie súvrstvia bridličnatých vápencov s medzivrstvičkami chloritických bridlíc (spodný trias), ktoré spôsobuje pravdepodobne prítomnosť vulkanického materiálu. Sedlo s. od Kereku, 1:1.

### Tabuľka XXXIV

Obr. 1 piesčité vápence so šmuhami chloritických bridlíc (? pôvodne vulkanický materiál). Sedlo s. od Kereku, HR-133/A, zv. 5×.

Obr. 2 Rekryštalizovaný piesčité vápence (spodný trias). Okrem drobných zŕn klastického kremeňa sú prítomné i väčšie hypidiomorfné plagioklas a chlority (? vulkanická primes), roľka na z. úpätí Kereku, balvan HR—127/B, 52-34, zv. 32×.

Obr. 3 Čiastočne rekryštalizovaný mikrit (dismikrit) s reliktni pôvodnej štruktúry, tmavý lavicovitý vápence (? anis), pahorok Dlhý, HR-154, 51-899, zv. 12×.

Obr. 4 Peletovo-šmuhová štruktúra šedých dolomitov anisu, pahorok Dlhý, HR-156, 51-900, zv. 12×.

### Tabuľka XXXV

Obr. 1 Hrubokryštalická štruktúra svetlého kryštalického vápence (anis), Zádielske Dvorníky, HR-44, 51-889, zv. 18×.

Obr. 2 Blastopsamitická štruktúra „bridlice“ meliatskej série. Chrbát s. od Hradišťa, HR-210, zv. 17×.

Obr. 3 Kvarcit so šmuhami sericitu a karbonátov (? ladin—stredný karn), Zádielske Dvorníky, HR-301/B, 51—927, zv. 8×.

Obr. 4 Bázický vulkanický tuf (? ladin—stredný karn.). Zádielske Dvorníky, HR—303, 51—929, zv. 18×.

### Tabuľka XXXVI

Obr. 1 Hrubokryštalická štruktúra tmavého vápence karnu s fantómami pôvodnej štruktúry. Južné úpätie vrcholového brala výšinky Strážne. HR—302, 51—928, zv. 18×.

Obr. 2 Silno prekremený rohovcový vápence (rozhranie rohovca s čistejším vápencom), Strážne, vrchol, HR—46/B, 52—08, zv. 5×.

Obr. 3 Rekryštalizovaný slienitý vápence (vrchný norik—? réť), s. svah pahorku Strážne, HR—308, 51—932, zv. 12×.

Obr. 4 Prierez zvyšku zatiaľ bližšie neidentifikovaného organizmu (akritarcha?, rádiolária?) v kvarcite so šmuhami sericitu (? ladin—karn), lokalita a výbrus ako obr. 3, Tab. XXXV, zv. 80×.

Obr. 5 Dost' hojne sa vyskytujúca uzavrenina charakteristického tvaru (so zúženým „hrdlom“). Žltkastý dolomit (anis). Pahorok nad cintorínom, Zádielske Dvorníky, HR—45, 51—890, zv. 12×.

Foto: J. Mello (nikoly II), okrem obr. 1 Tab. XXXIII (J. Pristaš) a obr. 3, Tab. XXXIII (C. Michalíková).

## Meliata Group in Turna Tectonic Window (the Slovak Karst, West Carpathians)

### Summary of the Slovak text

Slightly metamorphosed series of Triassic strata, filed recently to the Meliata Group, crop out on several places from beneath Silica nappe in form of tectonic windows, or semi-windows (e. g. Držkovce—Meliata, Zádiel, Turna windows, Blatnica and Bôrka semi-windows a. o.).

Present paper is devoted to the Meliata group in Turna tectonic window. The area of the window is relatively good outcropped and easy attainable. Superposition of the Silica nappe on a tectonic unit to which belongs Meliata group is illustrated here in a very telling manner (Plate XXXIII Fig. 1).

Sequences of the Meliata Group belonging to the tectonic window form in Turna valley four small hills (Kerek, Dlhý, Hradište and Strážne) between villages Hrhov and Zádielske Dvorníky. They encroach partly also on the south slopes of the Horný Vrch Karst plateau (Fig. 1, 2, Plate XXXIII Fig. 1).

From the Meliata Group Lower to Upper Triassic strata are here represented. Lowermost outcropped member of grey and violet shales is possibly partly Permian in age. Perhaps Permian sequences of Rožňava—Železník Group are under the Meliata Group, as demonstrated in cross section 1—2 (Fig. 2).

Only age of Carnian and Norian sequences of strata have been proved till now paleontologically, by means of conodonts (J. Mello—R. Mock in J. Mello a kol. 1975, p. 37, R. Mock in J. Mello a kol. 1977). Stratigraphy of some other formations (mainly of the Anisian dolomites, light recrystallized limestones and Lower Triassic sequences) was established on the base of analogy to adjacent units, areas or localities. Stratigraphy of further formations was deduced from superposition.

To precisising of stratigraphy will perhaps contribute in a short time also palinology, as from shales north from Hradište positive samples have been extracted (elaborates Dr. E. Planderová).

Sequences of the today's Meliata Group were predominantly in the past considered as Carboniferous in age (J. Janáček 1940, O. Fusán a kol. 1962). Some authors (O. Fusán 1954, O. Fusán in J. Bystrický—O. Fusán—M. Maheľ 1956) held them even for Triassic, but having no evidence, had not deduced tectonic conclusions (superposition of two tectonic units).

Lower Triassic of the Meliata Group in Turna tectonic window represent:

(21) grey and violet shales (their sedimentation started possibly in Permian time), (20) green, yellow and violet shales, sandstones and marls, (19) brown sandy limestones, (18) shaly limestones with intercalations of chlorite shales.

Most widespread and characteristic are sequences (18) and (19). Similarly as others sequences are slightly metamorphosed — limestones are recrystallized and volcanic tuffs are changed into chlorite slates. In spite of dissolving of large quantities of samples no conodonts were obtained from the strata.

Middle Triassic interval represent: (17) dark bedded recrystallized limestones (? Anisian), (16) Grey and yellowish dolomites (Anisian), (15) light coarse-grained limestones (Anisian). With the sequence of (14) grey, green and dark shales, here and there slates with intercalations of sandstones, silicites, recrystallized limestones and basic tuffs, overlying light coarse grained limestones, is not clear so far, if starts in Ladinian, or Ladinian part which in accordance with other areas ought to be represented with pelagic carbonates, is missing here tectonically. Sequence reaches into underlier of Middle Carnian dark platy recrystallized limestones (13).

Upper Triassic represent besides Upper Carnian — Lower Noriang grey cherty limestones (12) and overlying Norian — ? Rhaetian dark shaly limestones and sandy marls (11).

Comparison of Meliata Group sequences from Turna tectonic window with those in adjacent areas and/or units (mainly with type locality in Meliata, with more northern outcrops of Meliata Group in vicinity of Bôrka and Hačava, with Rudabanya and Bükk Mountains and with Silica nappe as well) reveals many common features, but also many diversities.

When comparing with Silica nappe, it is distinctly evident, that these are different tectonic and paleogeographical units. Evidence for it gives different tectonic style, metamorphic affection, different lithostratigraphic contents (though in some horizons lithological affinity can be found) and at last even representation of conodonts from different faunistic provinces (H. Kozur—R. Mock 1973a, 1973b, H. Kozur 1973, H. Kozur—R. Mock 1977).

Much more identity and/or affinity can be found when comparing with other above mentioned units and areas of „Intra—West—Carpathian Unit“ (sensu H. Kozur—R. Mock 1977, p. 21).

Great differences yet exist even here. Most striking for the Meliata Group in Turna tectonic window, as after all for the Meliata Group in its type locality, is very poor representation of volcanic activity products, chiefly in comparison with the Bükk Mountains (K. Balogh 1951, 1964, 1973, H. Kozur—R. Mock 1977), Rudabanya Mountains (K. Balogh—G. Pantó 1952) and vicinity of Hačava (P. Reichwalder 1969, 1973). Besides, as mentioned above, in Turna tectonic window representation of Middle Triassic pelagic carbonates had not been stated.

Translated by the author.

#### Explanation of plates XXXIII—XXXVI

##### Plate XXXIII

Fig. 1 View to the hills Kerek and Dlhý in the western part of Turna tectonic window, built up of Lower and Middle Triassic strata of the Meliata Group. In the background karst plateau Horný vrch composed of Lower and Middle Triassic sequences of the Silica Nappe.

Fig. 2 Bedded grey cherty limestones (Upper Carnian). Tophill of Strážne near Zádielske Dvorníky.

Fig. 3 Characteristic weathering of shaly limestones with intercalations of chloritic slates (Lower Triassic), probably due to presence of volcanic material. Saddle north from Kerek hill, 1:1.

##### Plate XXXIV

Fig. 1 Sandy limestone with smudges of chlorite slates (? originally volcanic material), saddle north from Kerek hill, HR-133/A,  $\times 5$ .

Fig. 2 Recrystallized sandy limestone (Lower Triassic). Besides of tiny grains of clastic quartz also larger subhedral plagioclase and chlorite (? volcanic admixture) are present. Gorge on the western foothill of Kerek, boulder; HR-127/B, 52-34,  $\times 32$ .

Fig. 3 Partly recrystallized micrite (dismicrite) with relicts of original texture; dark bedded limestone (? Anisian), Dlhý hill; HR-154, 51-899,  $\times 12$

Fig. 4 Pellet—smudgy texture of grey Anisian dolomite, Dlhý hill; HR-156, 51-900,  $\times 12$

##### Plate XXXV

Fig. 1 Coarsy—grained recrystallized light limestone (Anisian), Zádielske Dvorníky; HR-44, 51-889,  $\times 18$

Fig. 2 Blastopsamitic texture of the Meliata Group „shale“ (? Ladinian — Middle Carnian), ridge north from Hradište hill; HR-210,  $\times 17$

Fig. 3 Quartzite with smudges of sericite and carbonates (? Ladinian — Middle Carnian), Zádielske Dvorníky; HR-301/B, 51-927,  $\times 8$

Fig. 4 Basic volcanic tuff (? Ladinian—Middle Carnian), Zádielske Dvorníky; HR-303, 51-929,  $\times 18$

##### Plate XXXVI

Fig. 1 Coarsy grained texture of the dark platy recrystallized limestone (Middle Carnian) with phantoms of original texture. South foothill of the hill-cliff Strážne; HR-302, 51-928,  $\times 18$

Fig. 2 Strongly quartzy cherty limestone (boundary — line between chert and quartz limestone), tophill Strážne; HR—46/B, 52—08,  $\times 5$

Fig. 3 Recrystallized marly limestone (Upper Norian—? Rhaetian), north slope of Strážne hill; HR—308, 51—932,  $\times 12$

Fig. 4 Cross — section of till now unidentified rest of organism (acritarch?, radiolaria?) in quartzite with smudges of sericit (? Ladinian—Carnian); locality and thin section as Fig. 3, Pl. XXXV,  $\times 80$

Fig. 5 Fairly often occurring enclosure of characteristic shape (with narrow „neck“), yellowish dolomite (Anisian), hill above cemetery, Zádielske Dvorníky; HR—45, 51—890,  $\times 12$

Foto: J. Mello (nicols II), except of Pl. XXXIII, Fig. 1 (Dr. J. Pristaš) and Fig. 3 (C. Michalíková)

Fig. 1 Situation sketch of the Turna tectonic window



Alfonz Bujnovský—Milan Polák

## Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a sz. časti Nízkych Tatier

2 obr. v texte, 3 tabuľky, anglické resumé

**Abstract.** The article presented is dealing with unification of paleontological and stratigraphical data of formal and unformal lithostratigraphical Mesozoic units for the purpose of their extension and mutual correlation. We tried to establish the marker beds for the individual groups and nappes and also to point out the existing stratigraphical problems in the NW part of the Low Tatra, eastern and western part of the Veľká Fatra and in the Kriváň — Malá Fatra Mts.

### Úvod

Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier, Malej a veľkej Fatry skúmali mnohí autori — D. Štúr (1860, 1969), A. Matějka (1927, 1931), D. Andrusov (1931, 1959), J. Koutek (1931, 1932), B. Dornayi (1909, 1916), J. Bystrický (1956), M. Mišík—M. Rakús (1964), M. Maheľ—V. Kantorová (1960), M. Peržel (1966, 1969), J. Salaj—O. Samuel (1969), R. Mock—M. Sýkora (1977).

Aj napriek veľkému množstvu detailných litostratigrafických údajov a starších prehľadných tabuliek A. Matějku (1927, 1931), J. Bystrického (1956) chýbal z mezozoika uvedených pohorí v súčasnosti novší ucelený prehľad litostratigrafických jednotiek v tejto oblasti s existujúcimi litostratigrafickými problémami. Pokúsili sme sa preto z veľkého počtu uvedených prác a z vlastných výskumov zostaviť prehľadné tabuľky formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s ich priestorovým rozšírením a regionálnou koreláciou.

### Séria Červenej Magury a šiprúnska séria

Sériu Červenej Magury vyčlenil a definoval J. Koutek (1930) v typovej oblasti Červenej Magury ako paraautochtónnu sériu faciálne blízku šiprúnskej sérii. Táto séria predstavuje vo svojej typovej oblasti rozsiahly sedimentárny megasled zložený

---

RNDr. A. Bujnovský, RNDr. M. Polák, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

zo súboru litostratigrafických jednotiek so stratigrafickým rozsahom od spodného triasu po spodný cenoman, s problematickým hiátom v réte. Za vedúce vrstvy série Červenej Magury považujeme vápence s *Bositra* (*Posidonia*) a cefalopódové vápence bajoku—kalovu, ktoré nie sú zastúpené v laterálne nadväzujúcej šiprunskej sérii.

Uvedenú šiprunskú sériu vyčlenil a definoval A. Matějka (1927, 1931) v typovej oblasti Šipruňa a zahrnul do nej litostratigrafické jednotky časove zaraďované do permu, spodného liasu až gaultu. Neskoršie J. Bystrický (1956) zistil a poukázal na to, že šiprunská séria nie je samostatným tatrídny príkrovom ako ju bol interpretoval A. Matějka (1927), ale iba vyššou časťou normálneho sedimentárneho obalu



Situčná mapka študovaného územia

Malej Fatry a Iľubochnianskeho masívu s členmi od vrchného triasu po alb. V nasledujúcom období bola šiprunská séria zahrňovaná do tatrídneho mezozojka Malej a Veľkej Fatry (J. Bystrický 1956), obalovej série Veľkej Fatry (M. Mišík—M. Rakús 1964), veľkofatranskej a malofatranskej série (M. Maheľ 1967).

Podľa našich výskumov sme dospeli k názoru ponechať pôvodný — prioritný názov — šiprunská séria pre označenie sedimentárneho megasledu, zloženého zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od spodného triasu po spodný cenoman, s problematickým stratigrafickým hiátom v najvyššom triase (réte). Vedúce litostratigrafické vrstvy šiprunskej série sú vrstvy allgäuské (Flecken-Mergel), pestré rádioláriové vápence rádiolarity (aalen—kalov), čiastočne oxford a rohovcové vápence vyššieho beriasu až aptu.

## Trias

### Spodný trias—skýt

Medzi litostratickými členmi spodnej časti skýtu, bazálnymi kremencami, pieskovcami a zlepenkami šiprunskej série a Červenej Magury (formálne nedefinovanými) niet podstatných litofaciálnych rozdielov. Faciálne rozdiely medzi uvedenými sériami nachádzame až vo vrchnej časti skýtu. Pestré bridlice a pieskovce („verfénske vrstvy“) s *Costatoria costata* (Zenk) obsahujú v sérii Červenej Magury (Korytnica) telesá evaporitov (porov. J. Malatinský a kol. 1973). Vrstevný sled spodného triasu končí v tejto sérii doskovitými dolomitmi s *Costatoria costata* (Zenk), alebo spodnými bunečnatými dolomitmi (A. Bujnovský 1971). Spodné bunečnaté dolomity (Zellendolomit, Rauhwacke, cargneul, dolomity komorkowe) neboli doposiaľ v šiprunskej sérii Veľkej Fatry zistené (porovn. A. Matějka 1927, J. Bystrický 1956, A. Bujnovský 1977, M. Polák 1976).

### Stredný trias

#### Anis

Je zastúpený gutensteinskými vápencami s polohami červíkovitých vápencov, hlavne v spodnej časti. Uvedené červíkovité vápence v sérii Červenej Magury obsahujú prechodnú faunu skýtu až anisu: *Trachinerita gaillardoti* (Lefroy), *Neritaria stanensis* (Pichler), *Costatoria* sp. (A. Bujnovský 1971).

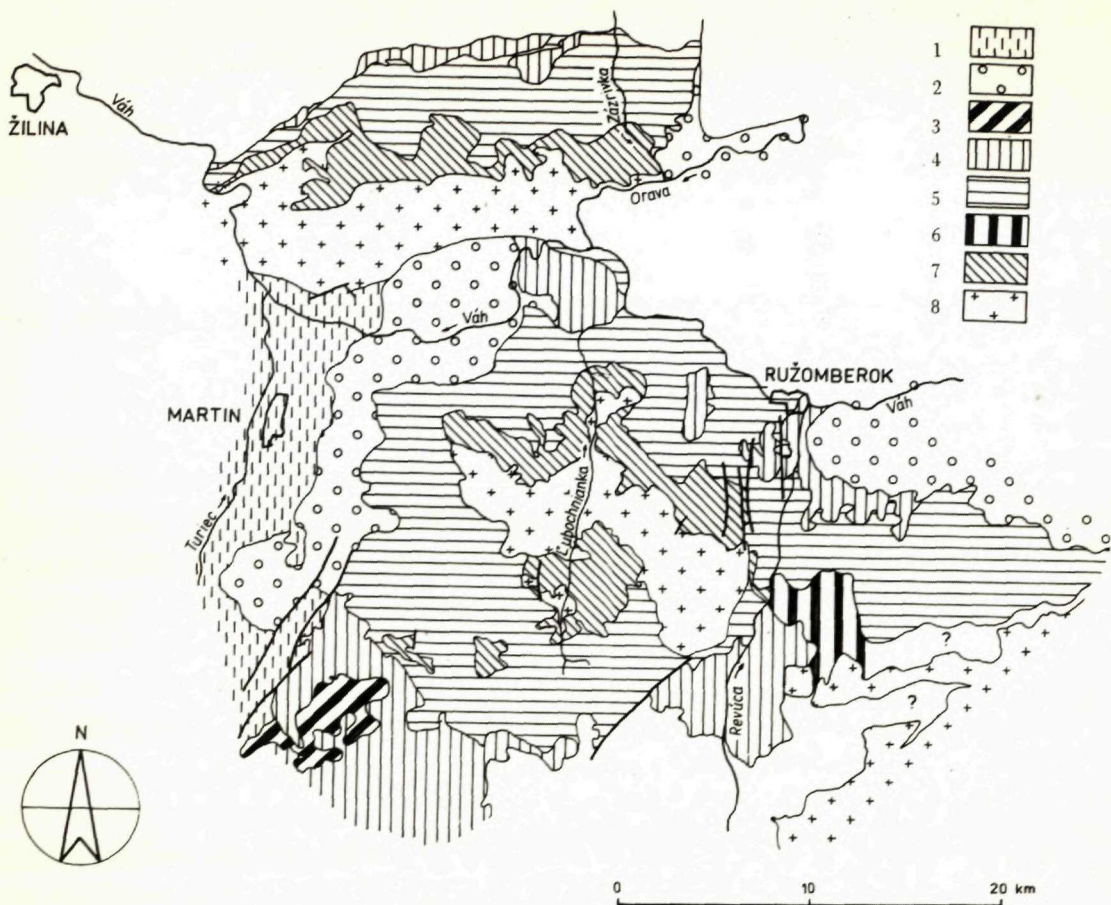
Litostratigraficky majú tieto „Gutensteinerkalk-Basisschichten“ veľa spoločných znakov so skýtsko-aniskými reichenhalskými vrstvami C. F. Gumbela (1861) pri Berchtesgadene a ich synonymami. Samotné gutensteinské vápence s aniskými faliovkami *Dadocrinus* sp. (zistil M. Polák 1973) majú jednotný litofaciálny charakter v oboch sériách, s lokálne zvýšeným stupňom dolomitizácie v Malej Fatre.

### Stredný — vrchný trias

#### Ladin—karn

Ramsauské dolomity nad gutensteinskými vápencami sa nachádzajú v oboch sériách. Ich vrchnú stratigrafickú hranicu lokálne naznačuje iba báza nadložných organodetrických dolomitov s *Teutloporella herculea* Pia, *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystrický v Malej Fatre (J. Bystrický 1956, M. Polák 1973) a nadložné došnianske vrstvy, ktoré formálne definoval M. Polák (1977), so spórmi indikujúcimi spodný karn (porov. E. Planderová—M. Polák 1976).

V sérii Červenej Magury by došnianskym vrstvám najskôr zodpovedali dolomity a bituminózne bridlice v Roztočnianskej doline, ktoré neformálne definoval A. Bujnovský (1971).



Korelačná schéma litostratigrafických jednotiek študovaného územia

1-neogén, 2-centrálnokarpatský paleogén, 3-strážovský príkrov, 4-chočský príkrov, 5-krížňanský príkrov, 6-séria Červenej Magury, 7-šiprúnka, 8-kryštalínium

### Vrchný karn—norik ± rét

Karpatský keuper má analogické litofácie v šiprúnkej sérii a v sérii Červenej Magury. Prevládajú kremence, pieskovce a zlepenec nad bridlicami a dolomitom. Vrchná stratigrafická hranica karpatského keupru nie je doposiaľ presne stanovená pre nedostatok fosílií.

### Najvyšší trias—rét?

Najvyšší trias—rét nebol doposiaľ v sérii Červenej Magury a šiprúnkej sérii paleontologicky dokázaný (A. Matějka 1927, J. Koutek 1930, J. Bystrický

1956, M. Rakús 1964, A. Bujnovský 1971, M. Polák 1976). Všeobecne sa tu udáva stratigrafický hiát a diskordantná pozícia spodného liasu. Oba tieto fenomény sa nám v šiprunskej sérii a sérii Červenej Magury doposiaľ nepodarilo ani dokázať ani vylúčiť.

## Jura

Diferenciácia sedimentačného priestoru šiprunskej a červenomagurskej faciálnej oblasti v jurskej perióde sa odráža v pestrosti litofácií. Stredný hetanž (zóna *Alsatites liassicus*) až vrchný lotaring (zóna *Echioceras raricostatum*) sú vyvinuté vo facií piesčito-krinoidových vápencov s rohovcami vo všetkých uvažovaných oblastiach okrem západnej časti Veľkej Fatry. Ten istý rozsah piesčito-krinoidových vápencov s rohovcami potvrdzuje aj bohatá brachiopódová a bivalviová fauna v malej Fatre (porov. J. Bystrický—A. Biely 1966, M. Polák 1972), V z. časti Veľkej Fatry zodpovedajú hetanžu až lotaringu čierne kremité pieskovce a krinoidové vápence s *Chlamys cf. falgeri* Meer.

Tieto posledné sú superponované hierlatzskými vápencami s brachiopódmii plienbachu, z ktorých uvádzame iba významný druh *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier); cf. M. Sibilík 1964). V sérii Červenej Magury sa predpokladá zasahovanie hierlatzských vápencov až do aalenu.

Vedúce litostratigrafické vrstvy (Marker Beds) liasu šiprunskej série sú allgäuské vrstvy (Flecken-Mergel). Z litologického hľadiska sú ľahko identifikovateľné v celej oblasti šiprunskej série. Ich spodnú časovú hranicu (vrchný lotaring) určuje *Glaeviceras subquibalianum* (Pia), charakteristický pre zónu *Echioceras raricostatum* v Terlenskej doline Veľkej Fatry (A. Bujnovský 1971). Zasahovanie allgäuských vrstiev do toarku (Malá, Veľká Fatra) potvrdzujú druhy *Grammoceras cf. radians* (Bronn), *Protogrammoceras* sp. (M. Polák 1973) a nepriamo superpozícia allgäuských vrstiev nad paleontologicky doloženým domérom v Belianskej doline (M. Rakús 1964).

## Dogger—malm

? aalen. Kremitý „Flecken-Mergel“ so spongiolitmi známy v doggeri krížňanského príkrovu (porov. M. Mišík—M. Rakús 1964) bol zistený aj v šiprunskej sérii Malej Fatry v nadloží allgäuských vrstiev (A. Matějka 1931, D. Andrusov 1932, 1970, J. Bystrický 1956, M. Polák 1975), aalen-kalov (čiastočne aj oxford v z. časti Veľkej Fatry a v Malej Fatre) predstavujú vedúce vrstvy šiprunskej série, pestré rádioláriové vápence a rádiolarity. Týmto vrstvami možno zreteľne priestorove ohraničiť šiprunskú sériu od série Červenej Magury v Revúckej doline. V sérii Červenej Magury sú bajok — kalov zastúpené vedúcimi vrstvami Červenej Magury, vápencami s *Bositra (Posidonia alpina)* a cefalopódovými vápencami s *Lissoceras*

		LITHOSTRATIGRAPHICAL CORRELATION OF THE MESOZOIC OF THE ENVELOPE UNITS					
		A. BUJNOVSKÝ — M. POLÁK, 1978					
ERA	PERIOD	STAGE	N. WESTERN NÍZKE TATRY ČERVENÁ MAGURA GROUP	EASTERN V. FATRA Š I P R Ů N GROUP	WESTERN VEĽKÁ FATRA MTS. MALÁ FATRA MTS. S L		
MESOZOIC	CRETACEOUS	CENOMANIAN	SANDY LIMESTONES,				
		ALBIAN	150 m CONGLOMERATES	SANDSTONES	70 m SANDY SHALES 50 m		
		APTIAN	CLANGAESIEN	BLACK CHERTY LIMESTONES		50 m	
		BARREMIAN	GARGASIAN	BLACK CHERTY LIMESTONES		50 m	
		HAUTERIVIAN	BEDOULIAN	SANDY CRINOIDAL LIMESTONES		30 m	
		VALANGINIAN	CHERTY LIMESTONES				
		BERRIASIAN	80 m	80 m	100 m	100 m	
		PORTLANDIAN (TITHONIAN)	40 m	CALPIONELLA LIMESTONES		25 m	
		KIMMERIDG.	VARIEGATED LUMACHELLE LIMESTONES		APTICHI SACCOCOMA LIMESTONES		
		OXFORDIAN	25-40 m	VARIEGATED RADIOLARIAN LIMESTONES, RADIOLARITES			
	JURASSIC	DOGGER	CALLOVIAN	CEPHALOPOD LIMESTONES	LIMESTONES, RADIOLARITES		
			BATHONIAN	BOSITRA (POSIDONIA) LIMESTONES	40 m	10 m	10 m
			BAJOCIAN	?	?	?	?
			AALENIAN	HIERLATZ LIMESTONE	ALLGÄU BEDS (FLECKEN-MERSEL)		100 m
			TOARCIAN	100 m	60 m	HIERLATZ LIMESTONES	
		LIAS	DOMERIAN	100 m	60 m	HIERLATZ LIMESTONES	
			CARIXIAN	100 m	60 m	HIERLATZ LIMESTONES	
			LOTHARING.	SANDY CRINOIDAL LIMESTONE WITH CHERTS		GREY CRINOIDAL LIMESTONES	SANDY CRINOIDAL LIMESTONES WITH CHERTS
			SINEMUR.	120 m	20 m	20 m	?
HETTANGIAN			120 m	5 m	70 m	?	
MELASSIC	UPPER	RHAETIAN	CAREPATHIAN				
		NORIAN	DOLOMITES, CONGLOMERATES, QUARTZITES, SANDSTONES, VARIEGATED SHALES				
		CARNIAN	130 m	50 m	30 m	50 m	
	MIDDLE	LANGOBARDIAN	RAMSAU DOLOMITES				
		LADINIAN	20 m	20 m	80 m	100 m	
		FASSANIAN	GÜTENESENSTEIN LIMESTONE				
		ANISIAN	20 m	20 m	20 m	100 m	
LOWER	SCYTHIAN	25 m	VARIEGATED SHALES		LOWER RAUHWACKES		
		EVAPORITES	BASAL QUARTZITES - QUARTZ SANDSTONES		120 m		
			- QUARTZ CONGLOMERATE (1-2 m)				

Tab. 1 Litostratigrafická korelácia mezozoika obalových jednotiek

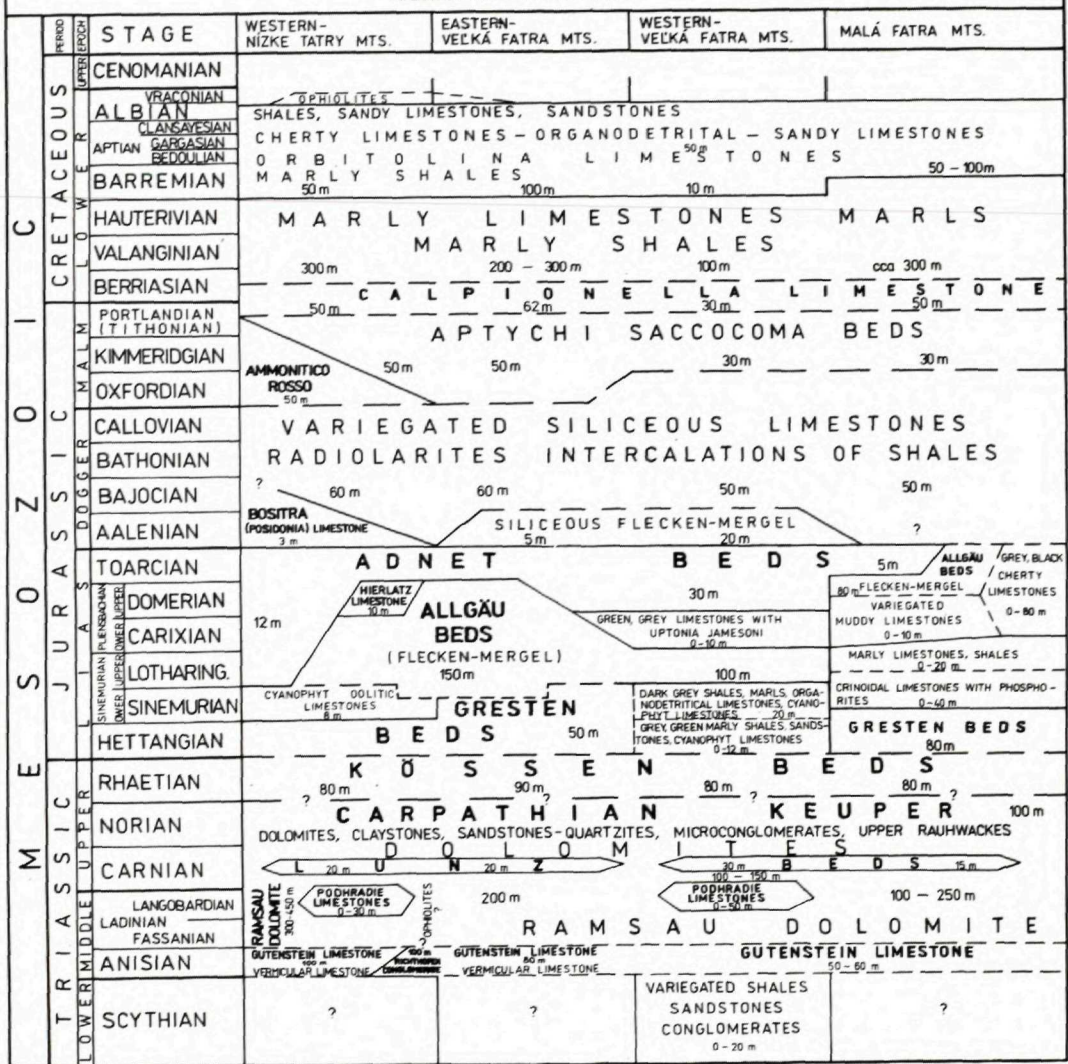
*psilodiscum* (Schloenbach), *Alligaticeras* cf. *Alligatum* (Leckenby) (porov. M. Maheľ 1959, M. Rakús 1964, 1965, A. Bujnovský 1971).

Spodný oxford—spodný titón je v sérii Čerenej Magury a vo východnej časti Veľkej Fatry vyvinutý vo fácií pestrých lumachelových vápencov. Oxford (vrchná časť zóny *cordatum*) tu potvrdzuje *Perisphinctes* cf. *aeneas* Gemmelaro.

Kimeridž dokumentujú druhy: *Benacoceras heteroplocum* Gemm., *Lytoceras*

LITHOSTRATIGRAPHICAL CORRELATION OF THE KRÍŽNA NAPPE MESOZOIC

A. BUJNOVSKÝ — M. POLÁK, 1978



Tab. 2 Litostratigrafická korelácia mezozoika krížnanskej jednotky

*polycyclum*, *Saccocoma* sp. *Tithon* — *Pygope diphya* (Colonna) (porov. A. Bujnovský 1971).

Vrchná časť týchto vápencov laterálne prechádza do aptychovo-sakokómových vápencov kimeridžu—spodného titónu. Vyšší titón—spodný berias zastupujú pelagické kalpionelové vápence s tesným spojením titónsko-beriaskej mikrofauny v oboch sériách.

## Krieda

Vedúcimi vrstvami kriedy v obalových sériách všetkých uvádzaných pohorí sú doposiaľ formálne nedefinované rohovcové vápence. Ich spodnú vekovú hranicu nepriamo dokumentujú podložné kalpionelové vápence vyššieho titónu—spodného beriasu s *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Crassicolaria parvula* (Remane) (porov. A. Bujnovský 1971, M. Polák 1976). Vrchná hranica rohovcových vápencov variuje pravdepodobne od barému v Malej Fatre po vrchný apt (zóna *Hedbergella roberti* v sz. časti Nízkych Tatier). Doteraz je známy jediný druh cepfalopóda z rohovcových vápencov Veľkej Fatry, udávaný bez bližšej lokalizácie: *Hammulina* cf. *davisoni* Cog. (porovn. M. S. Eristavi 1961).

V Malej Fatre vyčlenil M. Polák (1977) dve neformálne litostratigrafické jednotky: hlbokovodné slienité rohovcové vápence i plytkovodné piesčité a organodetrické vápence.

Aptský vek rohovcových vápencov lokálne naznačuje v sz. časti Nízkych Tatier, Veľkej a Malej Fatre spodnoalbské nadložie s *haplophragmoides nonioninoides* (Reuss).

Spodný alb—spodný cenoman predstavujú spoločné neformálne litostratigrafické jednotky v oboch sériách. Zodpovedajú im piesčité vápence, pieskovce a piesčité bridlice, rozšírené vo forme drobnorytmického flyša s telesami orogénnych konglomerátov v sérii Červenej Magury a šiprunskej sérii (Lubochnianska dolina). V západnej časti Veľkej Fatry a v Malej Fatre končí vrstevný sled šiprunskej série pravdepodobne už spodným albom. V sérii Červenej Magury a v príľahlej časti šiprunskej série (Revúcka dolina) bol zistený aj spodný cenoman s *Thalmaninella appeninica* Renz (porov. J. Salaj—O. Samuel 1966, A. Bujnovský 1971).

## Krížňanský príkrov

### Trias

#### Spodný trias—skýt

Pestré bridlice, pieskovce, konglomeráty („verfénske vrstvy“) v krížňanskom príkrove centrálnej a západnej časti Veľkej Fatry identifikoval J. Bystrický (1956), M. Polák (1977). Nachádzajú sa v tektonickej, presunutej pozícii nad albom šiprunskej série ako báza („Gleithorizont“) krížňanského príkrovu.

#### Stredný trias

### Anis

Guttensteinské vápence vystupujú v krížňanskom príkrove vo všetkých tu uvažovaných pohoríach. V spodnej časti obsahujú polohy červikovitých vápencov, rozšírených hlavne v sz. časti Nízkych Tatier a sv. časti Veľkej Fatry. Piesčito-brekciovité



vápence, brekcie, konglomeráty na úrovni gutensteinských vápencov sz. časti Nízkych Tatier sú zložené z úlomkov spodného triasu a litostratigraficky sa nápadne zhodujú s konglomerátom „Richthofen“ a jeho synonymami (Muschelkalk-Konglomerát, Ugowitzer-Brekzie, Anizyjská brekcia podstawowa — Z. Kotanski 1965). Presný vek gutensteinských vápencov a richthofenských konglomerátov nie je zatiaľ známy pre nedostatok vedúcich fosílií.

#### *Stredný až vrchný trias*

##### Ladin (kordevol?)

Reprezentujú ho ramsauské dolomity krížňanského príkrovu. Najväčšiu hrúbku (450 m) dosahujú ramsauské dolomity v sz. časti Nízkych Tatier (Salatín) s diplopórami ladinu: *Diplopora annulata*, var. *dolomitica* zistené A. Bujnovským (1971). Súčasne v tejto oblasti boli v dolomitoch zistené žilné telesá bazických erupzív, ofiolitov? súvisiacich pravdepodobne s erupzívmi spodného až vrchného albu. V sz. časti Nízkych Tatier a v z. časti Veľkej Fatry sa nachádzajú v ramsauských dolomitoch šošovky podhradských vápencov — nová formálna litostratigrafická jednotka (R. Mock—M. Sýkora 1977 v tlači). Tieto vápence obsahujú nasledujúcu faunu: *Gondolella foliata* (Budurov), *G. excelsa* (Mosher), *G. polygnathiformis* Budurov *dicites* (Schloth), *Hoernesia socialis* (Schloth.) Táto fauna poukazuje na longobard. Brachiopódy (najmä *Aulacothyris dualis subdepressa* Bittner) z tých istých vápencov v sz. časti Nízkych Tatier poukazujú na ladin—karn. Nadložné doskovité vápence v sz. časti Nízkych Tatier formálne nedefinované sú už julského veku (A. Bujnovský 1975), prípadne ide o vrchný ladin—kordevol (A. Biely 1976).

##### Karn

Tak ako aj v chočskom príkrove zodpovedajú julu pravdepodobne lunzské vrstvy. Dolomity lokálne vyčleniteľné medzi lunzskými vrstvami a karpatským keuprom neboli doposiaľ paleontologicky datované ani formálne definované.

##### ? Vrchný karn—norik

Reprezentuje ľahko identifikovateľný karpatský keuper, do ktorého sme zahrnuli: vrchné dolomitované rauvaky, pestré ílovce, pieskovce a primárne dolomity. Rozdiely medzi karpatským keuprom obalových sérií (série Červenej Magury a šiprunskej série) a karpatským keuprom krížňanského príkrovu sú v menšom zastúpení detritických facií v krížňanskom príkrove.

##### Vrchný norik—rét

Predstavujú kössenské vrstvy. Sú rozšírené v krížňanskom príkrove sz. časti Nízkych Tatier, Veľkej a Malej Fatry v švábsko-karpatských faciách. Rétsky vek kössenských

vrstiev potvrdzuje bohatá fauna, najmä významné druhy: *Rhaetavicula contorta* (Portl.) *Rhaetina gregaria* (Suess) (porov. L. Hoheneger 1857, D. Štúr 1868, J. Koutek 1930, A. Matějka 1927, M. Kochanová 1967, A. Bujnovský 1971, 1975, M. Polák 1972, J. Michalík 1976). Podrobnú problematiku veku kössenských vrstiev súvisiacu s chronostratigrafickými jednotkami norik—rét podáva J. Bystrický (1975).

## Jura

Najspodnejší lias (hetanž), sčasti aj spodný sinemúr, sú vyvinuté v jednotnej litorálnej facií grestenských vrstiev. Spodný hetanž (subzóna *Psiloceras psilonotum*) v grestenských vrstvách preukázal už D. Štúr (1860) vo Veľkej Fatre. Litologické rozhranie kössenských a grestenských vrstiev je pozvoľné. Časové rozhranie hetanžu oproti rétu je stanoviteľné pomocou hetanžských bivalvií: *Chlamys dispar* Terq., *Plagiostoma giganteum* (Sow.) (M. Kochanová 1967, A. Bujnovský 1975). V západnej časti Veľkej Fatry zodpovedajú grestenským vrstvám sivé, zelenkasté bridlice so *Schlotheimia* sp. (M. Rakús 1964), striedajúce sa s polohami cyanofytových vápencov a pieskovcov. Tieto sú superponované slienitými bridlicami, organodetrítickými vápencami spodného sinemúru s *Coroniceras* sp. (M. Rakús l. c.). V Malej Fatre nachádzame spodný sinemúr vo facií krinoidových vápencov s fosforitmi, vekove preukázané zónou *Arnioceras geometricum* (M. Polák—M. Rakús 1973). Cyanofytovo-colitické vápence spodného sinemúru v sz. časti Nízkych Tatier sú datované nepriamo lotarinskou bázou adnetských vápencov s *Asteroceras obtusum* (Sowerby) (A. Bujnovský 1975).

Vrchný sinemúr (lotaring) až vrchný pliensbach (domér), lokálne toark (v Malej Fatre), má pestré faciálne zloženie: v sz. časti Nízkych Tatier a vo Veľkej Fatre pozorujeme vzájomnú heteropiu allgäuských vrstiev, hierlatských vápencov, adnetských vrstiev a sivých, zelených vápencov s *Uptonia jamesoni*. Sedimentácia panvových allgäuských vrstiev tu začala od spodného sinemúru s *Epammonites* c. f. *parthenope* (Reynes) a pokračovala do vrchného sinemúru (*Echioceras*, *Oxynoticeras*) M. Rakús (1964), spodného pliensbachu (carixu) s *Uptonia* sp., ? *Tropidoceras* sp. (A. Bujnovský 1975). V sz. časti Nízkych Tatier a vsv. časti Veľkej Fatry zasahovala sedimentácia allgäuských vrstiev až do doméru pod bázu adnetských vrstiev s *Harpoceras* var. sp., spodného toarku (A. Bujnovský l. c.) (porov. M. Rakús—M. Mišík 1964). Prahové adnetské vrstvy (Knollenkalke) a odvodené typy sú rozšírené vo všetkých troch pohoriach. Ich lotarinský vek určujú: *Asteroceras obtusum*, *Echioceras raricostatum*, *Oxynoticeras oxynotum* (porov. M. Rakús 1964, A. Bujnovský 1975). Časove najvyššie zasahujú adnetské vrstvy do vrchného toarku s *Catullocceras* aff. *dumortieri* (Thiolliere in Dumortier), Zóna *Dumortieria levesquei* vo Veľkej Fatre (M. Rakús l. c.). Prechodnú faciú z allgäuských vrstiev do adnetských vápencov predstavujú v sz. časti Nízkych Tatier brachiopódové hierlatské vápence vrchného pliensbachu (doméru) s ojedinelými

druhmi *Meneghiniceras lariense* (Men.) *Arietoceras* cf. *algovianum* (Oppel). Celkom odlišné litofaciálne zloženie pliensbachu a toarku nachádzame v krížňanskom príkrove Malej Fatry. Carix a čiastočne domér vo východnej časti tohto pohoria sa nachádzajú vo fácií pestrých kalových vápencov s *Partchiceras partschi* (Hauer), *Juraphylites planispira* (Reynes), *Morphophyloceras* sp. (M. Polák—M. Rakús 1973). Tieto pestré vápence sú superponované allgäuskými vrstvami veku najvyšší domér—toark. V centrálnej a západnej časti (vývin Kraviarskeho) pravdepodobne laterálne zodpovedajú pestrým kalovým vápencom a allgäuským vrstvám sivé a čierne rohovcové vápence ? pliensbachu—Toarku (M. Polák—M. Rakús l. c.).

#### Dogger—malm

V doggeri, čiastočne oxforde prevládajú celkove batyálne sedimenty v celej nami uvažovanej oblasti krížňanského príkrovu. Pestré kremité vápence, rádiolarity s vložkami bridlíc sú bežne rozšírené vo všetkých troch pohoriach. V ich spodnej časti možno lokálne vyčleniť: 1. kremitý „Flecken-Mergel“, 2. vápence s nektoplanctonickými *Bositra* (*Posidonia*) — M. Mišík—M. Rakús (1964), A. Bujnovský (1975). Spodná hranica doggerských litostratigrafických jednotiek je stanovená nepriamo toarským podložím adnetských vrstiev.

Malm (oxford—spodný titón) vykazuje väčšie faciálne zmeny ako dogger. Možno tu uplatniť dvojčlenenie platné v celom priestore tetýdy. Oxford až spodný titón zastupujú pelagické aptychové a sakokómové vrstvy a prahové vápence „ammonitico rosso“ v sz. časti Nízkych Tatier. Oxfordský vek spodnej časti aptychovo-sakokómových vrstiev potvrdzuje *Cadosina fibrata* Nagy (porov. A. Bujnovský 1975). Tieto vápence sú v celej oblasti superponované kalpionelovými vápencami s *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpatica* (Murg. et Filip.), *Frenuelliceras* cf. *magister* Leanza, *Berriasella* ex gr. *subchaperi* Pet (porov. M. MaheI—V. Kantorová 1960, A. Bujnovský 1975). Vekove prislúchajú vyššiemu titónu až beriasu s tesným spojením titónsko-beriaskej fauny.

Vyšší berias—hauteriv (čiastočne barém v malej Fatre) zastupuje rytmický sled slienitých vápencov s vložkami slieňov a slienitých bridlíc formálne nedefinovaných bez podstatných litologických rozdielov v celej oblasti. Spodný valanž dokumentujú v tomto súvrství cefalopódy: *Neocomites* cf. *retowski* Jar., *Berriasella* cf. *euxina* Ret (M. MaheI 1964); vrchný valanž: *Protetragonites juilleti* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) (D. Štúr 1868, J. Koutek 1930); spodný hauteriv: *Leopoldia* cf. *castellanensis* d'Orb., *Holcostephanus asterianus* ((d'Orb.) (porov. M. MaheI 1964, A. Matějka 1927); vrchný hauteriv: *Pseudothurmania angulicostata* d'Orb. (M. MaheI 1964, A. Bujnovský 1968).

Barém—stredný alb má pestré litofaciálne zloženie a komplikovaný vrstevný sled (na predloženej tabuľke 2 znázornený iba schematicky). Barému prislúchajú slienité bridlice s cefalopódmí *Barremites* cf. *tenuicinctus* Sar. et Selön, *Barremites* ex. gr.

*lechicum* Uhl. a *Barremites cf. strethostoma* Uhl. (porov. M. MaheI—V. Kantorová 1960).

Do aptu (bedul—gargas) sme zaradili orbitolínové vápence, rohovcové vápence a organodetritické piesčité vápence, pričom spodný apt (bedul) nebol doposiaľ dokázaný cefalopódmí. Spodný gargas dokumentuje *Aconoceras nisus* (d'Orb.) v sv. časti Veľkej Fatry (D. Štúr 1868). Vrstevný sled krížňanského príkrovu končí v celej oblasti flyšoidnými detritickými sedimentmi (bridlice, piesčité vápence, pieskovce) sprevádzané bázickými erupčivými iniciálnymi submarínnymi vulkanizmi v sv. časti Nízkych Tatier a sv. časti Veľkej Fatry.

Vek tohto najvyššieho člena krížňanského príkrovu dokumentujú planktonické foraminifery *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) (A. Bujnovský 1971), M. Polák 1973) a jediný nález *Hoplites* sp. (A. Matějka 1927).

### Šturecký príkrov—chočský príkrov

Šturecký príkrov definovali D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán (1973) ako spodnú štruktúrnú jednotku hronika, so stratigrafickými rozsahom perm—neokóm. V z. časti Veľkej Fatry je zastúpený šturecký príkrov litostratigrafickými jednotkami s časovým rozpätím od anisu po norik. Doterajší stav tektonických a litostratigrafických poznatkov v z. časti Veľkej Fatry nám nedovoľuje odlíšiť šturecký príkrov od príkrovu chočského.

#### Trias

##### Spodný trias (skýt)

Spodné kavernózne dolomity (Rauhwacke) boli doposiaľ zistené iba v delúviu pod príkrovými troskami východne od Bieleho Potoka.

##### Stredný trias

#### Anis

Dolomity v bazálnej časti gutensteinských vápencov—gutensteinské dolomity—sú rozšírené v štureckom príkrove, v západnej časti Veľkej Fatry (M. Peržel 1966, M. Polák 1977). V sz. časti Nízkych Tatier im pravdepodobne zodpovedajú gutensteinské dolomitové brekcie na báze chočského príkrovu bez paleontologických dôkazov (A. Bujnovský 1971).

Samotné gutensteinské vápence s vložkami dolomitov sú v spodnej časti (SZ Nízkych Tatier, SV Veľkej Fatry) červikovité a laminované tak ako v obalových

LITHOSTRATIGRAPHICAL CORRELATION OF THE TRIASSIC OF THE CHOČ AND STRÁŽOV NAPPE						
A BUJNOVSKÝ – M. POLÁK, 1978						
PERIOD EPOCH	STAGE	N. WESTERN NÍZKE TATRY	EASTERN VEĽKÁ FATRA	WESTERN VEĽKÁ FATRA	MALÁ FATRA MTS.	
TRIASSIC UPPER	RHAETIAN			ŠTUREC OF CHOČ NAPPE ?		
	NORIAN	HAUPT DOLOMIT				
	CARNIAN	HAUPT DOLOMIT		80 m	120 m	
		LUNZ	BIOHERM FACIES	250 m	OPPONITZ LIMESTONES	10 m
	MIDDLE	LANGOBIAN	REIFLING LIMESTONE	RAMING LIMESTONE	UPPER REIFLING LIMESTONE	LIGHT DOLOMITES WITH DIPLOPORA
LADINIAN		50 m	100 m	30-50 m	120 m	
FASSANIAN				LOW REIFLING LIM. 20 m		
LOWER	ANISIAN	40-120 m	RAMSAS	DOLOMITES	UPPER REIFLING LIMESTONE	
	SCYTHIAN	? LOWER RAUHWACKES	VERMILION LIMESTONES	GUT DOLOMITES	BIOHERM DOLOMITES	

WESTERN VEĽKÁ FATRA STRÁŽOV NAPPE
LIGHT GREY, WHITE MASSIVE LIMESTONES
30 m
DARK GREY MASSIVE LIMESTONES
50 m

sériách Červenej Magury a v šiprunskej sérii. Fauna (bez vedúcich fosílií) z gutensteinských vápencov je známa iba v sz. časti Nízkyh Tatier: *Modiolus* sp., *Anodonthophora* sp., *Entolium* sp. *Gervilia* cf. *Modiola* Frech. *Modiolus triqueter* (Subach) (porov. A. Bujnovský 1971).

Ramsauské dolomity—vrstevnaté, sivé brekciovité, takmer bez fosílií. Laterálne sa dajú dolomity korelovať iba podľa ich postavenia nad gutensteinskými vápencami a pod spodnými reiflinskými vápencami obsahujúcimi trinodosovú faunu. Vekove zaberajú ramsauské dolomity pravdepodobne vrchný anis—pelsón (J. Bystrický 1969, 1973).

Vrchný anis (ilýr)—ladin až kordevol má pestré faciálne zloženie. V sz. časti Nízkyh Tatier a v prifahlej časti Veľkej Fatry pozorujeme komplikované laterálne prechody pelagických reiflinských vápencov (30—50 m) do biohermných raminských vápencov (100 m) so sfinktozoami, inozoami, hydrozoami, ostrakódmi, foraminiferami (porov. E. Jablonský 1971), bivalviami, brachiopódmi (A. Bujnovský—M. Kochanová—J. Pevný 1974, 1975). V Malej Fatre prechádzajú reiflinské vápence do biohermných dolomitov (100 m) s *Vesicocaulis* cf. *carinthiacus* Ott, *Dictyocoelia manon* (Münster), *Follicatena cautica* Ott (M. Polák—E. Jablonský 1973). V západnej časti Veľkej Fatry neboli doposiaľ zistené reiflinské vápence. Pod lunzskými vrstvami sa v tejto oblasti nachádzajú svetlé diplopórové dolomity s faunou: *Diplopora annulata* Schaf. *Teutloporella herculea* (Schaf.) var. *annulata* (cf. M. Peržel 1966).

Samotné reiflinské vápence v sv. časti Veľkej Fatry a v Malej Fatre možno zreteľne litologicky rozdeliť tak, ako sú rozdelené vo svojom typovom profile pri Grossreiflingu (porov. D. Gessner 1967) na spodné reiflinské a vrchné reiflinské vápence. Spodné reiflinské vápence nad ramsauským dolomitom v sv. časti Veľkej Fatry (Malinô Brdo) obsahujú trinodosovú faunu s rodmi: *Paraceratites*, *Bulogites*, *Flexoptychites*, *Beirichites* cf. (A. Bujnovský 1972). V Malej Fatre konodonty: *Gondolella excelsa* (Mosher), *Prioniolina venusta* (Huckreide) (porov. M. Polák 1973). Cefalopódová fauna vo V. Fatre v interregionálnej korelácii zodpovedá faunám korelovaným R. Asseretom: „Kappelle bei der Salzbrücke—Grossreifling“, faune vápencov Prezza (*Giudicarie*), faune Val Inferna trinodosových vrstiev (Dont—M. Rite) a faune vrchného „alpínskeho muschelkalku“ (Balaton).

Vrchné reiflinské vápence predstavujú súvislý rytmický sled vápencov s pásmi a hľuzami rohovcov s ojedinelými *Daonella* sp. Riešenie hranice anis—ladin tu naráža na značné ťažkosti, najmä na nedostatok fosílií vo vrchných reiflinských vápencoch. Ich zasahovanie do kordevólu sa predpokladá iba na základe julskeho nadložja lunzských vrstiev a nepriamo na základe veku ich laterálnych ekvivalentov—raminských vápencov.

Spodnú časť julu reprezentujú novovyčlenené korytnické vápence na rozhraní Nízkyh Tatier a Veľkej Fatry (A. Bujnovský—M. Kochanová—J. Pevný 1975). Tieto vápence, ako aj ich laterálny ekvivalent—aonské bridlice, nie sú doposiaľ známe v západnej časti Veľkej Fatry a v Malej Fatre. Vyššiu časť julu

zastupujú flyšoidné lunzské vrstvy vo všetkých troch pohoriach. Otvorenými problémami sú tu nápadné rozdiely v hrúbke lunzských vrstiev (porov. tab. 2—3) a ich faciálne vzťahy s biohermnými raminskými vápencami, biohermnými dolomitmi a centrálnou rifovou oblasťou hlavného dolomitu (hauptdolomitu).

Opponitzské vápence nad lunzskými vrstvami a pod hlavným dolomitom sú známe iba v západnej časti Veľkej Fatry (M. Peržel 1966), pravdepodobne v štureckom príkrove. Presný vek opponitzských vápencov v tejto oblasti nie je doposiaľ stanovený.

Hlavný dolomit (hauptdolomit) v sz. časti Nízkyh Tatier a v sv. časti Veľkej Fatry sa nachádza vo forme rifového komplexu s dobre odlišiteľným rifovým jadrom (Reef core — Central reef area), lagunárnou faciou (back reef area) a pririfovou zónou (near reef zone) (A. Bujnovský—M. Kochanová 1973). Vedúce fosílie *Poikiloporella duplicata* (Pia) Ott, *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) *triqueter pannonicus* (Frech), *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) *laczkoi* (Hoernes) poukazujú na vrchný karn (tuval) až spodný norik. V západnej časti Veľkej Fatry v štureckom príkrove a v malej Fatre v chočskom príkrove má hlavný dolomit menšiu hrúbku (80—120m) a je pravdepodobne vyvinutý iba vo vrstevnatej lagunárnej zarifovej (back reef) fácií.

### Strážovský príkrov

Táto najvyššia tektonická jednotka bola vyčlenená iba v z. časti Veľkej Fatry, kde tvorí tektonické trosky na dolomitoch chočského príkrovu (M. Peržel 1966, 1969).

Vrstevný sled je tu neúplný a je zastúpený komplexom vápencov stratigrafického rozpätia anis—ladin. Spodnú časť sledu tvoria tmavosivé, masívne a lavicovité vápence obsahujúce aniskú faunu dasykladaceí: *Oligoporella* sp., *Diploporella hexaster* (Pia) Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Physoporella* cf. *praealpina* Pia.

Vrchnú časť sledu tvoria svetlosivé až biele masívne vápence korelovateľné s wettersteinskými vápencami. Obsahujú ladinské dasykladacey: *Diploporella annulata* (Schaf.) Schaf., *Teutloporella herculea* (Stopp.), *Diploporella annulata* (Schaf.) Schaf. (Pia) (porov. M. Peržel 1969).

Do tlače doporučil J. Bystrický.

### Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1931 in Matějka, A.: La partie orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions..., Stát. Geol. Úst. 13, Praha, 303—316.
- ANDRUSOV, D. 1932: O některých spongiových horninách československých Karpat. Sur quelques rochers à spongiaires des Carpates Tchécoslovaques. Věst. Stát. Geol. Ústavu Čs. Republiky, VIII, Praha, 174—210.

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1970: Über die stratigraphische Stellung der Spongiolite der tatrigen Schichtenfolgen der Malá Fatra. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 21, 1, Bratislava, 187—190.
- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the Carpathians. X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Introductory Excursion Guidebook, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ASSERETO, R. 1971: Die Binodosus — Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. Sitzung Österr. Akad. Wissensch. 1, 179, Wien, 25—53.
- BIELY, A. 1976: Geologický výskum mezozoika severných svahov Nízkyh Tatier. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1968: Mezozoikum sz. časti Nízkyh Tatier, oblasť medzi Križiankou a Lupčiankou. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkyh Tatier. Rig. práce, manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1972: Geologický výskum mezozoika Veľkej Fatry (oblasť revúckej doliny). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A.—KOCHANOVÁ, M.—PEVNÝ, J. 1974: Korytnica Limestones a new lithostratigraphic unit and its fauna. Proceedings of the X th. Congress, Section I.
- BUJNOVSKÝ, A. 1975: Druhohory severných svahov Nízkyh Tatier (oblasť medzi Križiankou a Lupčiankou). Liptov, Vlastiv. Zborn. 3, Ružomberok, 83—102.
- BUJNOVSKÝ, A.—KOCHANOVÁ, M.—PEVNÝ, J. 1975: Korytnica limestones—a new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—53.
- BYSTRICKÝ, J. 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry so zreteľom na postavenie „šprunskej série“, Bratislava, manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1969: Stratigrafia a dasykladacea základných litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Doktorská práca, manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Guide to excursion D. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1975: The Kössen Beds in the West Carpathians and the problem of their stratigraphic division. Geol. Zborn. Geol. carp. Slov. Akad. Vied, 26, 2, Bratislava, 177—198.
- BYSTRICKÝ, J.—BIELY, A. 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. Exkursionführer, Bratislava 1—64. Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- DORNAY, B. 1916: Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rozahegy. Jahresbericht d. k. Ung. geolog. Reichsanst. f. 196, Budapest.
- ERISTAVI, M. S. 1961: Niektorí spodnokriedoví hlavonožci z centrálnych Karpát, Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—109.
- GESSNER, D. 1967: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Grossreifling a. d. Ans. (Nördliche Kalk-Alpen). Z. dt. Geol. Ges. 116, Hannover, 696—708.
- GUEMBEL, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes, Gotha, 1—950.
- HOHENEGGER, L. 1857: Über die Adnether Schichten in den Karpathen. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanst. 8, Verhandl, 143—146.
- ILAVSKÝ, J.—ČERVENOVÁ, A. 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. Práce, Zošit 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—60.
- JABLONSKÝ, E. 1971: Segmentierte kalkschwämme Sphinctozoa der Westkarpaten (von der Lokalität Liptovská Osada) Geol. Zborn. 22, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice réť—hettang v Západných Karpatoch. Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—104.
- KOTAŇSKÝ, Z. 1965: Analogie litologiczne triasu tatrzańského z triasem wschodnioalpejskim. Rocznik polskiego towarzystwa geol., 25, Krakow.



- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sbor. Stát. Úst. geol. 9, Praha, 413—527.
- KOUTEK, J. 1932: O mesozoiku střední části Prosečňanských hor v Liptově. Věst. Stát. Úst. geol. Čsl. republ., Praha, 162—167.
- KOUTEK, J. 1931: Géologie du versant nord — ouest de la Basse Tatra. Guide des excursions... Knih. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 13, Praha, 289—302.
- MIŠÍK, M. 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Západné Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—92.
- MIŠÍK, M.—RAKÚS, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Západné Karpaty, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—199.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—54.
- MAHEL, M. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 Banská Bystrica. Ústr. Úst. Geol. Bratislava 7—253.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty, 1, Nak. Čs. Akad. Věd, Praha.
- MAHEL, M.—KANTOROVÁ, V. 1960: The Albian of the „Križna Series“ on the Northern Slope of Veľká Fatra and Nízke Tatry. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—64.
- MALATINSKÝ, K. a kol. 1973: Korytnica, hydrogeologický prieskum minerálnych vôd. Geofond, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. Stát. Geol. Úst. Čs. Republ., 7, Praha 529—616.
- MATĚJKA, A. 1931: La partie Orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions. Knih. Stát. Geol. Úst. Čs. Republ., 13, Praha, 303—316.
- MICHALÍK, J. 1976: Stratigrafia, paleogeografia a brachiopódové spoločenstvo najvyššieho triasu Západných Karpát. Doktorská práca, manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MOCK, R.—SÝKORA, M. 1977: Podhradské vápence — nová litostratigrafická jednotka v križňanskom príkrove. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PERŽEL, M. 1966: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PERŽEL, M. 1969: Strážovský príkrov vo Veľkej Fatre. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—122.
- PLANDEROVÁ, E.—POLÁK, M. 1976: O veku triasových bridličnato-dolomitických vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—79.
- POLÁK, M. 1972: Výskum mezozoika Malej Fatry. Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Veľký Kriváň. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava,
- POLÁK, M. 1973: Mezozoikum centrálnej časti Malej Fatry. Rigorózná práca. Manuskript—archív Prírod. Fak. Univ. Kom. Bratislava.
- POLÁK, M. 1975: Kremitý fleckenmergel obalovej série Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—226.
- POLÁK, M. 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrika Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLÁK, M. 1977: Litofácie aptu obalovej série Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153—156.
- POLÁK, M.—JABLONSKÝ, E. 1973: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233—237.
- POLÁK, M.—RAKÚS, M. 1973: Le lias de la nappe de la Križna dans la Malá Fatra (Karpates occidentales) Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 24, 2, Bratislava, 449—452.
- RAKÚS, M. 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Západné Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—156.

- RAKÚS, M. 1965: Fauna amonitov z Červenej Magury. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—182.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten Kreide. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 7—291.
- SIBLÍK, M. 1964: K nálezu liasových brachiopodů v horní části Belanské doliny. Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—182.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch, Geol. Reichsanst. 11, Wien, 17—149.
- ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrbuch, Geol. Reichsanst., 18, Wien, 337—425.

Alfonz Bujnovský—Milan Polák

### Correlation of Mesozoic lithostratigraphic units of the Malá Fatra, Vefká Fatra and NW part of the Low Tatra

#### Summary of the Slovak text

On the basis of detailed lithostratigraphical data and older generalized tables of A. Matějka (1927, 1931), J. Bystrický (1956) from the Mesozoic of the NW part of the Low Tatra, Vefká and Malá Fatra mts. we compiled a completed survey of lithostratigraphical units from this region.

#### Červená Magura and Šiprúň groups

These groups represent an extensive sedimentary mega-sequence, composed of a complex of lithostratigraphical units with stratigraphic range from the Lower Triassic to the Lower Cenomanian, with problematic hiatus in the Rhaetian.

**Lower Triassic—Scythian.** The lithostratigraphical members of the lower part of the Scythian display no essential lithofacial differences in the whole region, except the upper part of the Scythian (cf. tab. 1). The lower cellular dolomites have not been found in the Šiprúň group of the Vefká Fatra so far. The Anisian is represented by Gutenstein limestones with layers of vermicular limestones, mainly in the lower part.

**Ladinian—Carnian.** The Ramsau dolomites above the Gutenstein limestones are found in both groups. The Upper Carnian—Norian±Rhaetian is represented by the Carpathian Keuper, it shows analogous development in the Šiprúň and Červená Magura groups. Quartzites, sandstones and conglomerates predominate over shales and dolomites.

**Uppermost Triassic—Rhaetian?** Not proved paleontologically in the Červená Magura and Šiprúň groups so far. In general, a stratigraphic hiatus and discordant position of the Lower Liassic is mentioned here.

**Jurassic.** The Middle Hettangian (*Alsatites liassicus* Zone) to the Upper Lotharingian (*Echioceras raricostatum* Zone) is present in the facies of sandy-crinoidal limestones with cherts in all areas under consideration except the western part of the Vefká Fatra with black quartz sandstones. The last mentioned are overlain by the Hierlatz limestones with Pliensbachian brachiopods with *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier). The lithostratigraphic Marker beds of the Liassic in the Šiprúň group are the Allgäu beds (Flecken-mergel). Their lower chronological boundary (Upper Lotharingian) is indicated by *Glaeviceras subguibalianum* (Pia). The Allgäu beds reach the Torarcian (Malá, Vefká Fatra) as confirmed by the species *Grammoceras* cf. *radians* (Bronn.), *Protogrammoceras* sp.

**Dogger—Malm.? Aalenian.** Siliceous Fleckenmergel with spongiolites, known in the Dogger of the

Křížna nappe, has also been found in the Šiprůň group of the Malá Fatra, overlying the Allgäu beds (A. Matějka 1931) D. Andrusov 1932, 1970, J. Bystrický 1956, M. Polák 1975).

The Aalenian—Callovian (partly Oxfordian) is represented by the Marker beds of the Šiprůň group, variegated radiolarian limestones and radiolarites. The Lower Oxfordian—Lower Tithonian in the Červená Magura group and eastern part of the Velká Fatra is developed in the facies of variegated lumachelle limestones.

Cretaceous. In the envelope groups of all the mentioned mountain ranges the Marker beds of the Cretaceous are cherty limestones undefined formally so far. Their lower boundary is indirectly proved by calpionel limestones of the Upper Tithonian — Lower Berriasian. The upper boundary of the cherty limestones varies from the Barremian to the Upper Aptian. The Lower Albian — Lower Cenomanian is present in the form of fine—rhythmical flysch with bodies of orogenic conglomerates in the Červená Magura and Šiprůň groups. In the western part of the Velká Fatra and Malá Fatra the bed sequence of the Šiprůň group probably terminates already with the Lower Albian. In the Červená Magura group and adjacent part of the Šiprůň group also the Lower Cenomanian with *Thalmaninella appenninica* Renz was established.

### Křížna nappe

The Křížna nappe represents a mighty sedimentary complex with the stratigraphic range Lower Triassic—Albian. The nappe base is formed by the „Werfen beds“ of the Lower Triassic. Carbonate sedimentation begins with the Gutenstein limestones of Anisian age. In the NW part of the Low Tatra layers of brecciated limestones and breccias are frequent in the Gutenstein limestones. The Ladinian is represented by a thick sequence of Ramsau dolomites. In the W and NW part of the Velká Fatra are layers of the Podhradie limestones in the Ramsau dolomites, a new formal lithostratigraphic unit (R. Mock—M. Sýkora 1977) of Langobardian age. Equivalent to the Julian (Lower Carnian) are the Lunz beds. The dolomites, which can be locally distinguished between the Lunz beds and the Carpathian Keuper, have neither been dated nor defined so far. The Upper Carnian—Norian is represented by the characteristic sequence of the Carpathian Keuper (variegated claystones, quartzites, dolomites). The uppermost Triassic (Rhaetian) is represented by the Kössen beds.

The Liassic is characterized by a great variety of facies. The basal parts are mostly formed by the Gresten beds (sandstones, claystones, crinoidal limestones) of the Hettangian. The Sinemurian in the Malá Fatra is represented by crinoidal limestones with phosphorites, with *Arnioceras geometricum* Opp., in the NW part of the Low Tatra are cyanophyte—oolitic limestones. The higher stratigraphical horizons are formed by variegated limestones (Carixian). The mostly widespread Liassic facies of the Křížna nappe are the Allgäu beds (Fleckenmergel) with the stratigraphic range Sinemurian—Toarcian. They are laterally passing into the Adneth beds (Lotharingian—Toarcian). Complicated lateral transitions are frequent (see tab. 2).

The Dogger—Oxfordian radiolarian limestones and radiolarites predominate in the whole region. The Malm is represented by Aptychus—Saccocoma limestones in the lower part. In the whole region they are overlain by calpionel limestones (Lower Tithonian—Lower Berriasian). The Upper Berriasian—Hauterivian is formed in the whole area by marly limestones, alternating with marly shales. The Barremian—Aptian is represented by orbitoline limestones, organodetrital, sandy and cherty limestones. The bed sequence of the Křížna nappe is terminated with flyschoid detrital sedimentation (sandstones, claystones, sandy limestones) of Albian age.

### Šturec—Choč nappe

These nappes are exclusively formed by Triassic members in this region. The basal members of the Šturec nappe are formed by Gutenstein dolomites, in the NW part of the Low Tatra are breccias. They are overlain by the characteristic Gutenstein limestones. This whole complex is of Lower Anisian age. The

Ramsau dolomites are present in the whole region and correspond to the Upper Anisian—Pelsonian in age. The Upper Anisian (Illyrian) to Cordevolian displays variegated facial composition. In the NW part of the Low Tatras and eastern part of the Veľká Fatra lateral transitions of the Reifling limestones into the bioherm Ramming limestones are observed. In the Malá Fatra, on the contrary, the Reifling limestones pass into bioherm dolomites with sphinctozoans. In the W part of the Veľká Fatra they are represented by diplopore dolomites (Ladinian). The stratigraphic range of the Reifling limestones is, according to present evidence, Upper Anisian—Ladinian. The lower part of the Julian at the boundary between the Low Tatras and Veľká Fatra is represented by the newly distinguished lithostratigraphic unit — the Korytnica limestones (A. Bujnovský—M. Kochanová—J. Pevný 1975). The higher part of the Julian is represented by the flyschoid Lunz beds in the whole region. The Opponitz limestones above the Lunz beds are known from the W part of the Veľká Fatra only. Their precise stratigraphic range has not been established so far. The Hauptdolomit is developed in the shape of reef complexes in the NW part of the Low Tatras and NE part of the Veľká Fatra. Its stratigraphic range is Upper Carnian (Tuvalian) — Lower Norian. In the Malá Fatra the Hauptdolomit is probably developed in non-reef facies.

#### Strážov nappe

This highest tectonic unit is present only in the W part of the Veľká Fatra where it forms tectonic outliers on the Choč nappe. The lower part is formed by dark-grey massive limestones with diplopores, indicating an Anisian age. The upper part is formed by light-grey to white limestones, which may be correlated with the Wetterstein limestones of Ladinian age.

Translated by J. Pevný.

#### Explanation of text-figures

Situation map of the studied area

Correlation scheme of the lithostratigraphic units of the studied area

1-Neogene, 2-Central Carpathian Paleogene, 3-Strážov nappe, 4-Choč nappe, 5-Krížna nappe, 6-Červená Magura group, 7-Šiprúň group, 8-Crystalline

Karol Borza—Eduard Köhler—Ondrej Samuel

## Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica

3 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (XXXVII—XL), anglické resumé

**Abstract.** The authors present new results of detailed studies of the Skalica klippe. The lower part of the klippe consists of conglomerates and glauconite limestones of the Aptian whilst most rocks building up the klippe — the cherty limestones — belong to the Albian. Between the upper conglomerate layer and the cherty limestones is a break in sedimentation — a hiatus — corresponding to the Uppermost Aptian and perhaps to a part of the Lowermost Albian. The hiatus is due to the Manin folding phase. The klippe is in close affinity to the Belá group in the Krížna unit.

V poslednom období sa väčšia pozornosť venovala výskumom bradla Skalica, ktoré sa nachádza na JZ od obce Dolný Moštenec. Tvoria ho dva skalnaté hrebene so zráznymi vápencovými stenami oddelenými od seba asi 100 m širokým koridorom. Kým južný hrebeň má jednoduchú stavbu, tvoria ho výlučne nejasne lavicovité rohovcové vápence spodného albu, severný hrebeň je o niečo zložitejší.

D. Andrusov—V. Kollárová-Andrusovová (1971) uvádzajú, že bradlo Skalica tvoria hlavne masívne urgónske vápence, ktoré sú charakteristickou faciou vrchného neokómu (vrchný barém—spodný alebo i vrchný apt). Podľa nich sa tu nachádzajú organogénne mikrobrekciovitú vápence (typu biosparitov v klasifikácii L. Folka) i tmavé vápence s rohovcami, ktoré veľmi často v manínskej jednotke sprevádzajú svetlosivé organogénne vápence. V stene bradla však vystupujú aj litologicky úplne odlišné horniny, glaukonitické vápence, ktoré vyplňujú trhliny v urgónskych vápencoch. Tieto trhliny v urgónskych vápencoch rozšírila korózia pri ich vynorení alebo podmorská korózia. Vyplnili ich glaukonitické vápence začlenené do albu na základe fauny amonitov; odohralo sa to počas transgresie vo vrchnej časti spodného albu. Styk glaukonitických vápencov s urgónskymi vápencami má nepravidelný povrch — korózný. Autori vylučujú úzky vzťah alebo alternáciu glaukonitických vápencov albu s urgónskymi vápencami.

M. Rakús (1977) predpokladá oveľa zložitejšiu situáciu na vyššie uvedenej lokalite než D. Andrusov—V. Kollárová-Andrusovová (l. c.). Poukazuje na to, že glaukonitické vápence albu sa hlboko vkladajú medzi lavice urgónskych

vápencov. Preto mali byť urgónske vápence pred sedimentáciou glaukonitických vápencov tektonicky aspoň čiastočne vztýčené, čím sa narušila kompaktnosť lavíc a vytvoril sa na oboch plochách „hard-ground“. Bradlo Skalica predstavuje teda paleoreliéf spojený s vynorením, o čom svedčí i prítomnosť „pseudobrekcií“ albu. O veku rohovcových vápencov sa nezmieňuje.

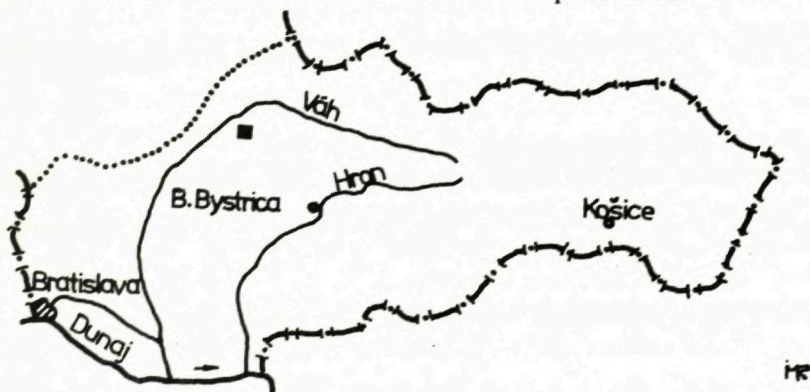
A. Began et al. (1963, s. 42—43) začleňujú zlepenec do spodných polôh urgónu a považujú ich za vyznievanie aptsko-albskej flyšovo zlepenčovej fácie tzv. upohlavských vrstiev. Na podrobnej geologickej mape 1:25 000 list Považská Bystrica zaraďoval D. Andrusov rohovcové vápence do malmu-spodného neokómu.

Vyššie uvedení autori začlenili bradlo Skalicu do manínskej série.

Výsledky našich výskumov sa odlišujú od doterajších poznatkov a preto sa o nich v tomto príspevku zmieňujeme.

### Litologický profil bradlom Skalica

Bradlo\* sa nachádza jz. od Dolného Moštencia (obr. 1, 2, tab. XXXVII, obr. 1, 2). Spodnú časť bradla tvoria zlepenec (brekcie) s polohami glaukonitických vápencov, kým prevažná masa bradla sú tmavosivé rohovcové vápence albu.

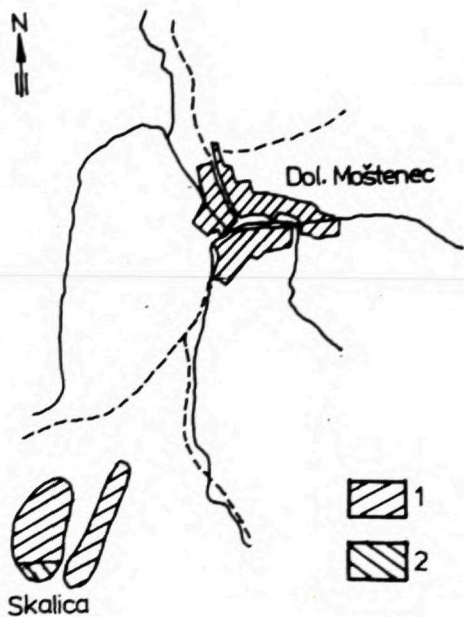


Obr. 1 Situačná mapa študovaného výskytu

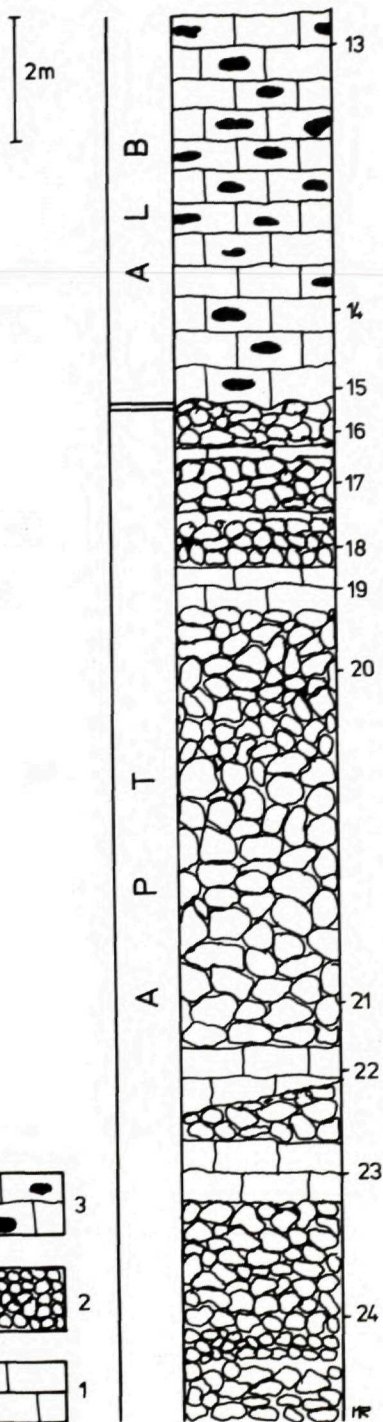
Aj keď nie je možné jednoznačne stanoviť všetky polohy glaukonitických vápencov, nakoľko je spodná časť bradla porušená, zistili sme 5 polôh, ktoré si nezachovávajú pravidelný priebeh a hrúbku, ale sú, najmä spodné polohy, vrásnením čiastočne porušené a vyvalcované. Obdobné je to aj s polohami zlepenecov, ktoré si nezachovávajú rovnakú hrúbku. Preto je profil čiastočne schematizovaný (obr. 3).

Na južnej strane bradla vystupujú na báze hrubozrnné rozpadavé zlepenec (1 m poloha, úlomky 5—25 cm), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do jemnozrnej-

\* Pojem bradlo je v tejto práci chápaný morfológicky.



Obr. 2 Situačná mapa bradla Skalice  
 1 — rohovcové vápence albu, 2 — zlepenice a glaukonitické vápence aptu.



Obr. 3 Schématický litologický profil bradlom Skalica  
 1 — slabo slienité glaukonitické vápence — apt; 2 — zlepenice a brekcie — apt, 3 — rohovcové vápence — alb.

ších (0,5 m hrubá poloha, úlomky 1—5 cm) a nad nimi 2 m poloha hrubozrnných zlepcov (úlomky 10—30 cm — poloha 24)\*. Tmel zlepcov je slienitý, glaukonitický. Opracovanosť úlomkov je nepatrná, väčšinou sú ostrohranné.

Nad zlepcami sa vyskytuje nerovnomerne hrubá poloha sivých slaboslienitých glaukonitických vápencov, v ktorých sa vyskytujú bloky a menšie úlomky vápencov a z makrofauny belemnity. Táto poloha je v časti rozdelená zlepcami (poloha 22 a 23).

Nad vyššie uvedenou polohou glaukonitických slienitých vápencov sa vyskytujú balvanovité zlepenca (tab. XXXVIII, obr. 1), ktoré opäť vytvárajú nerovnomernú polohu, najhrubšia na j. až jz. časti bradla (asi 7 m). Veľkosť balvanov v bazálnej časti dosahuje 1,2 m, vo vrchnej časti sú zlepenca jemnozrnnéjšie. V nich sa vyskytuje tiež tenká poloha (asi 10 cm) jemnozrnných rozpadavých zlepcov tmelených glaukonitickým slieňom. Na jv. strane bradla vo vrchnej časti balvanovitých zlepcov sa vyskytujú medzi blokmi vápencov aj útržky sivých glaukonitických slienitých vápencov s belemnitmi (tab. XXXVIII, obr. 2). Táto poloha zlepcov je značená číslami 20 a 21.

Vo východnej časti bradla nad balvanovitými zlepcami vystupuje opäť poloha nepravidelná, so slaboslienitými glaukonitickými vápencami (19) s najväčšou hrúbkou 70 cm (tab. XXXIX, obr. 1). Nad nimi vystupuje poloha (70 cm) jemnozrnných zlepcov (18, tab. XL, obr. 1), v nadloží ktorých je 3 cm poloha slienitých, sčasti bridličnato sa rozpadávajúcich slienitých glaukonitických vápencov. V ich nadloží sa nachádza 80 cm poloha jemnozrnných až strednozrnných zlepcov (17). Medzi polohou 17 a nadložnou polohou (16) sa vyskytuje tenká poloha glaukonitických slienitých vápencov. Vo východnej stene bradla pozorujeme na povrchu polohy 17 rôzne nerovnosti vyplnené glaukonitickými slieňmi. V týchto miestach dobre vidno „hard-ground“, ktorý sa vyskytuje aj na spodnej ploche polohy 16. Spodná plocha polohy 16 nie je rovná, poloha 70 cm hrubá, tvoria ju strednozrnné zlepenca, ktoré v spodnej časti obsahujú hojne slienitý glaukonitický tmel často doprevádzaný pyritom. Nie je vylúčené, že Fe povlak na spodnej ploche polohy 16 sa vytvoril zvetrávaním pyritu. Na vrchnej ploche polohy 16 sa opäť nachádza „hard-ground“, na ktorý potom nasadajú tmavosivé, spočiatku slaboslienité vápenca glaukonitické s čiernymi rohovcami (15); smerom do nadložia prechádzajú do sivých, nejasne lavicovitých rohovcových vápencov. V spodných polohách tmavosivých vápencov sa vyskytujú pyritové konkrécie a belemnity.

Na rozhraní polôh 15 a 16 pozorujeme jasnú zmenu sedimentov (tab. XXXIX obr. 1,2). Poznávame, že kým spodné polohy zlepcov majú výrazný zlepcový charakter a niekedy sú rozpadavé, vrchné polohy (16, 17 a 18) sú pevné, tmelí ich väčšinou vápencový tmel (i keď sa aj v nich vyskytujú miesta s glaukonitickým tmelom) a nadobúdajú charakter brekciovitý.

\* Uvádzané číselné označenia zodpovedajú číslam, ktoré sú napísané priamo na odryve a zodpovedajú miestam, z ktorých boli odobrané vzorky.



## Mikroskopický opis hornín

Zo študovaného bradla bolo zhotovené väčšie množstvo výbrusov, no pri opise sa obmedzujeme iba na jednotlivé typy hornín, pri ktorých zhrnieme viaceré výbrusy.

Valúny aptských zlepcov. Pri detailnom makroskopickom a mikroskopickom výskume zlepcov sme zistili, že materiál nie je veľmi rôznorodý; v podstate sú tu zastúpené horniny barému—aptu. Ide predovšetkým o sivé celistvé vápence a jemnozrnné, organogénno-detritické vápence, ojedinele sa vyskytujú aj útržky glaukonitických vápencov s belemnitmi a úlomky augititov.

Vo valúnoch vápencov sme odlišili tieto mikrofácie: a) biomikrity, b) biopelmikrity, c) intramikrity, d) intrabiosparity a e) intrasparity.

a) Sivé celistvé vápence sú temer vždy biomikritové, zriedkavo sú slabo rekrystalizované. V základnej mikritovej mase sa hojne vyskytuje drobná organogénna drvína, ktorá najpravdepodobnejšie pochádza z rozdrvených schránok lamelibranchiátov a krinoidových článkov. Je najhojnejšou organogénnou zložkou, ale jej množstvo sa v jednotlivých vzorkách mení. Druhou dôležitou zložkou sú foraminifery, z nich predovšetkým hedbergelové typy a i., časté sú aj nanokóny. Zriedkavejšie sa vyskytujú ostrakódy, úlomky schránok mlžov — takmer vždy rekrystalizované a na okrajoch mikritizované vřtavými riasami — malé krinoidové články, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Cadosina fusca* Wanner a ostne ježoviek. Niektoré valúny zriedkavo obsahujú pelety aj intraklastický materiál do veľkosti 0,4 mm, zrná glaukonitu, fosfátový minerál a pyrit.

Väčšiu pozornosť si zasluhujú bloky sivých celistvých vápencov, ktoré sa nachádzajú v slaboslienitých glaukonitických vápencoch (tab. XL obr. 2) a sú slaboslienité, veľmi rozpadavé, biomikritové a, na rozdiel od vyššie uvedených biomikritov, obsahujú ešte *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Stomiosphaera echinata* Nowak, *Thellia* sp., *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo a *Deflandronella tenuis* (Trejo).

b) Biopelmikrity majú základnú masu mikritovú, v nej sa vyskytujú pelety do veľkosti 0,2 mm. Pelety sú niekedy ťažko odlišiteľné od základnej hmoty. Vápence ojedinele obsahujú tiež intraklastický materiál vo veľkosti 0,3 mm. Z organických zvyškov obsahujú organogénnu drvínu, úlomky schránok mlžov, krinoidové články, hedbergely a i. foraminifery, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina fusca* cieszynica Nowak, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina vogleri* Borza, *Stomiosphaera echinata* Nowak, girvanely, ostrakódy, úlomky rias, ostne ježoviek, *Aeolisaccus* sp. a v jednom prípade aj *Globochete tatica* Radwański, ktorá sa doteraz udávala len z vrchného triasu (porov. A. Radwański 1968, K. Borza 1975). V polohe 16 sa v biopelmikritoch vyskytuje tiež *Colomiella mexicana* Bonet.

c) Intramikrity často obsahujú intraklastický materiál o veľkosti 0,2—0,4 mm, niekedy až do veľkosti 1 mm; tento je mikritový a mikrosparitový, často nepravidel-

ných tvarov. Organické zvyšky sú v ňom zriedkavejšie, zastúpenie druhov podobné ako v biopelmikritoch.

d) Intrabiosparity sú tvorené intraklastickým a bioklastickým materiálom. Obe zložky sú často rekrystalizované a v niektorých prípadoch navzájom ťažko odlišiteľné. Väčšinou majú nepravidelný tvar, veľkosť do 1 mm. Zriedkavo sa nachádzajú aj väčšie zložky, ktoré obyčajne patria k bioklastickému materiálu. Z organických zvyškov obsahujú úlomky schránok mlžov, krinoidové články, orbitolinoidné foraminifery, úlomky dasykladaceí a ojedinele aj sesilne foraminifery. Niekedy sú úlomky schránok lamelibranchiátov silicifikované, krinoidové články ako aj úlomky schránok lamelibranchiátov bývajú navrtané a mikritizované vrtavými riasami.

e) Najhojnejšie sú zastúpené intrasparity. Tvorí ich intraklastický materiál veľkosti 0,3—1,0 mm, niekedy až do 0,5 cm. Z organických zvyškov obsahujú orbitolinoidné foraminifery, úlomky rias, serpule, *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), machovky, *Tubiphytes obscurus* Maslov. V intraklastickom materiáli sa vyskytujú aj úlomky vápencov s *Calpionella alpina* Lorenz.

Sivé slaboslienité glaukonitické vápence. Navetrálny povrch majú svetlosivý, čerstvý lom tmavšie sivý s tmavozelenými zrnami glaukonitu, ktoré dobre pozorovať už makroskopicky. Vo vápencoch sa vyskytujú balvany ale aj menšie úlomky vápencov urgónskej fácie, ktoré boli už vyššie opísané. Z makroskamenelín glaukonitické vápence obsahujú belemnity a amonity, na základe ktorých ich D. Andrusov—V. Kollárová—Andrusovová (l. c.) začlenili do vrchnej časti spodného albu.

V mikroskope vidieť, že vápence sú biomikritové, z organických zvyškov sa v nich vyskytuje drobná organogénna drvina a foraminifery predovšetkým hedbergelovéhoto typu. Ďalšie organické zvyšky sú zriedkavé — úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Planomalina* sp., *Spirillina* sp., *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Stomiosphaera echinata* Nowak, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), nanokóny, ostrakódy, machovky, ostne ježoviek a ojedinele aj prierezy bližšie neurčiteľnými orbitolinoidnými foraminiferami. Vápence hojne obsahujú zrnká glaukonitu často zatláčané autigennými klenčkami karbonátov. Niekedy v nich pozorujeme dehydratačné pukliny. Nezriedka pozorujeme okolo glaukonitových zŕn vláknitý kalcit. Bežne sa vyskytujú zrná fosfátového minerálu a pyrit. Zriedkavé sú pelety a intraklasty. Vo vrchnej časti glaukonitických vápencov (poloha 19 tab. XXXIX obr. 1) sa okrem vyššie uvedených organických zvyškov ešte nachádza *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo.

Rohovcové vápence albu. Nad polohou 16, na povrchu ktorej sa vyskytuje „hard-ground“, nastáva zmena sedimentácie. Spočiatku sa usadzujú tmavosivé slaboslienité vápence s čiernymi rohovcami. Vo výbruse sú biomikritové. Biozložku tvorí predovšetkým organogénna drvina o veľkosti 0,1—0,6 mm, najbežnejšia v rozmedzí 0,2—0,3 mm. Z ďalších zložiek sú tu úlomky schránok lamelibranchiátov

a malé krinoidové články, rôzne prierezy foraminiferami („hedbergely“, *Spirillina* sp., *Sabaudia* sp. a i.). Ostatné zložky sa vyskytujú zriedkavo, ako *Colomiella recta* Bonet, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Didemnooides moreti* (Durand Delga), *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, machovky, nanokóny, úlomky rias, ostne ježoviek, ostrakódy a v jednom prípade orbitolinoidná foraminifera. Vápence často obsahujú zrná glaukonitu bežne zatláčané autigennými klenčekomami karbonátov. Glaukonitové zrná niekedy obsahujú dehydratačné pukliny, zriedkavo sa vytvárajú okolo nich lemy vláknitého kalcitu. Glaukonit často vyplňuje komôrky foraminifer, zriedkavo zatláča pôvodnú schránku kadosín. Ďalšou stálou zložkou glaukonitických vápencov sú hnedasté fosfátové zrná. Niekedy sú úlomky schránok lamelibranchiátov fosfátizované. Bežne sa vyskytuje pyrit, niekedy je limonizovaný. Z klastickej zložky tu býva intraklastický materiál, pelety a zrná klastického kremeňa do veľkosti 0,1 mm a ojedinele zrná zirkónu. Vo vápenci sa často vyskytujú mikrostylolity viazané na rozhranie organických zvyškov a základnej hmoty. Stylolity bývajú zvýraznené Fe-pigmentom. V niektorých vzorkách na báze sa tak hojne vyskytuje glaukonit, že vápence môžeme označiť ako glaukonitické biomikrity, veľmi podobné glaukonitickým vápencom aptu. Úlomky schránok lamelibranchiátov a krinoidové články bývajú mikritizované.

Smerom do nadložia sa mení zloženie vápencov, hojnejšie sa objavujú rohovce a miestami je pomer vápencov a rohovcov 1 : 1.

Na základe zastúpenia jednotlivých zložiek v rohovcových vápencoch odlišujeme : a) mikrofáciu biodetriticko-mikritovú, b) mikrofáciu krinoidového biomikritu, c) krinoidového pelmikritu, d) pelsparitu a e) krinoidového intrabiosparitu. Najhojnejšie sa vyskytujú biodetritické mikrity. Celkove možno tvrdiť, že viacmenej vo všetkých fáciách sú zastúpené foraminifery („hedbergely“, textuláriové typy a i.), *Colomiella recta* Bonet, v niektorých vzorkách *Colomiella cf. semiloricata* Trejo, *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnooides moreti* (Durand Delga), *Cadosina heliosphaera* Vogler, zriedkavé sú ihlice húb a i. Stálou zložkou, aj keď veľmi zriedkavou sú zrná glaukonitu, pyrit a zrná klastického kremeňa. Obdobné zloženie majú aj vápence albu južného hrebeňa. Hrúbka rohovcových vápencov albu tu dosahuje cca 30 m.

### **Stratigrafická interpretácia študovaných hornín**

Stratigrafické začlenenie hornín bolo prevedené na základe orbitolinoidných foraminifer, tintínín, foraminifer a niektorých ďalších organických zvyškov, resp. spoločenstiev.

Orbitolinoidné foraminifery boli podrobnejšie študované z valúnov a blokov vápencov v urgónskej fácií vo vzorkách z polôh 16, 17, 18, 20, 21 a 22. I napriek veľkému počtu výbrusov boli orientované prierezy schránok vzácnosťou a rezy

embryonálnymi ústrojenstvami (ktoré sú hlavnými identifikačnými znakmi orbitolinoidných foraminifer) boli mimoriadne zriedkavé. Keďže študovanými horninami boli zlepenice, spoločenstvá v jednotlivých valúnoch sa sčasti od seba odlišovali. Celkove bolo možné vymedziť 3 typy spoločenstiev:

a) spoločenstvo s *Iraqia* sp. (vzorka 22),  
b) spoločenstvo s *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina* sp. a *Iraqia* sp. (vzorka 16, 20 a 21),

c) spoločenstvo s *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, *Sabaudia mituta* (Hofker) a *Iraqia* sp. (vzorka 17, 18).

*Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) je najčastejšou orbitolidnou foraminiferou vo výbrusoch. Tento druh je ponímaný v širokom zmysle, ktorý mu dal R. Schroeder (1963) tým, že na základe zhodného embryonálneho štádia do neho zaradil viaceré známe a predtým samostatné druhy. Vo vzorkách zo Skalice sa nachádzajú plochšie i vyššie kužeľovité formy s vyklenutou základňou, ktoré možno stotožniť s pôvodnými druhmi *Orbitolina conoidea* Gras, *O. discoidea* Gras a najmä s *Orbitolina paronai* Prever. Stavba jednotlivých zón schránky je úplne totožná s tou, ktorú podrobne opísal a zobrazil R. Schroeder (1963, tab. 23), protokoncha dosahuje priemer 0,09–0,14 mm. Podľa R. Schroedera (1963) druh sa vyskytuje od vrchného barému do bázy stredného aptu (bedule).

*Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas má nižšie kužeľovité schránky s výrazne vtláčenou základňou. Jednoduchý embryonálny aparát má protokonchu priemeru do 0,10 mm. Centrálna časť schránky, podobne ako u *Palorbitolina lenticularis* (Blum.), je najčastejšie vyplnená úlomkami a „kalcitovými okami“, ktoré úplne zotierajú pôvodné štruktúry.

M. Moullade—P. Saint-Marc (1975) udávajú pre *O. (M.) parva* Douglas v Európe stratigrafický interval od najvyššieho spodného aptu (bedulu) do spodného albu.

*Orbitolina* sp. — vzácne kužeľovité schránky s výrazným narastaním do hrúbky komorových vrstiev smerom ku základni. Najskôr ide o primitívne formy z okruhu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), ktoré sú aptského veku.

*Iraqia* sp. — vzácne drobné kužeľovité schránky, ktorých vnútorná stavba (známa iba z neorientovaných rezov) pripomína stavbu schránok rodu *Iraqia*, ako ho opísal a zobrazil F. R. S. Henson (1948). Rod *Iraqia* je známy z barému i aptu.

*Sabaudia minuta* (Hofker) sa našla vo vzorke 18. Tento druh sa vyskytuje od barému až do cenomanu (porovn. J. Charollais—P. Brönnimann—M. Neumann 1965).

Treba ešte pripomenúť, že orbitolinoidné foraminifery sú vo vápencoch často polámané a obrúsené, čo svedčí o sedimentácii týchto vápencov v plytkovodnom prostredí v dosahu príbojovej zóny.

Na základe analýzy orbitolinoidných foraminifer možno a) spoločenstvo s *Iraqia* sp. zaradiť do barému až aptu, b) spoločenstvo s *Palorbitolina lenticularis* (Blum.) do spodného aptu (bedulu) a c) spoločenstvo s *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas do spodného až stredného aptu (bedul až gargas).

Celkove možno konštatovať, že vápence v urgónskej fácií, ktorých valúny a bloky sa nachádzajú v zlepenkových polochách Skalice, pôvodne sedimentovali v spodnom až strednom apte, pričom nemožno vylúčiť, že časť z nich je aj vrchnobarémskeho veku.

Stratigrafické rozšírenie tintinín v apte a albe rozpracoval M. Trejo (1972, 1975), ktorý delí apt na spodný a vrchný. Podľa neho sa vo vrchnom apte okrem iných organických zvyškov objavuje *Deflandronella tenuis* (Trejo), *Parachitinoidella*

*cuvillieri* Trejo a *Colomiella mexicana* Bonet. Prvé dve formy sa vyskytujú len vo vrchnom apte, kým posledný druh prechádza aj do albu, kde sa vyskytuje spolu s *Colomiella recta* Bonet.

Vo valúnoch vápencov zo zlepcov v mikritových fáciách sme zistili výskyt *Deflandronella tenuis* (Trejo), *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo a *Colomiella mexicana* Bonet. Ide o spoločenstvo, ktoré v zmysle M. Treja (1975) patrí do vrchného aptu. Do vrchného aptu zaraďujeme aj glaukonitické vápence, v ktorých sa tiež vyskytuje *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo.

Z biostratigrafického hľadiska sme získali veľmi cenné spoločenstvo z glaukonitických vápencov (vz. Skalica 1; Bor. 1978—pol. 19). Skladá sa výlučne z planktonických foraminifer; dominujúce postavenie má *Planomalina (Globigerinelloides) cheniourensis* (Sigal) spolu s druhom *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi). Z ďalších druhov boli identifikované *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Planomalina (Globigerinelloides) caseyi* Bolli, Loeblich et Tappan (sensu J. Salaj—O. Samuel 1966) a *Ticinella* cf. *bejaouaensis* Sigal.

Asociácie obdobného zloženia boli identifikované aj v početných výbrusoch. Určitý rozdiel sa javí jedine v rozdielnom kvantitatívnom zastúpení jednotlivých druhov. Kým v spoločenstve z výplavu prevláda druh *Planomalina cheniourensis* (Sigal) a *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), v spoločenstvách vo výbrusoch medzi najhojnejšie druhy patria zástupcovia rodu *Hedbergella*, z ktorých bolo možné identifikovať jedine druh *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) a *H. infracretacea* (Glaessner). Zaujímavé je, že druh *Planomalina (Globigerinelloides) cheniourensis* (Sigal) resp. *P. (G.) caseyi* (Bolli, Loeblich et Tappan) sa vyskytujú buď vzácné, alebo často.

Vekové rozpätie vyššie uvádzaných druhov podľa mikrostratigrafických výskumov J. Salaja et O. Samuela (1966), J. Hašku—O. Samuela (1977) zo Západných Karpát, ako aj najnovších údajov J. Sigala (1952, 1966, 1977) resp. ďalších autorov (J. Salaj, 1976) je nasledovný:

Druh *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937) patrí medzi druhy s pomerne širokým vekovým rozpätím (barém—alb).

Medzi druhy s užším vekovým rozsahom patrí *Ticinella bejaouaensis* Sigal 1966, *Planomalina (Globigerinelloides) caseyi* Bolli, Loeblich et Tappan 1957 a *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi, 1942). Ich prvé objavenie sa viac-menej zhodne uvádza z vrchného aptu (clansey), resp. z najvyššieho stredného aptu (gargas). Určitý rozdiel sa javí jedine v interpretácii vrchnej hranice, kde niektorí autori ich vymretie uvádzajú v spodnom albe, kým iní pripúšťajú až stredný alb.

Podľa posledných výskumov za indexovú formu s úzkym vekovým rozsahom (najvyšší gargas—spodný clansey) sa považuje *Planomalina (Globigerinelloides) cheniourensis* (Sigal 1952).

Na základe vertikálneho rozšírenia jednotlivých druhov a celkového zloženia spoločenstva môžeme konštatovať, že analyzované spoločenstvá nám naznačujú vrchnoaptský vek skúmaných vrstiev, čo je v súlade so stratigrafickými závermi na základe veľkých foraminifer, ako aj so stratigrafickým rozšírením vyskytujúcich sa tintinoidných foriem reprezentovaných hlavne rodom *Parachitinoidea*, *Deflandronella* a *Colomiella*, resp. s identifikovanými druhmi, ktoré uvádza na základe určenia

jedného z nás (O. Samuel) D. Andrusov—V. Kollárová-Andrusovova (1971, str. 151), nakoľko druh *Hedbergella infracretacea* (Glassner) má široké vekové rozpätie (barém-alb), kým formy z okruhu *Ticinella* ex gr. *roberti* (Gandolfi) sa tiež začínajú objavovať nielen podľa výskumov zo Západných Karpát, ale aj iných pohorí (porovn. J. Sigal 1966, 1977.; J. Salaj 1976) už vo vrchnom apte.

V rohovcových vápencoch sa nachádzajú *Colomiella recta* Bonet, *Colomiella* cf. *semilaricata* Trejo a *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo. Uvedené druhy sa podľa M. Trejo (1972, 1975) vyskytujú v spodnom albe, na základe čoho sme aj my rohovcové vápence začlenili do albu.

Otázke stratigrafického postavenia rodu *Colomiella* z oblasti Západných Karpát venoval pozornosť K. Borza (1978), ktorý zistil, že *Colomiella mexicana* Bonet sa objavuje na niekoľkých lokalitách vo vrchnom apte, kým *Colomiella recta* Bonet sa zistila vo vápencoch albu (M. Maheř 1958), ktorých vek bol dokázaný na základe ježoviek (E. Szörényi 1957) a amonitov (informácia J. Michalíka.)

Pri stratigrafickom zaradení valúnov zo zlepcov nenachádzame protiklady s doterajšími poznatkami, i keď treba zdôrazniť, že na bradle Skalica sa nenachádzajú urgónske vápence ako také, ale že ide o zlepence, resp. brekcie tvorené prevažne vápencami urgonskej fácie.

Rozdielny názor máme na stratigrafické postavenie glaukonitických vápencov, ktoré začleňujeme do vrchného aptu a rohovcových vápencov, ktoré sú spodnoalbské. V tejto súvislosti by bolo žiaduce znovu preskúmať amonitovú faunu na tejto lokalite.

Rozdielnosť stratigrafickej interpretácie niektorých valúnov urgónskej fácie na základe orbitolín a tintinín sa javí v tom, že kým v našom ponímaní (K. Borza—E. Köhler—O. Samuel 1979) delíme apt na 3 časti, M. Trejo (1975) delí apt iba na spodný a vrchný.

### Sedimentačné podmienky študovaných hornín

Zlepcové polohy považovali predchádzajúci autori za primárne urgónske vápence (D. Andrusov—V. Kollárová-Andrusová l. c.) alebo zčasti za pseudobrekcie (M. Rakús 1977). Podrobným výskumom sme zistili, že v spodnej časti bradla Skalica vystupujú len zlepence (brekcie) a že pravé urgónske vápence sa tu nenachádzajú.

Zlepence na báze sú tvorené z hrubých úlomkov vápencov, niekedy slabo opracovaných, vo väčšine prípadov sú nevytriedené. Valúny majú len zriedkavo znaky triedenia častíc a znaky prednostnej orientácie. Nenašlo sa v nich šikmé zvrstvenie žľabovitého typu, chýbajú akékoľvek náznaky laterálneho alebo vertikálneho triedenia klastického materiálu. Medzi úlomkami vápencov sa nachádzajú aj útržky slienitých glaukonitických vápencov s belemniti. Predpokladáme, že zlepence vznikli pod vplyvom svahových sklzových pohybov; poukazujú na to útržky

glaukonitických vápencov, prípadne glaukonitický tmel i deformácie spôsobené blokmi vápencov v ešte nespevnených slabo sienitých glaukonitických vápencoch. Pohyb prebiehal na miernych svahoch priľahlých k zdroju klastického materiálu.

Glaukonitické vápence sú plytkovodnými sedimentmi; poukazuje na to hojný obsah organogénneho detritu, výskyt peletov, intraklastického materiálu, ako aj glaukonit. Striedanie glaukonitových polôh so zlepencami považujeme za zjav primárny.

Podobne ako glaukonitické vápence aptu aj rohovcové vápence albu sú plytkovodným sedimentom.

Výskyt „hard-groundu“ a nerovností medzi polohami 16 a 17 nasvedčuje o porušení sedimentácie v apte. „Hard-ground“ na povrchu polohy 16 pod tmavými rohovcovitými vápencami svedčí o prerušení sedimentácie medzi aptom a albom, teda už po uložení hlavnej masy glaukonitických vápencov. Prerušenie — hiát — zodpovedá najvyššiemu aptu a možno aj časti najspodnejšieho albu a bolo spôsobené manínskou fázou (v zmysle D. Andrusova 1959, s. 277).

## Záver

V bradle Skalica boli zistené a opísané 3 základné litologické typy hornín (od dola nahor):

1. Zlepence až brekcie s valúnmi vápencov v urgónskej fácií s ojedinelými útržkami slabo slienitých glaukonitických vápencov s belemnitmi a valúnmi „augitov“ — apt.

2. Slabo slienité glaukonitické vápence s faunou amonitov a belemnitov, s balvanmi a úlomkami vápencov v urgónskej fácií — apt.

3. Rohovcové vápence, miestami na báze glaukonitické — alb.

Striedanie polôh zlepencov a glaukonitických vápencov považujeme za jav primárny, čo je v rozpore s doterajšími — v úvode uvedenými — interpretáciami.

Výrazný stratigrafický hiát možno konštatovať medzi vrchnou polohou zlepencov a spodnou polohou rohovcových vápencov. Prerušenie zodpovedá najvyššiemu aptu a snáď aj najspodnejšej časti albu.

Rozdielna interpretácia bradla Skalica je najočividnejšia pri porovnaní zobrazení profilu bradla v našej práci a v prácach D. Andrusovova—V. Andrusovovej-Kollárovej (1971) a M. Rakúsa (1977).

Študované bradlo bolo doteraz zaraďované do manínskej série. Naše poznatky vedú k záveru, že ho nemožno do tejto série (sensu stricto) začleniť, lebo

a) v manínskej sérii nie sú známe vo vyššom apte zlepence a

b) v tejto sérii nie sú vyvinuté mocné polohy rohovcových vápencov albského veku.

Podľa našich poznatkov má bradlo Skalica najviac zhodných znakov s vývinom belanskej série (v zmysle M. Maheľa 1959), a to z nasledujúcich dôvodov:

a) v najvyšších častiach masívnych vápencov blízkyh urgónskej fácií v belánskej

sérii (konkrétne vo Valaskej Belej) sú vyvinuté brekciovité polohy, ktoré zodpovedajú zlepencom v nižšej časti profilu Skalice;

b) v najvrchnejšej časti masívnych vápencov belánskej série sme zistili prítomnosť *Colomiella mexicana* Bonet. Táto fosília sa na Skalici vyskytuje v úlomkoch vápencov urgónskej fácie;

c) v belanskej sérii ležia rohovcové vápence albu diskordantne na masívnych vápencoch urgónskeho typu, na bradle Skalica zase — po prerušení sedimentácie (hiáte) — na aptských zlepenkoch;

d) mikrofaciálne znaky rohovcových vápencov albu sú na oboch miestach veľmi podobné, ak nie zhodné.

Z uvedených záverov vyplýva, že v oblasti považovanej za klasický vývin manínskej série, popri manínskej sérii sensu stricto sa vyskytuje aj ďalší vývin, ktorý má najbližšie k vývinu belanskej série v krížňanskej jednotke. Z hľadiska tektonickej interpretácie má tento poznatok širší význam. Z toho dôvodu, ako aj so zreteľom na závery vyplývajúce z práce M. Mahefa (1978), bude potrebné tomuto problému venovať osobitnú pozornosť v celom úseku bradiel podobného typu.

Do tlače odporučil A. Began.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—376.
- ANDRUSOV, D.—KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1971: Transgression de Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des Klippes, vallée de Váh, Slovaquie). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied 22, 1, Bratislava, 149—157.
- BEGAN, A. et al. 1963: Záverečná správa za úlohu Základný geologický výskum a mapovanie v M-1 :25 000 a 1:50 000, spojený s edíciou máp v M-1 :50 000, list M-34-97-D — Považská Bystrica. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOLLI, H. M.—LOEBLICH, A. R. Jr.—TAPPAN, H. 1957: Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, and Globotruncanidae. U. S. Nat. Mus., Bull. 215. Washington, 3—50.
- BORZA, K. 1975: Mikroproblematika aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 26, 2, Bratislava, 199—236.
- BORZA, K. 1978: Vorkommen der Gattung *Colomiella* Bonet (oberes Apt—Unteres Alb) in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 29, 2, Bratislava, 337—344.
- BORZA, K.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1977: Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 123—156.
- GANDOLFI, R. 1942: Ricerche micropaleontologiche sulla Scaglia e sul Flysch Cretacici dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). — Riv. Ital. Pal. 4, 48, Milano, 5—160.
- GLAESSNER, M. A. 1937: Planktonyje foraminifery mela i eocena i ich stratigrafičeskoje značenie. Etjudy mikropal. 1, 1. Moskva, 27—47.
- HAŠKO, J.—SAMUEL, O. 1977: Stratigrafia kriedy varinského úseku bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—67.
- HENSON, F. R. S. 1948: Larger imperforate Foraminifera of southwestern Asia. Britsh. Museum (that. Hist.), London, 1—127.
- CHARROLAIS, J.—BRÖNNIMANN, P.—NEUMANN, N. 1965: Deuxieme note sur les Foraminiferes



- du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (Hofker). Arch. Sciences 18, 3, Geneve, 624—642.
- MAHEL, M. 1958: Kalke im Alb der „neuen“ Serie im Gebirge Strážovská hornatina. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—16.
- MAHEL, M. 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpaten. Geol. Práce, Zošit 51, Bratislava, 3—52.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu. Mineralia slovaca 10, 4, Bratislava, 289—309.
- MOULLADE, M.—SAINT-MARC, P. 1975: Les „Mésorbitolines“: révision taxonomique, importance stratigraphique et paléobiogéographique. Bull. Soe. géol. France 17, 5, Paris, 828—842.
- RAKÚS, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—38.
- SALAJ, J. 1966: Contribution à une monographie des Rosalines. 1. Le genre *Ticinella* Reichel, souche des *Rotalipores*. — Ecl. geol. Helv. 59, 1, Basel, 185—217.
- SALAJ, J. 1976: Contribution a la microbiostratigraphie du Mésozoïque et du Tertiaire de Tunisie septentrionale. Notes Serv. Géol, Tunisie 42, Tunis, 29—69.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
- SIGAL, J. 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. XIX. Congr. Géol. Inter. 1, sér. Algérie 26, Alger, 3—45.
- SIGAL, J. 1966: Contribution à une monographie des Rosalines 1. Le genre *Ticinella* Reichel, souche des *Rotalipores*. Eclog. Geol. Helv. 59, 1, Basel, 185—217.
- SIGAL, J. 1977: Essai de zonation du Crétacé méditerranée à l'aide des foraminifères planctoniques. — Geol. Méditerranéenne 4, 2, Paris, 99—108.
- SCHROEDER, R. 1963: *Palorbitolina*, ein neues Subgenus der Gattung *Orbitolina* (Foram.). N. Jb. f. Geol. u. Paläont. Abh. 117, Stuttgart, 346—359.
- SZORÉNYI, E. 1957: Echinodermatenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—134.
- TREJO, M. 1972: Neuvos tintinidos del Aptiano Superior de Mexico. Rev. Inst. Mex. Petr. 4, 3, Mexico, 80—87.
- TREJO, M. 1975: Zonification del limite Aptians-Albiano de Mexico, Rev. Inst. Mex. Petr. 7, 3, Mexico, 7—29.

#### Vysvetlivky k tabuľkám XXXVII—XL

##### Tabuľka XXXVII

Obr. 1—2 Bradlo Skalica s vyznačením miest odobratých vzoriek

##### Tabuľka XXXVIII

Obr. 1 Balvanovité zlepence

Obr. 2 Útržok slaboslienitých glaukonitických vápencov (a) v zlepencoch

##### Tabuľka XXXIX

Obr. 1 Časť študovaného profilu bradla Skalice s číselným označením polôh 15—20. Poloha 15 — rohovcové vápence albu, polohy 16—18 a 20 zlepenca aptu, poloha 19 — slaboslienité glaukonitické vápence aptu.

Obr. 2 Rozhranie medzi polohami 15 (vrchná časť obrázku — rohovcové vápence albu) a polohou 16 (zlepenca aptu). Na rozhraní polôh sa nachádza hard-ground.

##### Tabuľka XL

Obr. 1 Povrch polohy 18, hrubozrnné zlepenca

Obr. 2 Bloky vápencov barému—aptu v slaboslienitých glaukonitických vápencoch

## New stratigraphic and tectonic data on Skalica klippe

### Summary of the Slovak text

Three basical lithological types of rocks (from the bottom to the top) were distinguished and described the Skalica klippe:

1. Conglomerates and breccias with limestone pebbles in an Urgonian facies with sporadical clasts slightly marly glauconite limestones with belemnites and pebbles of „augitites“ — Aptian.

2. Slightly glauconite limestones with ammonite fauna and belemnites, with boulders and clasts limestones in an Urgonian facies — Aptian.

3. Cherty limestones, glauconitic at the base — Albian.

Alternation of conglomerate layers and layers of glauconite limestones is regarded as a primat phenomenon which is contradictory to former interpretations.

A larger stratigraphic hiatus may only be as far as between the upper layer of conglomerates and the lower layer of cherty limestones. The break was in the Uppermost Aptian and perhaps in the lowermost part of the Albian.

Differences in interpretation of the Skalica klippe are evident in the comparison of the presentation of the profile of the klippe in our work and in the work by D. Andrusov—V. Kollárová—Andrusovov (1971) and by M. Rakús (1977).

The klippe has so far been ranged to the Manin group. Our results confirm that it cannot be ranged in the group (*sensu stricto*), because:

a) in the Manin group in the Upper Aptian the conglomerates were not found, and

b) in this group there are no thick layers of cherty limestones of Albian age.

Our results show that the Skalica klippe has most signs identic with the Belá group (in the sense of M. Maheľ 1959), for the following reasons:

a) in the uppermost parts of massive limestones analogous with the Urgonian facies in the Belá group (in Valaská Belá) are brecciated layers corresponding to the lower part of the profile of the Skalica klippe;

b) in the uppermost part of massive limestones of the Belá group are *Colomiella mexicana* Bonet. This fossil occurs in the Skalica klippe in limestone fragments of the Urgonian facies;

c) in the Belá group the Albian cherty limestones rest discordantly on the massive limestones of the Urgonian type, in the Skalica klippe — after the break of sedimentation — hiatus — on Aptian conglomerates;

d) microfacial characters of Albian cherty limestones are similar — if not identic — in both places.

So in the area regarded as the classical facies of the Manin group, there is — besides the Manin group *sensu stricto* — another facies which is in the closes affinity to the Belá group in the Krížna unit. The information is more significant for tectonical interpretation. For this reason, and in respect of conclusions following from M. Maheľs (1978) work, the problem will require particular attention among the klippes of similar type.

Translated by E. Jassingerová.

### Explanations to Plates XXXVII—XL

#### Plate XXXVII

Fig. 1—2. Skalica klippe, location of sampled places

#### Plate XXXVIII

Fig. 1 Bouldery conglomerates

Fig. 2 Clast of slightly marly glauconite limestones (a) in conglomerates

Plate XXXIX

Fig. 1 Part of profile of Skalica klippe with layers numbered from 15 to 20. Layer 15 — Albian cherty limestones, layers 16—18, 20 — Aptian conglomerates, layer 19 — slightly marly Aptian glauconite limestones.

Fig. 2 Boundary between layer 15 (top part of the figure — Aptian conglomerates) and layer 16. There is hard-ground on the boundary.

Plate XL

Fig. 1 Surface of layer 18, coarsegrained conglomerates

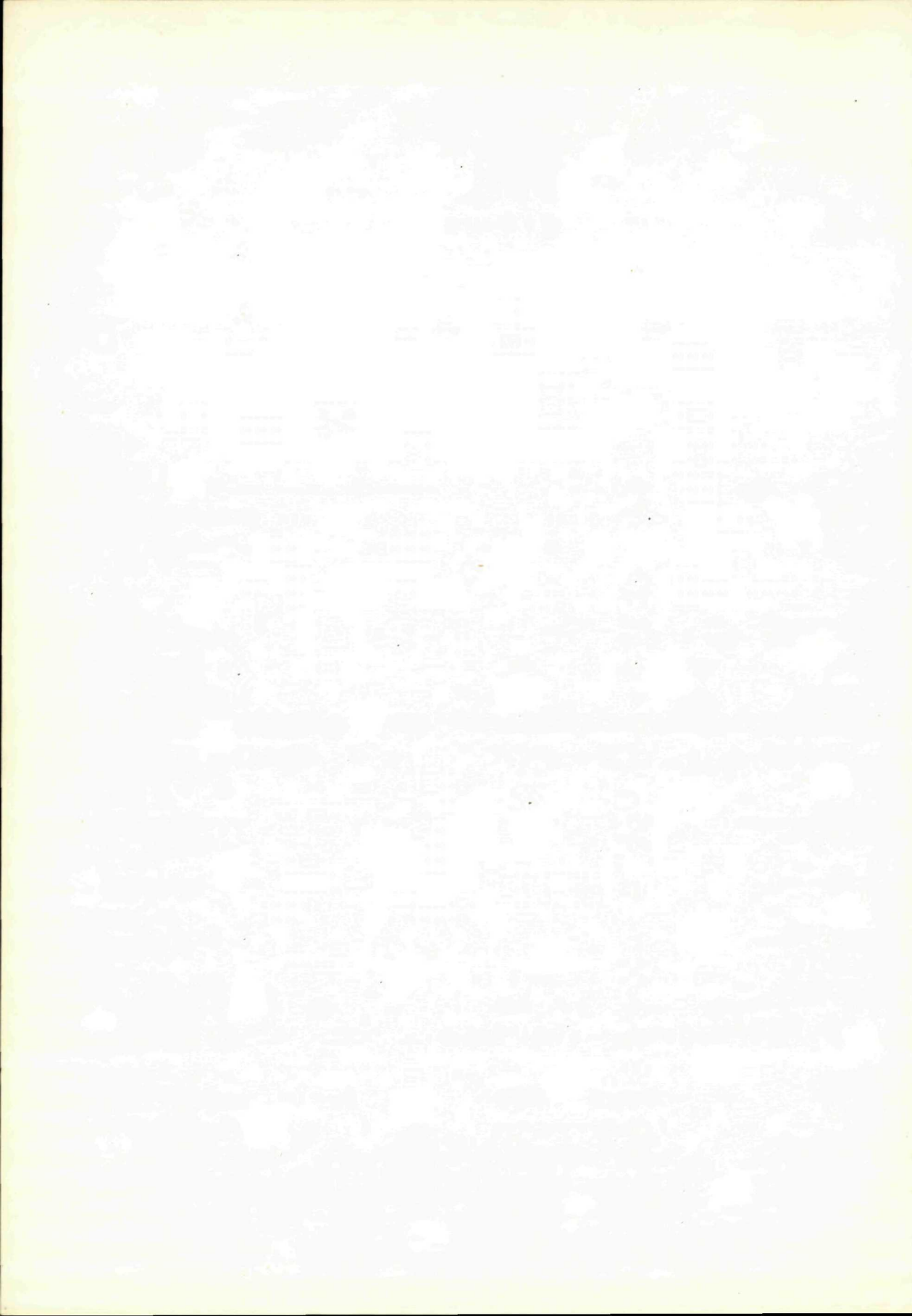
Fig. 2 Blocks of Barrême-Aptian limestones in slightly-marly glauconite limestones

Explanations to text-figures 1—3

Fig. 1 Situation of occurrence studied

Fig. 2 Situation of Skalica klippe. 1 — Albian cherty limestones, 2 — Aptian conglomerates and glauconite limestones.

Fig. 3 Schematic lithological profile of Skalica klippe. 1 — slightly marly glauconite limestones — Aptian; 2 — conglomerates and breccias — Aptian, 3 — cherty limestone — Albian.



Karol Borza

## Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepencov kriedy a paleogénu Západných Karpát

2 fotogr. tabuľky (XLI, XLII), anglické resumé

Abstract. Described are pebbles of Lower-Albian limestones with *Colomiella recta* Bonet, Albian glauconite limestones with *Calcisphaerula innominata* Bonet, Upper Albian-Cenomanian limestones with *Bonetocardiella conoidea* Bonet and *Pithonella trejoi* Bonet and Turonian limestones with *Pithonella ovalis* (Kaufmann). The pebbles are from Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt, from conglomerates of the periklippen Paleogene and from Cretaceous conglomerates from Šumiac.

### Úvod

V práci sú opísané niektoré typy vápencov, ktoré doteraz neboli zistené in situ, alebo sa vyskytujú len výnimočne. Nachádzajú sa prevažne na druhotných miestach v zlepencoch vo forme valúnov. Upozorňujeme na ne, pretože tieto fácie sú všeobecne málo známe. Predpokladáme, že boli oderodované, alebo zdrojové oblasti nie sú dostatočne preskúmané. Riešenie týchto problémov pomôže objasniť niektoré otázky stratigrafie, paleogeografie a sčasti i tektoniky.

### Lokality a opis valúnov

Spodný alb. Vo Vysokých Tatrách sú známe glaukonitické vápence, a to v tomanovskej sérii vo vráse Giewontu a Červených vrchov. Ich albský vek je doložený skamenelinami (E. Passendorfer 1930). Vo vráse Giewontu zodpovedajú zóne *Hoplites dentatus*, vo vráse Červených vrchov zóne *Mortoniceras varicosum*. Patria teda spodnému albu. Glaukonitické vápence z albu Vysokých Tatier opisujú aj K. Borza—E. Martíny (1962), paleontologicky však nie sú doložené. Z oblasti centrálnych Západných Karpát — Strážovské vrchy — vápence z albu uvádza M. MaheI (1958); tieto sú doložené makrofaunou. Ježovky z nich určila E. Szörényi (1957). Svoju pozornosť sme však zamerali na valúnový materiál zistený na viacerých lokalitách. Pre porovnanie uvedieme v tomto prípade aj opis z pôvodnej lokality.

Čierna Lehota, profil severne od obce, východne od doliny Bebravy. Lokalitu opisuje M. Maheľ (1959). Vystupujú tu tmavosivé celistvé a jemnozrnné vápence s čiernymi rohovcami veľkosti orecha až detskej hlavy. Vápence sú mikritové a biomikritové, miestami obsahujú veľmi hojne drobnú organogénnu drvinu, ďalej foraminifery — medzi nimi hedbergely a foraminifery textulárionového typu — *Colomiella recta* Bonet, *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo, úlomky rias, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina semiradiata olzae* Nowak *Gemerilla minuta* Borza et Mišík, ihlice húb, ostrakódy a ostne ježoviek. Zriedkavé sú zrná klastického kremeňa (do veľkosti 0,2 mm), kryštáliky autigénneho kremeňa a zrná glaukonitu. Rohovce tvorí chalcedón.

Prítomnosť *Colomiella recta* Bonet a *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo potvrdzujú spodnoalbský vek vápencov ako ho stanovila E. Szörenyiová (1957) a M. Maheľ (1958).

Valúny spodnoalbských vápencov sme zistili v cenomanských zlepenoch v Hradnej a Zemianskom Kvašove i v ilerských zlepenoch jv. od Jablonového a v. od Hlbokého nad Váhom.

O cenomanských zlepenoch v Zemianskom Kvašove sa zmieňujú D. Andrusov—E. Scheibner (1960) a j. Salaj—O. Samuel (1963). Bližšie údaje o cenomanských zlepenoch v Hradnej, ako aj o ilerských zlepenoch jv. od Jablonového a v. od Hlbokého nad Váhom, sú uvedené v práci O. Samuel—K. Borza—K. Köhler (1972).

Valúny vápencov sú celistvé. Na základe mikrofaciálnej analýzy možno medzi valúnmi rozlíšiť dve mikrofácie, a to biomikrity s hojnou organogénnou drvinou a spongolitovú mikrofáciu.

a) Biomikrity s hojnou organogénnou drvinou sú hojnejšie zastúpené. Boli zistené na všetkých vyššie uvedených lokalitách zlepencov. Vápence sú slabo rekryštalizované. Okrem organogénnej drviny obsahujú *Colomiella recta* Bonet (niektoré aj *Colomiella mexicana* Bonet — tab. XLI obr. 1), *Stomiosphaera echinata* Nowak, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Cadosina semiradiata olzae* Nowak, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Globochaete alpina* Lombard, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, foraminifery — medzi nimi hedbergely, ostrakódy, ihlice húb a rádiolárie. Zriedkavo sa vyskytuje fosfátový minerál, glaukonit a ojedinele zrná klastického kremeňa.

b) Spongolitová mikrofácia sa vyskytuje zriedkavejšie. Valúny týchto hornín sa našli v cenomanských zlepenoch pri Hradnej a v ilerských zlepenoch jv. od Jablonového.

Vápence sú tmavosivé, niekedy obsahujú čierne rohovce. Sú biomikritové, veľmi hojne obsahujú ihlice húb tvorené chalcedónom. Okrem nich sa zriedkavo nachádzajú *Colomiella recta* Bonet, *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo, foraminifery

— medzi nimi hedbergely, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, *Didemnum* sp., krinoidové články, ostrakódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, ostne ježoviek a ojedinele zrná glaukonitu. Nezistili sme v nich zrná klastického kremeňa.

Ak porovnáme vápence od Čiernej Lehoty s valúnovým materiálom, vidíme, že ide o veľmi blízke fácie. Trochu sa odlišuje spongolitová mikrofácia, ktorá neobsahuje toľko organogénnej drviny, ani prímies klastického kremeňa.

Vrchná časť spodného albu. Valúny tohto veku boli nájdené v maastrichtských zlepencoch bradlového pásma v záreze cesty pri Krivej. Biostratigrafickým postavením zlepenčov sa zaoberajú J. Salaj—A. Began (1963) a A. Began—K. Borza—J. Salaj—O. Samuel (1965). Litologicko-petrograficky zlepence vyhodnotil K. Borza (1966).

Tmavosivý glaukonitický vápenec. Je biomikritový, miestami slabo rekrystalizovaný (tab. XLI obr. 2). Obsahuje zvýšené množstvo glaukonitu. U niektorých zrn glaukonitu pozorujeme dehydratačné pukliny. Vápenec je chudobnejší na organické zvyšky. Obsahuje *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Cadosina oraviensis* Borza, hedbergely, úlomky schránok lamelibranchiát, ostrakódy a ojedinele *Cadosina heliosphaera* Vogler. Zriedkavo sa vyskytujú zrná pyritu a fosfátový minerál.

Vrchný alb. Valúny vrchnoalbských glaukonitických vápenčov boli zistené v zlepencoch v profile Oravský Podzámok—Široká. Biostratigrafickým postavením zlepenčov sa zaoberali V. Kantorová—D. Andrusov (1958), D. Andrusov (1959), A. Began—K. Borza—J. Salaj—O. Samuel (1965), J. Salaj—O. Samuel (1966), D. Andrusov—O. Samuel (1973a, b) a R. Marschalko—O. Samuel (1977). Litologicko-petrograficky zlepence skúmal K. Borza (1966).

Tmavosivý vápenec s makroskopicky pozorovateľnými zrnami glaukonitu. Je biomikritový, miestami slabo rekrystalizovaný — biomikrosparitový. Vápenec je preplnený *Calcisphaerula innominata* Bonet (tab. XLI obr. 4). Ostatné organické zvyšky sa nachádzajú v nepatrnom množstve. Sú to hedbergely a iné foraminifery, úlomky schránok lamelibranchiátov, ostrakódy, *Aeolisaccus* sp. a *Cadosina oraviensis* Borza. Niekedy sa v komôrkach kalcisfér vyskytujú zrná pyritu. Zriedkavo sa vo vápenci nachádzajú zrná klastického kremeňa.

Veľmi podobnú mikrofáciu in situ sme zistili v záreze potoka pri južnom okraji Brekova v sivých slieňoch albu. Opisuje ich M. Maheľ (1963), zmieňuje sa o nich aj K. Borza (1969). Sliene sú mikritové, často sa v nich vyskytuje *Calcisphaerula innominata* Bonet (tab. XLI obr. 3), zriedkavo hedbergely, rádiolárie a ostrakódy. Oproti predchádzajúcemu výskytu nepozorujeme prítomnosť glaukonitu, o niečo hojnejšie sa vyskytuje prímies klastického kremeňa a muskovit. Zriedkavo sa nachádzajú kryštálky pyritu a fosfátový minerál.

Vrchný alb — cenoman. Valúny vápencov sa vyskytujú v ilerdských zlepencoch v lome jv. od Jablonového. Tomuto zaujímavému súvrstviu bola oddávna venovaná pozornosť a až donedávna mu bol pripisovaný vrchnolutétsky až priabónsky vek (porovnaj D. Andrusov 1965, F. Chmelík 1967). O. Samuel— K. Borza E. Köhler (1972) dokázali jeho ilerdský vek. V minulosti sa uvádzalo, že lomy v Jablonovom odkrývajú vápencové súvrstvia. V skutočnosti ide o faciálne veľmi pestré súvrstvie, tvorené pieskovecami, klastickými vápencami, silne piesčitými vápencami, a o polohy zlepenčov. V nich sa nachádzajú valúny tmavosivých slaboslienitých vápencov.

Vápence vo výbruse sú biomikritové a biomikrosparitové (tab. XLII obr. 1). Obsahujú hojne organické zvyšky, predovšetkým *Calcisphaerula innominata* Bonet, bežne sa vyskytujú *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pithonella trejoi* Bonet a *Bonetocardiella conoidea* (Bonet). Z ďalších organických zvyškov sa vyskytujú zriedkavo hedbergely, jednokýlové globotrunkány, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina* cf. *fusca* Wanner, rekryštalizované rádiolárie, úlomky schránok lamelibranchiátov a ostrakódy. Zriedkavo sa vyskytujú zrná glaukonitu a kryštáliky pyritu.

Valúniky turónskych vápencov sme zistili vo vrchnokriedových jemnozrnných zlepencoch na Čerteši pri Šumiaci (Horehronie).

Vrchnokriedové organogénne vápence s rádiolitmi a organodetrické vápence, miestami slabo piesčité, objavil J. Bystrický (1959) na vršku Čerteš západne od Šumiaca. Skameneliny, ktoré by svedčili o senónskom veku vápencov, sú uvedené v práci D. Andrusov—J. Bystrický (1959). A. Biely (1960) zistil, že okrem vápencov patria k vrchnej kriede i tmavé slieňovce, slienité vápence a pieskovce, predtým považované za lias. Paleontologicky ich vrchnosantónsky vek dokazujú A. Biely—J. Salaj (1966). J. Sigal (in D. Andrusov—M. Durand Delga—J. et J. Geysant 1967) dokladá vrchný santón na základe foraminifer. Rudisty z vršku Čerteš sú vrchnosantónskeho až kampánskeho veku, pričom je pravdepodobnejší kampán (porovnaj D. Andrusov 1976, D. Lupu 1976). O. Samuel (1977) porovnáva z hľadiska stratigrafického a čiastočne i litofaciálneho sedimenty z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne so sedimentmi od Šumiaca (marínne sliene s obsahom prevažne pelagických foriem). Prišiel k záveru, že ide o sedimenty identické.

Z tejto lokality sa v sivých pieskovecoch vyskytuje tenká poloha jemnozrnných zlepenčov tvorená úlomkami karbonátov. Karbonátové úlomky niekedy dosahujú priemer až 8 mm. Zastúpené sú predovšetkým úlomky dolomitov, len zriedkavo úlomky vápencov, medzi nimi aj vápence s *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Vápenec je biomikritový a biomikrosparitový (tab. XLII obr. 3). Väčšinou sú v ňom zachytené priečne prierezy pitonelami ale časté sú aj axiálne rezy. Len ojedinele sa vo vápenci nachádzajú foraminifery globigerínového typu. Vápenec ojedinele obsahuje zrná klastického kremeňa.

Uvedená fácia zodpovedá fácií pitonelových vápencov pri meste Seewen (Švajčiarske Alpy); vápence sú označované ako „Seewerkalk“, sú začlenené do spodného



turónu (porovnaj F. J. Kaufmann in O. Heer 1965, S. Locker 1967, D. Richter 1974). Podobne sú do spodného turónu zaraďované aj pitonelové vápence v parížskej panve (porovnaj P. L. Allard—J. Cuvillier et al. 1959, G. Bignot—L. Lezaud 1964). Vápence s hojným výskytom *Pithonella ovalis* (Kaufmann) z turónu Mexika uvádza tiež F. Bonet (1956, tab. XXV obr. 2). Najpravdepodobnejšie je, že aj úlomky pitonelových vápencov západne od Šumiaca patria do spodného turónu. Nepriamo na to poukazuje chýbanie *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) a *Pithonella trejoi* Bonet v spoločenstve s *Pithonella ovalis* (Kaufmann), ktoré sú vrchnoalbské až cenomanské. Valúniky vápencov s *Pithonella ovalis* z kriedových zlepcov západne od Šumiaca uvádza K. Borza (1969, s. 69).

Z územia „gemerika“ Západných Karpát (Slovenský kras, Muránska plošina, Stratenská hornatina) za najmladšie sedimenty sa považovali najvyšší lias, prípadne najspodnejší doger. Mikrofácie s *Clypeina jurassica* Favre (titón—valanž) uvádza M. Mišík (1966, tab. LXII obr. 1,2a, b) z valúnov akvitánskych zlepcov pri Chvalovej severne od Rimavskej Soboty a predpokladá, že pochádzajú z gemeríd. Jediný odryv od Budíkovian pri Rimavskej Sobote, uvádzaný predtým ako jura, prípadne spodná krieda, bol presvedčivo zaradený do vrchného triasu (K. Borza—A. Began—M. Kochanová 1965). D. Andrusov (1959) a J. Bystrický (1964) objasňovali chýbanie jury a spodnej kriedy eróziou. D. Andrusov (l. c.) nepredpokladal jestvovanie ostrova, keďže západnejšie, v Maďarsku, má vyššia jura hlbokovodný vývin. Výskyt plytkovodnej fácie naznačuje, že značná časť gemeríd sa vynorila počas titónu (M. Mišík 1974). V poslednej dobe J. Bystrický (1978) zistil v Stratenskej hornatine zastúpenie vápencov s masovým výskytom munierií, ktoré však zatiaľ neumožňujú dostatočne presne stanoviť vek predmetného súvrstvia. Z vyššie uvedeného by vyplývalo, že v „gemeriku“ pred transgresiou senónu najmladšími sedimentmi boli pelagické vápence s *Pithonella ovalis* (Kaufmann); tieto sú najpravdepodobnejšie spodnoturónske.

Podobná fácia vápencov s *Pithonella ovalis* (Kaufmann), ako pri Šumiaci, sa vyskytuje aj vo valúne zo zlepcov bradlového pásma západne od Cetuny. Zlepence sú kampánske, podrobnejšie ich opisuje K. Borza (1962, 1966).

Valún sivého celistvého vápenca je mikritový až mikrosparitový (tab. XLII obr. 2). Pomerne často obsahuje organické zvyšky, najmä *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Zriedkavejšie sa vyskytuje *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella multicava* Borza, ihlice húb, ostrakódy, úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, hedbergely a iné foraminifery. Bežná je aj drobná organogénna drvína. Vápenec zriedkavo obsahuje pelety; v jednom z nich sa vyskytuje *Calpionella alpina* Lorenz. Zriedkavo sa nachádzajú zrná klastického kremeňa do veľkosti 0,1 mm.

Stratigrafické začlenenie vápencov vychádza z prác F. Bonet (1956), T. D. Adams—Khalili—A. Khosrovi-Said (1967), M. Trejo (1975) a z prác iných autorov, ako aj z vlastných výskumov autora. Pre lepšie objasnenie uvádzame tabuľku stratigrafického rozšírenia niektorých mikrofosílií, ako aj zóny.

Stratigrafické rozšírenie niektorých mikrofosílií v rozpätí apt—koniak

	Apt	Alb	Cenoman	Turón	Koniak
<i>Colomiella mexicana</i> Bonet	—				
<i>Colomiella recta</i> Bonet		—			
<i>Bonetocardiella conoidea</i> Bonet			—		
<i>Pithonella trejoi</i> (Bonet)			—		
<i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann)			—		
<i>Calcisphaerula innominata</i> Bonet			—		
zóna	<i>Colomiella</i>	<i>Calcisphaerula</i>	<i>Pithonella ovalis</i>		

Záver

1. Valúny spodnoalbských vápencov sú najrozšírenejšie.
2. Valúny glaukonitických vápencov sú známe len z Oravy.
3. Valúny albsko-cenomanských vápencov s typickými *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) a *Pithonella trejoi* Bonet boli zatiaľ objavené len v ilerských zlepenoch juhovýchodne od Jablonového.
4. Valúny pitonelových vápencov sa vyskytujú iba v oblastiach s vývinom „gosauskej“ kriedy.
5. Pitonelové vápence sú najmladšími doteraz známymi sedimentmi „gamerika“ pred transgresiou senónu.

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

- ADAMS, T. D.—KHALILI, M.—KHOSROVI-SAID, A. 1967: Stratigraphic significance of some oligosteginid assemblages from Lurestan Province, NW Iran. *Micropaleont.*, 13, 1, New York, 55—67.
- ALLARD, P. L.—CUVILLIER, J. et al.: Les Foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles. C. R. Congr. Sov. Sav., Coll. Crétacé sup., Dijon, 591—660.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—376.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia Československých Karpát, III, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—392.
- ANDRUSOV, D. 1976: Neue Rudistenfauna aus den Westkarpaten und vom Ochridsee. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 27, 1, Bratislava, 11—34.
- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J. 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 10, 2, Bratislava, 324—326.
- ANDRUSOV, D.—DURAND DELGA, M.—GEYSANT, J. et J. 1967: Réun. extraordinaire de la Soc. géol. de France, Carpathes Tchecoslovaques 20—28 sept. 1965. *Compte-rend. journ., Bull. Soc. Géol. France*, 7, 7, Paris, 1057—1107.

- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973a: Cretaceous-Palaeogene of the West Carpathians Mts. Guide to excursion E. X Congress of Carpathian-Balkan Geological Assoc., Bratislava, 1—78.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973b: Mjel-paleogen Zapadnych Karpat. Putevoditeľ exkurzii E. X kongres Karpato-balkanskej geologičeskej asociácii, Bratislava, 1—82.
- ANDRUSOV, D.—SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov v geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11, 2, Bratislava, 239—279.
- BEGAN, A.—BORZA, K.—SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1965: On the Age Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- BIELY, A. 1960: Geologický výskum Muránskej planiny. Rukopis—archív GÚDŠ, Bratislava.
- BIELY, A.—SALAJ, J. 1966: K problematike vrchnokriedových uložením na Horehroní. Geol. Práce Správy 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 172—174.
- BIGNOT, G.—LEZAUD, L. 1964: Contribution a l'étude des Pythonella de la craie Parisienne. Revue Micropaleontol., 7, 2, Paris, 138—152.
- BONET, F. 1956: Zonificación Microfaunística de las Calizas Cretácicas del este de Mexico. XX. Cong. Geol. Internac. Mexico, I—VI, 3—102.
- BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 13, 2, Bratislava, 241—256.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o Zemi, Geologica, 2, 2, Bratislava, 1—96.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—301.
- BORZA, K.—BEGAN, A.—KOCHANOVÁ, M. 1965: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. Zprávy o geol. výsk. v r. 1964, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 62—63.
- BORZA, K.—MARTÍNY, E. 1962: Výskum glaukonitového vápenca albu Javorovej doliny v Tatrách. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 13, 1, Bratislava, 161—172.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—53.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. Geol., Bratislava, 1—203.
- BYSTRICKÝ, J. 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. Miner. Slovaca, 10, 1, Bratislava, 17—22.
- CHMELÍK, F. 1967: Paleogén centrálných Karpat. In: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty 2, Praha, 287—383.
- KANTOROVÁ, V.—ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 9, 2, Bratislava, 165—177.
- KAUFMANN, F. J. 1865: in HEER, O.: Die Urwelt der Schweiz. Zurich, 1—622.
- LOCKER, S. 1967: Die Sphären der Oberkreide und die sogenannte Orbularitfazies. Geologie, 16, 7, Berlin, 850—859.
- LUPU, D. 1976: Un nouveau radiolitidé: Bystrickyia andrusovi n. gen., nov. sp. du Sénonien supérieur de la haute vallée du Hron (Horehronie, Carpates Slovaques). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 27, 1, Bratislava, 35—43.
- MAHEL, M. 1958: Vápence v albe západokarpatskej série v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—16.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—52.
- MAHEL, M. 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 5—20.
- MARSCHALKO, R.—SAMUEL, O. 1977: Olistostromové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri širokej a Krivej na Orave. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—71.

- MIŠÍK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—280.
- MIŠÍK, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. Acta Geol. Pol., 24, 3, Warszawa, 485—503.
- PASSENDORFER, E. 1930: Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. Pr. Państw. Inst. Geol. 2, 4, Warszawa.
- RICHTER, D. 1974: Grundriss der Geologie der Alpen. Berlin—New York, 1—213.
- SALAJ, J.—BEGAN, A. 1963: Faciálny vývoj a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—120.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1963: Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 109—125.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—292.
- SAMUEL, O. 1977: Find of foraminifers from variegated beds near Dobšinská ľadová jaskyňa (ice cave) and their stratigraphical interpretation. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93—103.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SZORÉNYI, E. 1957: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—134.
- TREJO, M. 1975: Zonificación del límite Aptiano-Albiano de México. Rev. Inst. Mex. Petr. 7, 3, México, 6—29.

#### Vysvetlivky k tabuľkám XLI—XLII

##### Tabuľka XLI

- Obr. 1 Vápenec s *Colomiella mexicana* Bonet — spodný alb  
Valún z ilerských zlepcov jv. od Jablonového, č. v. 6991, ×200.
- Obr. 2 Glaukonitický vápenec s *Cadosina oraviensis* Borza a *Calcisphaerula innominata* Bonet  
Valún z mastrichtských zlepcov bradlového pásma v záreze cesty pri Krivej, č. v. 2947, ×150.
- Obr. 3 Sivý slieň s *Calcisphaerula innominata* Bonet — vrchný alb. Južný okraj Brekova, č. v. 7090, ×150.
- Obr. 4 Glaukonitický vápenec s *Calcisphaerula innominata* — vrchný alb.  
Valún z kampanských zlepcov bradlového pásma v záreze železnice oproti Širokej na Orave, č. v. 2948, ×150.

##### Tabuľka XLII

- Obr. 1 Vápenec s *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* (Kaufman), *Pithonella trejoi* Bonet a *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) — vrchný alb-cenoman. Valún z ilerských zlepcov jv. od Jablonového, č. v. 7022, ×150.
- Obr. 2 Vápenec s *Pithonella ovalis* (Kaufmann) a *Calcisphaerula innominata* Bonet — turón  
Valún z kampanských zlepcov bradlového pásma sz. od Cetuny, v. č. 1661, 150×.
- Obr. 3 Vápenec s *Pithonella ovalis* (Kaufmann) — turón  
Valún zo senónskych zlepcov, z. od Šumiaca, v. č. 7091, 150×.

Karol Borza

## Albian-Turonian limestone pebbles in Cretaceous and Paleogene conglomerate of West Carpathians

Summary of the Slovak text

Cretaceous and Paleogene conglomerates in the West Carpathians contain occasional pebbles of Albian-Turonian limestones. Because of their sporadic occurrences they have so far not been described from their original localities. The facies are not known completely and so we assume that they are eroded, and source areas are not studied thoroughly. By solving these problems we may explain some stratigraphical, paleogeographical and partly also tectonical problems. Pebbles known from.

Cretaceous and Paleogene conglomerates are as follows:

- a) Lower Albian limestones with *Coloniella recta* Bonet and *C. mexicana* Bonet are most frequent. They are in Cenomanian conglomerates at Hradná and Zemiansky Kvašov, in Illeridian conglomerates southeast of Jablonové and east of Hlboké on Váh r.
- b) In the upper part of the Lower Albian are glauconitic limestones with infrequent *Calcisphaerula innominata* Bonet and *Cadosina oraviensis* Borza. The pebbles are in Maastrichtian conglomerates of the Klippen Belt in a road-cut near Krivá (Orava).
- c) Upper Albian glauconitic limestones with plentiful *Calcisphaerula innominata* Bonet were found in conglomerates in the profile Oravský Podzámok—Široká (Orava).
- d) Pebbles of darkgrey limestones with *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pithonella trejoi* Bonet and *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) are ranged to Upper Albian—Cenomanian. They were found in Illeridian conglomerates in a quarry southeast of Jablonové (Central Považie).
- e) Pebbles of Turonian limestones with plentiful *Pithonella ovalis* (Kaufmann) were found in Upper Cretaceous finegrained conglomerates at Čerteš near Šumiac (Horehronie). An analogous limestone facies also occurs in pebbles of Campanian conglomerates of the Klippen Belt W of Cetuna (West Slovakia).

Limestone pebbles with plentiful *Pithonella ovalis* (Kaufmann) are only in areas with „gosau“ Cretaceous.

Turonian limestone pebbles with *Pithonella ovalis* (Kaufmann) are the youngest so far known sediments of the „gemicum“ prior to the Senonian.

### Explanations to Plates XLI—XLII

#### Plate XLI

Fig. 1 Limestone with *Colomiella mexicana* Bonet—Lower Albian. A pebble from Illeridian conglomerates southeast of Jablonové, sample No. 6991, ×200

Fig. 2 Glauconite limestone with *Cadosina oraviensis* Borza and *Calcisphaerula innominata* Bonet. A pebble from Maastrichtian conglomerates of the Klippen Belt in a road-cut near Krivá, sample N. 2947, magn. 150×

Fig. 3 Grey marl with *Calcisphaerula innominata* Bonet—Upper Albian. Southern periphery of Brekov, sample No 7090, 150×

Fig. 4 Glauconite limestone with *Calcisphaerula innominata*—Upper Albian. A pebble from Campanian conglomerates of the Klippen Belt in a railway—cut in front of Široká (Orava), sample No. 2948, ×150

#### Plate XLII

Fig. 1 Limestone with *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Pithonella*

*trejoi* Bonet and *Bonetocardiella conoidea* (Bonet) — Upper Albian—Cenomanian. A pebble from Ilerdian conglomerates southeast of Jablonové, sample No. 7022, ×150

Fig. 2 Limestone with *Pithonella ovalis* (Kaufmann) and *Calcisphaerula innominata* Bonet—Turonian. A pebble of Campanian conglomerates of the klippen Belt, northwest of Cetuna, sample No. 1661, ×150

Fig. 3 Limestone with *Pithonella ovalis* (Kaufmann)—Turonian. Pebble of Senonian limestones west of Šumiac, sample No. 7091, ×150

Translated by E. Jassingerová.

Jozef Pecho

## Zlatonosné žily v gemeridách

Ruské resumé

**Abstract.** The autor deals with hydrothermal gold-bearing veins in the Gemerides. Some of the veins, especially the quartzantimonite veins show high gold contents as confirmed by some samples. Special geological-deposit investigations for gold have not been performed and their deep development and average metal content are not thoroughly examined. Here we only want to show that in the Gemerides are gold-bearing veins that should be paid a greater attention and some of them should be studied in detail in respect of economical-practical purposes.

### Úvod

V súčasnej dobe, v pomerne krátkom čase, bol zverejnený v odborných i populárnych časopisoch väčší počet odborných príspevkov zameraných na prognózy a perspektívy ťažby našich nerastných surovín. Vyvolala to do určitej miery súčasná celosvetová surovinová a energeticko-palivová kríza. Niektoré z článkov sa zamerali špeciálne aj na prognózne hodnotenie ložísk a výskytov zlatých rúd, napr. „Teoretické základy prognóz nerostných surovín v ČSSR“ — Sborník přednášek konference k 25. výročí založení katedry ložiskové geologie PĚFUK, Praha, 1978. Niekoľko príspevkov o zlatých žilách bolo zverejnených aj v časopise „Geologický průzkum“ (J. Chrt—B. Soukup 1967, J. Klominský 1975, J. Chrt—Vr. Rus—I. Tenčín 1975) a aj v iných časopisoch (St. Polák 1967 1971). Pretože sa v týchto príspevkoch spomínajú zlaté rudy v gemeridách len okrajove, uvediem o nich svoje najnovšie poznatky získané viacročnými terénnymi prácami na antimonitových ložiskách.

### Výskyty zlatonosných žíl v gemeridách

Gemeridy nemajú prakticky žiadnu tradíciu v dobývaní zlatých rúd. Stará, takmer tisícročná banícka história tohto pohoria sa vzťahuje hlavne na dobývanie železných a medených rúd, i keď sa popri nich dobývali v malom množstve aj rudy iných

farebných kovov. To, čo sa dnes dozvedáme z archívov a zo starých banských kníh, že totiž už v 16. storočí (A. Bergfest 1953, H. Bernáth 1946) boli udeľované banské polia na zlato a striebro v okolí Rožňavy, Čučmy a Zlatej Idky, môžeme považovať iba za pokusné dobývanie a vyhľadávacie práce. V gemeridách nepoznáme také ložisko, na ktorom by sa boli ťažili iba zlaté rudy, ktoré by sme teda mohli označiť ako ložisko zlatých rúd. Zlato sa získavalo na niektorých žilách len ako vedľajší produkt popri hlavnom kove, napr. antimóne a pod. Preto pri súčasnom komplexnom hodnotení antimónovej zóny venujeme tejto otázke zvýšenú pozornosť. Niekoľkými orientačnými vzorkami sme zistili, že v Spiško-gemerskom rudohorí sa nachádza zlato, resp. zlatonosné žily, ktoré majú dosť vysoký obsah zlata, a preto sú z hľadiska ekonomického zaujímavé. Okrem zlatonosných žíl sa rýdže zlato nachádza v malom množstve aj v aluviálnych náplavoch—ryžoviskách niektorých horských potôčikov.

### Hydrotermálne zlatonosné žily

Prevažná väčšina hydrotermálnych zlatonosných žíl sa vyskytuje v tzv. antimonitovej zóne, ktorá sa tiahne od Betliara až k Poproču, teda v dĺžke asi 50 km. Sú vyvinuté na alpínskych zlomových líniách v staropaleozoických horninách gelnickej série. Na základe orientačných mineralogických rozborov podľa minerálnej paragenézy ich môžeme rozdeliť do štyroch základných typov.

1. kremenno-antimonitovo-zlatonosné
2. kremenno-zlatonosné
3. kremenno-sulfidicko-zlatonosné
4. kremenno-živcovo-apatiticko-zlatonosné.

Všetky tieto typy hydrotermálnych žíl patria podľa C. Varčeka (1962, 1973) do IV. mineralizačnej etapy, najmladšej v gemeridách, zvanej tiež antimonitovej. Geneticky sa viažu s alpínskymi vrchnokriedovými granitoidnými intrúziami (J. Kantor 1957).

#### *Žily kremenno-antimonitovo-zlatonosné*

Najviac a najbohatších žíl tohto typu sa nachádza v západnej časti antimonitovej zóny, na strednej rudonosnej línii prebiehajúcej asi 2 km na S od obce Čučma severovýchodným smerom. Možno ju sledovať v dĺžke asi 6 km až do údolia Zlatého potoka. Na tejto línii sú vyvinuté žily Matej, Vincent, Gabriela, Klement, Jozef a niekoľko menších súbežných žíl v ich podloží i v nadloží.

Menší počet kremenno-antimonitovo-zlatonosných žíl sa nachádza aj s. od obce Betliar, pozdĺž rudonosnej štruktúry Betliar—Straková a na jz. svahu kopca Rámzáš (jz. od kóty 1244,7). Tu sa nachádzajú dve väčšie žily tohto typu o dĺžke 1500 až 2000 m a niekoľko menších súbežných žíl. Celkove je tu vyvinutých asi 10 kremenno-antimonitových žíl s väčším alebo menším obsahom zlata. V minulosti sa



z nich intenzívne dobýval antimonit. Väčšina z nich je už do miernych hĺbok vyťažená. Ich banské diela sú teraz opustené a neprístupné.

Pokiaľ ide o ich morfológický vývoj a parametre, majú tieto žily obyčajne vývoj nepravidelný, šošovkovitý. Ich smerná dĺžka sa pohybuje okolo 500 m a len zriedka dosiahne 1000 až 2000 m. Aj hrúbka žíl je malá, približne jednometrová, len výnimočne aj viac metrová. Ich hlbinný vývoj, ani vertikálne zmeny v mineralizácii nie sú dostatočne preskúmané.

Minerálna výplň tohto typu žíl je v podstate pestrejšia, než nám o tom hovorí nadpis. Na základe rudných textúr a vzájomných vzťahov jednotlivých minerálov sa predpokladá, že sa na ich minerálnej výplni uplatnili dve mineralizačné periódy, a to vyššie termálna a nižšie termálna; tieto sa navzájom prekrývajú. Ich podstatnú výplň tvorí kremeň a antimonit, lokálne aj žilný ankerit. Okrem toho sa v celkom malom množstve vyskytuje celý rad sulfidov, ktoré nie sú vždy všetky rovnomerne zastúpené na všetkých žilách. Z vysokotermálnych sa tu vyskytujú scheelit, volframit, kassiterit, bizmutín, apatit, turmalín a zlato. Zlato býva obyčajne rýdze v kremeni alebo v antimonite s pyritom alebo arzenopyritom.

Obsah zlata sledujeme a preverujeme na jednotlivých žilách popri geologickom výskume antimonitových ložísk. Dosiaľ sme z dostupného materiálu prepadlín (píng) a hľad jednotlivých žíl odobrali niekoľko orientačných vzoriek na chemické analýzy, v ktorých obsahy zlata stanovila Ing. M. Klinčeková atómovou absorpciou v laboratóriu Geol. ústavu D. Štúra. Tieto nám poskytli pozoruhodné výsledky. Tak napr. zo žily Matej sme odobrali tri vzorky s obsahom Au 5,8, 6,8, 49,0 g/t; zo žily Vincent štyri vzorky s obsahom Au 0,2, 3,7, 6,3 a 27,0 g/t; zo žily Gabriela štyri vzorky s obsahom Au 21,0, 30,0, 33,0 a 60,0 g/t; zo žily Klement šesť vzoriek s obsahom Au 1,7, 2,8, 5,8, 6,3, 7,2 a 17,0 g/t; zo žily Peter—Pavol tri vzorky s obsahom Au 0,06, 0,94 a 2,8 g/t; z Antimonitovej žily dve vzorky s obsahom Au 0,24 a 1,82 g/t a z nadložnej Antimónovej žily jednu vzorku s obsahom Au 13,6 g/t. Na žile Betliar—Straková udáva T. Furiel (1956) v záverečnej správe nasledujúce priemerné obsahy zlata v rudných blokoch s Sb: Au 1,2, 1,75 a 3,23 g/t. Ďalej v tejto správe udáva, že na Vrchnej štólňi je priemerný obsah zlata 2,5 až 3,4 g/t, striebra 51,0 až 55,0 g/t a na Spodnej štólňi v asi 2,0 m hrubej kremennej žile je priemerný obsah zlata z ôsmich vzoriek 3,9 až 4,0 g/t a striebra 48,0 g/t. Podľa toho sa zdá, že zlato pribúda smerom do hĺbky. Na žile Karolína sa uvádza priemerný obsah zlata 0,5 až 3,4 g/t. Výskyt rýdzeho zlata sa uvádza v starších správach aj na ostatných žilách tohto typu vo východnom pokračovaní od žily Karolína. Tu sa nachádza ešte osem väčších žíl, na ktorých sa dobýval antimonit a na ktorých sa zlato nesledovalo. Len na ložisku Anna—Agnežka v Poproči sa sledovalo zlato v antimonitovom koncentráte. Za obdobie dvadsiatich rokov (1938—1958) sa uvádza priemerný obsah zlata od 4,0 do 18,3 g/t (L. Sombathy—A. Bernáth—M. Berenčík 1955).

Spektrálnymi analýzami sa v žilnej výplni okrem zlata a antimónu zistili nasledujúce prvky: V rozpätí 0,1—0,01 % As, Cu, Zn, Pb, Ti, K, Co, Ni, La, B, Bi, Ag

a v rozpätí 0,01—0,001 % Sn, Mo, Li, Sr, Zr, Ba, V. Tieto sa v uvedenom rozpätí dosť pravidelne v analýzach opakujú.

### Žily kremenno-zlatonosné

V antimonitovej zóne sa vyskytuje aj väčšie množstvo kremenných žíl 1—3 m hrúbky a 1000—1500 m dĺžky, ktoré prebiehajú paralelne s hlavnými rudonosnými štruktúrami. Doprevádzajú obyčajne v podloží alebo v nadloží kremenno-antimonitové žily. Na prvý pohľad sa zdajú byť bezrudné, ale chemické analýzy potvrdili, že niektoré z nich sú zlatonosné. Napr. dve žily tohto typu prebiehajú na západných svahoch kopca Ramzáš. Obsahujú 0,13 až 3,3 g/t zlata.

Podrobné mineralogicko-chemické štúdie týchto žíl sa nerobili. Z makroskopického hľadiska sa zdá byť ich minerálna výplň na minerály veľmi chudobná. Hlavným minerálom je tu vždy mliečno biely kremeň, len lokálne sa v ňom nachádzajú hniezda turmalínu, chloritu alebo jemné vtrúseniny pyritu a arzenopyritu.

Spektrálnymi analýzami sa okrem zlata potvrdil celý rad prvkov, ktoré sa v jednotlivých vzorkách dosť často opakujú, a to približne v tomto rozpätí: Od 100—10 % Si, Al; 10—1 % Be, Fe, Mg, Na, K; 1—0,1 % Ti, Ca; 0,1—0,001 % Sn, Li, Rb, Sr, Zr, V, Cu, Pb, As, Mn, Ba; 0,1—0,001 % Sb, Ga, La, Sc, Bi, Cr, Zn; 0,00—0,0001 % Yb, Y, Co, Ni, Ag. Podľa týchto výsledkov ich musíme zaradiť medzi rudné žily. Nie je vylúčené, že predstavujú hlbinné časti antimonitových žíl, na čo poukazoval aj G. Pantó (1940), že totiž antimonitová výplň žily sa mení do hĺbky v kremenno-zlatonosnú výplň. V každom prípade treba predovšetkým kremenným žilám venovať pri terénnych prácach zvýšenú pozornosť, preverovať ich z hľadiska zlatonosnosti a hľadať kritériá pre ich zatriedenie do jednotlivých mineralizačných etáp, pretože sa nám zdá, že zlatonosné sú iba kremenné žily IV. mineralizačnej etapy—antimonitovej.

### Žily kremenno-sulfidicko-zlatonosné

Žily tohto typu sa vyskytujú vo východnej časti gemeríd v okolí Zlatej Idky. Z hľadiska mineralogického a geologického predstavujú svojrázny typ zrudnenia, ktorý si vyžaduje detailné mineralogicko-chemické spracovanie. Avšak pre takéto štúdium nemáme k dispozícii dostatočné množstvo materiálu, pretože ich banské diela sú už neprístupné a pri ich opise sme nútení preberať archívne a literárne údaje (P. Rozložník 1912).

O. Rozložník (1970) tu uvádza 14 menších žíl, z ktorých len 3 dosahujú 1000 m dĺžku. Ostatné majú kratšiu smernú dĺžku. Sú orientované viacmenej diagonálne k hlavnej rudonosnej štruktúre, ktorá prebieha vo smere juhovýchodnom. O ich hrúbke a hĺbke nemáme spoľahlivých údajov. Geneticky súvisia s tým istým plutonizmom ako kremenno-antimonitové žily, a preto ich zaraďujeme do IV. mineralizačnej etapy.

V minerálnej výplni žíl sa vyskytujú skoro tie isté minerály ako na antimonitových žilách, ale vo väčšom množstve. Uvádzajú sa tieto minerály (P. Rozložník 1912, St. Polák 1967, C. Varček 1973): kremeň, karbonáty (ankerit, dolomit, kalcit), turmalín, živec, chlorit, antimonit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit, jamesoit, berthierit, löllingit, pyrotín, tetraedrit, kobellit, kobaltín a rýdze zlato. V minerálnej výplni jednotlivých žíl sú zreteľné rozdiely. Na niektorých tvorí podstatnú výplň kremeň, karbonáty a sulfidy len v malom množstve. Na iných prevláda kremeň a antimonit so zlatom alebo kremenno-sulfidické minerály so zlatom (pyrit, arzenopyrit, sfalerit, galenit). V minulosti boli dobývané na Sb, Cu, Pb, Zn, Au a Ag. Údaje o kovnatosti jednotlivých žíl sú veľmi skromné a často dosť pochybné. U dobývaných rúd sa udáva nasledujúce zloženie (St. Polák 1967) Sb 2,8—4,0 %, Pb 3,2—4,8 %, Cu 0,2—0,4 %, Zn 0,9—3,0 %, Ag 100—700 g/t, Au 4,5—4,7 g/t. Najbohatšie žily, na ktorých sa vyskytovalo rýdze, aj makroskopicky viditeľné zlato, boli István a Ferencz.

#### *Žily kremenno-živcovo-apatiticko-zlatonosné*

Žily tohto typu sa vyskytujú severne od Čučmy a pravdepodobne aj na iných miestach v antimonitovej zóne. Jedna z nich sa tiahne v tesnom podloží kremenno-antimonitovej žily Gabriela, druhá v podloží kremenno-antimonitovej žily Jozef a dve menšie sa vyskytujú v Majerskej doline. Majú šošovkovitý vývoj, hrúbku rádovo od 0,2 až do 5,0 m, dĺžku 200 až 500 m. Neviažu sa priamo na hlavné zlomové štruktúry, ale predstavujú skôr výplň veľkých puklín v ich podloží.

Hlavným minerálom ich výplne je vždy kremeň, v menšom množstve živec (albit alebo mikroklín), turmalín, apatit, karbonáty (ankerit, kalcit), pyrit, niekedy bizmutín, uranín a rýdze zlato. Zlato je dosť zriedkavé a vyskytuje sa len v malom množstve, menej ako 1,0 g/t. Z ostatných prvkov boli spektrálne potvrdené: Cu, Pb, B, Zn, Sb, Co, Bi, Mo a Ag. Tento žilný typ je najchudobnejší na zlato. Opisuje ho aj C. Varček (1973) ako „kremenné žily s uránovou mineralizáciou“. Zlato však na nich neuvádza.

#### *Zlaté ryžoviská*

V mnohých údoliach horských potôčikov tejto oblasti nachádzame staré ryžovacie diela. Môžeme ich považovať za najstaršie práce na vyhľadávanie zlata v celom pohorí. Svedčia o tom aj mnohé staré názvy, napr. Goldseifen, Schnellenseifen, Grellenseifen, Goldthal, Zlatý potok atď. Na „Mape nerastných surovín 1:200 000“ uvádza J. Ilavský (1964) zo Spišsko-gemerského rudohoria 15 starých ryžovísk zlata. Podrobnejšie údaje o tom, či sa zlato na týchto ryžoviskách vôbec vyskytovalo a v akých množstvách, neuvádza. Staršie údaje o zlatonosnosti alúvií niektorých potokov z južnej strany Volovca (1293,2) v oblasti Betliar—Rožňava—Pača, potvrdil v nedávnej dobe šlichovaním C. Varček (1971). Najväčšie množstvo zlata

zistil v šlichoch z Majerskej doliny a menej v šlichoch zo Zlatého potoka (Rožňavská dolina), zo Zlatej doliny a z údolia hájovne Grexa. Zlato pochádza z hydrotermálnych kremenno-zlatonosných žíl a kremenno-antimonitovo zlatonosných žíl, ktoré sa tiahnu južnými svahmi Volovca v dĺžke niekoľko kilometrov v takmer súvislom pásme. V šlichoch so zlatom pravidelne vystupuje scheelit, zirkón, apatit a turmalín. Tieto minerály indikujú v tomto území vyššie termálnu mineralizáciu. Zlatonosné šlichy z uvedených potokov nepotvrdzujú v žiadnom prípade existenciu zlatonosných ryzovísk—ložiská priemyselného významu, ale sú iba doboru pomôckou pri vyhľadávaní zlatých rúd in situ.

## Záver

Celú antimonitovú zónu v gemeridách môžeme hodnotiť ako prognózne územie nielen na Sb rudy, ale aj na zlatonosné rudy. Najnádejnejšie na zlato sú žily prvého typu — kremenno-antimonitovo-zlatonosné, ako to vyplýva už aj z niekoľkých orientačných kusových vzoriek odobraných na žilách Matej, Vincent, Gabriela, Klement a iných. Tu treba zdôrazniť hlavne skutočnosť, že pri dobývaní antimonovej rudy na týchto žilách sa ťažba zameriavala iba na antimonit. Zlato sa zachytávalo popri flotácii antimónu len v posledných rokoch pri vybudovaní modernej úpravne v Čučme. Špeciálny geologicko-banský výskum a ťažba sa nezameriavali na zlato. To znamená, že pri dobývaní antimonitu boli ťažené kvalitné antimonitové úseky, ale kremenné časti žíl, v ktorých sa predpokladá najvyšší obsah zlata (G. Pantó 1940), ostali na antimonitových ložiskách nepreskúmané a nevyťažené.

Na druhom mieste, čo do perspektívnosti, by sme mohli rátať so žilami kremenno-sulfidicko-zlatonosnými v oblasti Zlatej Idky. Hlavná úloha tu spočíva v preskúmaní hĺbkového vývoja, hĺbkového dosahu ich zrudnenia.

Na tretie miesto, čo do nádejnosti, by sme mohli zaradiť žily kremenno-zlatonosné. Kremenné žily v gemeridách predstavujú samy osebe problém, ktorý si vyžaduje špeciálne štúdiá. Je dobre známe, že kremenné žily v gemeridách vystupujú na povrch na mnohých miestach a môžu patriť podľa C. Varčeka (1962) do troch mineralizačných etáp (II., III., alebo IV.), ktoré sú reprezentované hydrotermálnymi žilnými ložiskami. Na prvý pohľad sa zdajú byť bezrudné, pre geológov nezaujímavé. Preto sa im doteraz nevenovala väčšia pozornosť. Mnohí geológovia ich nevyznačovali ani v geologicko-ložiskových mapách, ani v metalogenetických mapách, pretože ich považovali za nerudné suroviny. Na základe našich prác sa potvrdilo, že mnohé z nich (najmä v antimonitovej zóne) sú zlatonosné. A čo tie ostatné, ktoré sa vyskytujú v severnej i v južnej časti gemeríd? To sú bezrudné, jalové žily? K týmto sa nevieme momentálne vyjadriť. Preto treba hľadať kritériá, na základe ktorých by sa prehodnotili a zaradili do jednotlivých mineralizačných etáp, čo by nám v konečnom dôsledku z hľadiska perspektív zlatých a iných farebných kovov pomohlo správne hodnotiť celé Spišsko-gemerské rudohorie.

Do tlače doporučil C. Varček.

## Literatúra

- BERGFEST, A. 1953: Čučma-Sb. Manuskript, archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.
- BERNÁTH, H. 1946: Popis antimonitových výskytov v Čučme. Manuskript, archív, Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.
- CHRT, J.—RUS, Vr.—TENČÍK, J. 1975: Současný stav a perspektivy zlatých rud v Českém masivu. Geol. Průzkum, 17, 10, Praha.
- CHRT, J.—SOUKUP, B. 1967: Perspektivy průzkumu primárních ložisek zlata v ČSSR, Geol. Průzkum, 9, Praha.
- FURIEL, T. 1956: Závěrečná správa a výpočet zásob z ložiska Betliar—Straková—Sb. Geofond, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Mapa nerastných surovín ČSSR 1:200 000, listy Vysoké Tatry, Rimavská Sobota a Košice, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1957: A/K<sup>40</sup> metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLOMINSKÝ, J. 1975: Ekonomie a geologie zlata ve světě. Geol. Průzkum, roč. 17, 4, Praha.
- LOBÍK, M. 1971: Štúdium ťažkých minerálov z alúvií potokov v oblasti Betliar—Rožňava—Pača (dipl. práca pod vedením C. Varčeka), archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PANTÓ, G. 1940: A csucsomi ércelofordulás mikroszkópi és genetikai vizsgálata. Magyar tudományos akadémia matematikai és termétesítője, 59, Budapest.
- POLÁK, St. 1967: Zlaté a strieborné rudy (in Nerastné suroviny Slovenska), Ústf. Úst. geol. Praha.
- POLÁK, St. 1971: Zlatá mineralizácia pri skýcovskom zlome na sz. svahoch Tríbeča v Klišskom Hradišti. Min. Slovaca, 3, 9, Spišská Nová Ves.
- ROZLOŽNÍK, O. 1970: Popis ložisk Poproč—Zlatá Idka—Nováčany—Lúcia—Štós—Medzev (in Geologicko ložisková štúdia Spiško-gemerského rudohoria), Spišská Nová Ves.
- ROZLOZNIK, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. d. Jah. d. Ung. Geol. R., Budapest.
- SBORNÍK přednášek konference k 25. výročí založení katedry ložiskové geologie PFFUKk, Praha, 1978.
- SOMBATHY, L.—BERNÁTH, J.—BERENČÍK, M. 1955: Základný výpočet zásob. Poproč-Sb. Geofond, Bratislava.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spiško-gemerského rudohoria v čase a priestore. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VARČEK, C. 1963: Genetická klasifikácia rudných ložisk Spišskogemerského rudohoria (in Geologicko-ložisková štúdia Spiško-gemerského rudohoria, Geofond, Bratislava).

## Йозеф Пехо

### Золотоносные жилы в гемеридах

#### Резюме

В гидротермальных жилах антимонитовой зоны центральной части гемерид встречается самородное золото; в небольшом количестве его находят и в аллювиальных наносах некоторых горных потоков. Согласно классификации Ц. Варчека (1962) гидротермальные золотоносные жилы относятся к IV этапу минерализации, этапу генетически связанному с молодым альпийским плутономизмом гемеридных гранитов. В минералого-химическом и геологическом отношении эти жилы еще недостаточно изучены. По минеральному парагенезису различают 4 типа золотоносных жил, а именно:

1. кварц-антимонито-золотосный
2. кварцево-золотоносный
3. кварц-сульфо-золотоносный
4. кварц-фельдшпат-апатито-золотоносный.

Химические анализы показали, что некоторые из этих жил, в частности 1<sup>а</sup> и 3<sup>а</sup> типы, очень богаты золотом и имеют большое экономическое значение. В рамках комплексного исследования антимонитовой зоны в настоящее время жилы прослеживаются, и будет приступлено к их детальному геологическому и минералого-химическому изучению.

Перевод со словацкого : В. Ангрусова.

Dušan Hovorka

## Genéza varískych magmatitov Západných Karpát

1 obr. v texte, anglické resumé

**Abstract.** The plutonic rocks of the West Carpathian core mountains and the veporide crystalline complex form the province of Hercynian late kinematic massifs of the anatexic origin. The rock types described as „autometasomatic“ or „Prašivá type“ granites/granodiorites represent the products of crystallization from the residual magmatic melt.

### Úvod

Na rozdiel od veľmi nejednotných predstáv o veku prevažnej časti metamorfovaných komplexov tatrídneho a veporidného kryštalinika Západných Karpát vek granitoidných masívov prevažná väčšina autorov považuje za varisky (J. Koutek 1931, B. Cambel—J. Valach 1956, A. Gorek 1959, M. Ivanov—L. Kamenický 1957, E. Krist 1960, J. Kantor 1959 a, b, 1961, J. Burchart 1970, J. Kamenický 1962, 1967, 1977a, 1977b, A. Bojko et al. 1974, B. Cambel et al. 1977 a i.). Súčasne však geochronologické údaje v posledných dvoch uvedených prácach (l. c.) svedčia o časove dlhodobom (devón—perm?) utváraní granitoidných masívov tatroveporíd. Ďalšie štúdiá zrejme umožnia spresniť vzájomné vekové vzťahy masívov, resp. základných horninových typov v rámci masívov: za súčasného stavu poznania možno považovať za preukázané, že väčšina tatroveporidných masívov granitoidných hornín patrí do variskeho cyklu.

Doteraz neriešená, resp. len okrajovo riešená, je problematika najmä:

1. genézy masívov granitoidných hornín jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria,
2. vekových a genetických vzťahov základných („ďumbierskych“) k autometamorfovaným („prašivským“) typom granitoidov.

Granitoidným horninám tatroveporíd sa za posledné 2—3 desaťročia venuje značné množstvo prác (l. c.). Iba v niektorých sa autori pokúsili riešiť aj problematiku petrogenézy masívov, resp. základných horninových typov. Do tejto skupiny

patria najmä práce J. Kamenického (1962, 1968): vyčlenil (1962): a) magmatogénne, b) selektívno-mobilizačné a c) metasomatické granitoidné horniny. Súčasne uviedol, že zaradenie hornín do skupiny magmatogénnych granitov ešte nerieši pôvod magmatickej taveniny.

V ďalšom sa pokúsím zhrnúť doterajšie poznatky, ktoré treba brať do úvahy pri riešení genézy variských plutonitov jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria v Západných Karpatoch.

### **Genéza masívov granitoidných hornín**

Riešenie genézy granitoidných hornín urýchlili zverejnené výsledky experimentálnych prác najmä autorov: O. F. Tuttle—N. L. Bowen (1958), H. G. F. Winkler (1957), P. J. Wyllie (1977), prípadne i ďalších autorov. „Granitový problém“ mezozoického obdobia, resp. obdobia štyridsiatych a päťdesiatych rokov ustúpil do pozadia, keď sa zistilo, že v podmienkach amfibolitovej fácie dochádza k anatektickému taveniu najrozšírenejších typov sedimentov eugeosynklinálnych sekvencií — drôb, resp. ílovitých bridlíc. Keďže princíp konverencie platí v geológii aj pre genézu magmatických hmôt, je logické, že okrem procesov anatexie (palingenézy) metasedimentov uvedeného typu, aj iné geologické (petrogenetické) procesy môžu viesť ku vzniku minerálnych asociácií granitového typu. Tu treba v svetle súčasných predstáv o petrogenéze horninových masívov uviesť ešte nasledovné reálne možnosti vzniku „žulových“ minerálnych asociácií:

i) Granitové minerálne asociácie s. l. predstavujú produkt kryštalizácie z taveniny (magmy), ktorá môže byť derivátom základného (v klasickom chápaní), t. j. bazaltického typu magmatickej taveniny vrchnoplášťového, resp. spodnokôrového pôvodu;

j) Horniny tohto typu môžu predstavovať produkt výmenných chemických reakcií, ktoré sa obvykle označujú ako metasomatóza, či metasomatické procesy. Pritom v tejto etape úvah predbežne nekomentujem problematiku spôsobu prenosu, kinetiku metasomatických reakcií, problematiku zdroja prinášaných kationov a i.

Uvažovať o genéze granodioritových masívov jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria treba najmä z nasledujúcich stanovísk:

1. Jedným zo základných petrogenetických znakov (ktoré však neboli v doterajších prehľadných prácach o magmatických masívoch dostatočne zdôraznené) je chudobné zastúpenie horninových typov, a z toho vyplývajúce nepodstatné rozdiely chemického zloženia variských magmatitov tatroveporíd. Okrem autometamorfovaných typov, o genéze ktorých uvažujeme v ďalšom, zostávajú prakticky jediným predstaviteľom horniny označované ako granodiority (označenie závisí od použitej klasifikačnej schémy), kremité diority, resp. tonality. V zmysle u nás odporúčanej klasifikácie IUGS (D. Hovorka 1973, J. Kamenický 1975) vystupujú horniny uvedeného typu v poli granodioritov a tonalitov; tieto označenia odporúčam



používať aj v budúcnosti. Jediným predstaviteľom tmavých minerálov v týchto horninách je biotit: fácie s amfibolom prakticky predstavujú výnimku uvádzanú skôr v prácach o akcesorických mineráloch, než v prácach dotýkajúcich sa problematiky granodioritov tatroveporidných masívov; ojedinelá prítomnosť amfibolu je identifikovateľná až po koncentrácii ťažkých minerálov. Bázickejšie, t. j. pyroxén obsahujúce typy, nie sú v tatroveporidách známe.

Vo fáciách označovaných ako „hybridné granodiority“ (M. Ivanov—L. Kamenický 1957, J. Kamenický 1967) ale aj v autometamorfovaných typoch niektorých masívov sú prítomné na amfibol bohaté masívne, strednozrnné až hrubozrnné typy s ostrými hranicami voči okolitým hybridným granodioritom, resp. tonalitom. Pritom je plošný rozsah na povrch vystupujúcich hornín (amfibolovce, melanokrátne amfibolické diority, melanokrátne syenodiority a i.) malý; spravidla ide len o odkryvy na ploche niekoľkých metrov, resp. desiatok štvorcových metrov.

Autor tohto príspevku v minulých rokoch začal s terénnym i laboratórnym štúdiom petrogenézy hornín uvedeného typu v jadrových pohariach i veporidných zónach Slovenského rudohoria. V súčasnosti má k dispozícii dostatočné množstvo geologických, petrogenetických, minerálnych i geochemických dôkazov o anatektickom pôvode väčšiny týchto na amfibol bohatých horninových typov.

P. Eskola, jeden z klasikov problematiky granitových masívov, už v roku 1932 formuloval základné rozdiely medzi magmatogénnymi hmotami (stuhnuté taveniny anatektického a magmaticko-diferenciačného pôvodu). Podľa uvedeného autora (l. c.) je pre masívy stuhnuté z anatektických tavenín charakteristické úzke diferenciačné rozpätie — sú zložené v podstate z minerálne i chemicky blízkych horninových typov. Na druhej strane pre masívy vzniklé magmaticko-diferenciačnými procesmi z bázických magmatických tavenín je charakteristická široká diferenciačná škála — v takýchto masívoch vystupujú horniny gabrového (ojedinele aj ultrabázického) i leukogranitového zloženia. Je logický predpoklad, že pri vzniku jednej alebo druhej skupiny hornín (okrem genézy tavenín, z ktorých kryštalizovali minerálne asociácie daných masívov) zohral podstatnú úlohu aj objem magmatických tavenín, vplyv konvenčného prúdenia, diferenciačné procesy, tlakové podmienky počas kryštalizácie a i.

2. O anatektickom pôvode podstatnej časti masívov varískych magmatitov tatroveporid svedčia aj niektoré minerálne kritériá. Tak napr. boli zistené dve generácie zirkónov (D. Hovorka—P. Hvoždara 1965, D. Hovorka 1968, I. Repčok 1969, J. Veselský 1972, B. Cambel et al. 1977b), z nich staršia predstavuje reliktu minerálov predmagmatického štádia formovania daných minerálnych asociácií varískych magmatogénnych masívov. Ide konkrétne o znaky zirkónov obvykle opisované ako „ováľané zirkóny“, ako aj o prítomnosť metamiktých jadier oválneho tvaru, ktoré často dorástli na idiomorfne tvary v mladšej generácii tohto minerálu, a i.

3. U niektorých masívov granitoidov pozorujeme úzky priestorový vzťah voči rôznym typom migmatitov; to sa prejavuje pozvoľnými prechodmi makroskopicky

masívnych a minerálne homogénnych hornín plutonického typu do migmatitov rôzneho textúrneho typu (napr. na v. svahoch Veľkej lúky v Malej Fatre, vo veporidnom kryštaliniku a i.). Súčasnú interpretáciu migmatitov ako produktov intrúzie magmatickej taveniny (M. Máška—V. Zoubek 1961) môže nahradiť logickejšie vysvetlenie, že sú totiž masívy variských granodioritov s. l. výsledným produktom ultrametamorfných (anatektických) procesov v podmienkach amfibolitovej fácie nízkeho a stredného bázického typu. V tomto zmysle metamorfity rulovej série prechádzajú postupne cez migmatity (predstavujúce produkty počiatkových a stredných štádií anatexie) do anatektických masívov granodioritového zloženia. V prípade postupných prechodov do metamorfovaných hornín amfibolitovej fácie ich možno klasifikovať ako „autochtónne“, inokedy prenikali anatektické taveniny do vyšších častí kôry, pričom vznikali výrazné „intruzívne masívy“. Spôsobili kontaktno-termické a kontaktno-metasomatické premeny svojho metamorfovaného plášťa — vznikali minerálne novotvary. Do tejto skupiny možno zaradiť napr. bratislavský a modranský masív Malých Karpát (B. Cambel—J. Valach 1956), masív Sinca, resp. rimavický granodiorit (J. Kamenický 1977). Charakteristické je pritom vystupovanie intruzívnych granodioritových telies na krídlach tatroveporidného antiklinória — v jeho osovej časti vystupujú „autochtónne“ masívy.

4. Chemické zloženie základných horninových typov—biotitického granodioritu jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria — je veľmi blízke, až totožné s chemickým zložením úplne prevládajúceho typu metamorfítov tatroveporid, biotitických plagioklasových pararúl drobového pôvodu (D. Hovorka 1974b). Charakteristickým znakom je aj prevaha nátria nad káliom v obidvoch uvedených horninových typoch; považujem to za produkt v podstate izochemických a zároveň „totálnych“ anatektických (palingénnych) procesov minerálne i chemicky homogénneho komplexu biotitických plagioklasových pararúl.

5. Rôzne štádiá anatektických (palingénnych) procesov možno miestami sledovať priamo v komplexe biotitických plagioklasových pararúl tatroveporidného kryštalinika. Napr. v lome v Leňušskej doline sv. od Brezna v biotitických plagioklasových pararúlach pozorujeme nepravidelné hniezda a šmuhovité polohy so zvýšeným obsahom kyslých plagioklasov; podobné javy možno študovať aj vo veporidnom kryštaliniku na južných svahoch Slovenského rudohoria (oblasť Málnica, Kokavy, Klenovca). Anatekticky vzniknúvšia granodioritová tavenina ovplyvnila aj metabázity vystupujúce v metamorfítoch rulového typu. Vznikali pritom rôzne typy migmatizovaných amfibolitov (D. Hovorka 1974a).

Záverom treba uviesť, že okrem starších názorov J. Ptáka (1956) o palingénnom pôvode žulorúl Čiernej hory a V. Zoubka (1951) o anatektickom pôvode žúl typu Králička v Nízkych Tatrách boli až v posledných rokoch publikované názory o anatektickom (palingénnom) pôvode niektorých ďalších masívov danej zóny. Anatektický pôvod „alaskitov“ okna Goryczkovej v Západných Tatrách predpokladal J. Burchart (1970); zhodný názor o genéze „leukogranitov“ uvedeného pohoria formuloval aj A. Skupínski (1975). V granitoidoch Žiaru zistené morfolo-

gické tvary zirkónov označil O. Miko—J. Határ (1976) ako typické pre granitoidy / anatektického pôvodu. J. Kamenický (1977a) považoval za anatektické aplitické granity typu Čierťaž v Iubietovskom kryštaliniku i granodiority Čiernej hory (1977b); prirovnal ich k ostatným základným typom granitoidov tatroveporíd. Palingénny pôvod magmatitov jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria, reprezentovaný vzorkami granitoidov zo Sihly, Hrončoka, Dobroče, Tríbeča a Chopka predpokladal na základe morfológie zirkónov a polohy priemerných bodov týchto vzoriek na izochróne  $Pb^{206}/Pb^{204} : Pb^{207}/Pb^{204}$  aj B. Cambel et al. (1977a).

### **Genetické vzťahy medzi základnými („ďumbierskymi“) a autometamorfovanými („prašivými“) typmi**

V západokarpatskej literatúre sa od čias A. Michalika (1951, 1952) všeobecne uznáva autometamorfný (autometasomatický) pôvod porfyrických draselných živcov v horninových typoch, označovaných ako „autometamorfované“ granity/granodiority. Takéto horninové typy sa podľa miesta svojho výskytu označujú ako „autometamorfované granity“ (Tatry—A. Michalik 1951, A. Gorek 1959; Žiar—A. Klinec 1958), granit typu Prašivá (Nízke Tatry—J. Koutek 1931), magurský typ granitu v Malej Fatre (M. Ivanov—L. Kamenický 1957), veporský typ v Slovenskom rudohorí (V. Zoubek 1936) a i. Interpretáciu autometasomatického vzniku ružových (zriedkavejšie aj bielych, resp. modrosivých) draselných živcov rozpracoval A. Michalik (1951), M. Ivanov—L. Kamenický (1957), D. Kubíny (1962), B. Cambel—J. Valach (1956), A. Gorek (1959), A. Gorek—J. Veizer (1966), J. Kamenický (1962, 1967, 1977), E. Lukáčik (1978) a i. Na tomto mieste treba uviesť, že proti autometasomatickému pôvodu granitov/granodioritov prašivského typu neboli doteraz formulované v podstate žiadne výhrady. O. Miko—J. Határ (1976) konštatovali, že v „normálnych“ a „autometamorfovaných“ varietách granodioritov zo Žiaru nezistili žiadne podstatné rozdiely. Tá istá minerálna asociácia ťažkých minerálov bola aj vo varietách bohatých na K-živce.

Na základe práce uvedených (a prípadne i ďalších) autorov môže byť problematika genézy autometamorfovaných granitov tatroveporíd formulovaná nasledovne: Autometamorfované granity/granodiority vznikli alkalickou (prevažne káliovou) metasomatózou zo základného (ďumbierskeho) typu varískych masívov, t. j. z biotického plagioklasového granodioritu/tonalitu. Okrem draselnej metasomatózy sa podľa A. Goreka—J. Veizera (1966) a J. Kamenického (1967) uplatnila aj mladšia, a zároveň nižšiemperovaná nátriová metasomatóza, prípadne aj Si metasomatóza.

Skôr než sformulujeme závery o genéze „prašivských“ typov granitoidných hornín tatroveporíd, musíme zvážiť najmä nasledujúce problémy:

1. V otázke autometasomatického pôvodu draselných živcov v uvažovaných horninách treba zistiť: na úkor ktorého prvku (prvkov) prebiehal prínos draslíka, prípadne aj neskorší prínos sodíka a kremíka? Táto otázka jednoznačne vyplýva zo všeobecne akceptovaného pravidla zachovania objemu v metasomatických procesoch (mám na mysli geologické objemy horninových komplexov). Pri prínose draslíka treba vysvetliť „uchytenie sa“ vynášaných katiónov. Ak vychádzame z pôvodných plagioklasov (napr. o  $An_{30}$ ) a biotitu, pred uplatnením autometasomatických procesov, pri priemernom obsahu 20—30 % obj. draselných živcov v autometasomatických typoch, za súčasného 12—14 % váh. obsahu  $K_2O$  vo vznikajúcich draselných živcoch, jednoznačne zostáva nezodpovedaná problematika migrácie tisícov ton uvoľneného Ca, Fe, Ti, príp. aj Mg z metasomaticky zatláčaných plagioklasov a biotitu napr. v oblasti prašivského masívu Nízkych Tatier. Unikajúce („vytláčané“) katióny sa totiž museli viazať na novovznikajúce Ca—Fe—Ti—Mg silikáty v okolných horninových komplexoch, ak sa tieto v okolí utuhnutých granodioritových masívoch zachovali. Žiadne „tmavé“ minerály takejto genézy nie sú však zatiaľ v metamorfitech vystupujúcich v okolí autometamorfovaných masívov zo Západných Karpát známe. Išlo by v podstate o proces počas vzniku „bázickej fronty“ D. L. Reynolds (1947).

2. Už z predchádzajúceho vyplynulo, že pre riešenie problematiky genézy autometamorfovaných typov granitov s. 1. majú podstatný význam draselné živce. Z publikovaných prác rôznych autorov i z vlastného štúdia autometamorfovaných granitov/granodioritov Západných Tatier, Malej a Veľkej Fátory a veporidného kryštalinika, môžem uviesť nasledujúce základné znaky draselných živcov:

a) Draselné živce sú silne pertitické; pertitický albit sa zistil v podstatnom množstve v typoch bez mriežkovania i v typoch s periklínovo-albitickými zrastmi. Obsah pertitického albitu dosahuje 20 %; to potvrdili aj chemické analýzy porfyrických draselných živcov autometamorfovaných granitov/granodioritov. Podľa predstavy A. Goreka—J. Veizera (1966) a J. Kamenického (1967) je pertitizácia produktom naloženej nátrievej metasomatózy. Je však pravdepodobnejší vysoký podiel albitovej molekuly v pevnom roztoku draselných živcov, vzniknutejších z magmatickej taveniny v záverečných štádiách jej konsolidácie, pri relatívne nízkej teplote. Lokálne pozorované plagioklasy druhej generácie (do  $An_8$ ) v granitoch prašivského typu môžeme považovať za produkt regionálne sa uplatňujúcich alpínskych neomineralizačných procesov. Ide v podstate o úkazy, ktoré opísal vo veporidnom kryštaliniku S. Vrána (1966).

b) Obecným a stále sa opakujúcim znakom porfyrických draselných živcov v študovaných horninách je ich prerastanie podľa karlovarskeho zákona. Ak vychádzame zo všeobecne prijímaných predstáv o mechanike vzniku minerálov kryštalizáciou z magmatických tavenín a vzniku tých istých minerálov metasomatickou cestou, svedčia hojné zrasty draselných živcov jednoznačne v prospech ich kryštalizácie z magmatickej taveniny. Tomu nasvedčuje aj makroskopicky pozorovaná idiomorfia K-živcov (mikroskopické pozorovanie je väčšinou limitované

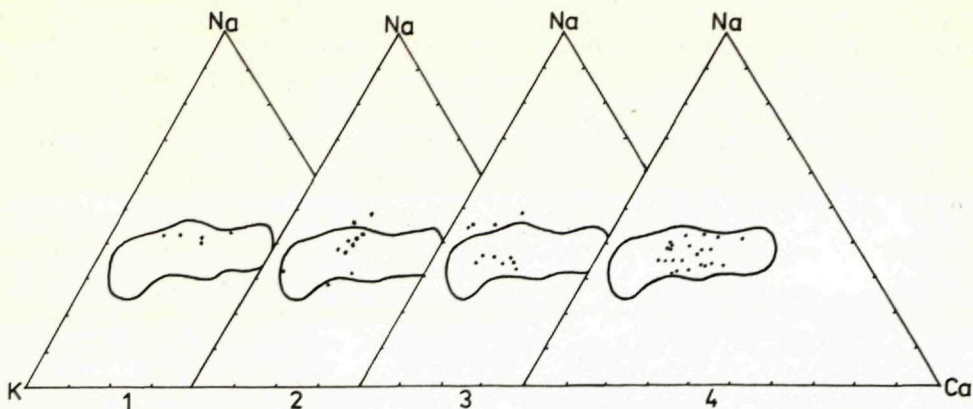
veľkosťou K-živcov, ktorých veľkosť často presahuje plochu jedného štandardného výbrusu). Ak by boli vznikli metasomaticky, nutne by museli byť prítomné rôzne kostrovité a amébovité, resp. intersticiálne typy novotvarov draselných živcov. Draselné živce sú obmedzené rovnými plochami.

c) Jedna z nedostatočne overených starších predstáv uvádza existenciu „ortoklasu“ a „mikroklínu“ v autometamorfovaných granitoch Západných Karpát. Prvý z nich je chápaný ako magmatický, druhý ako metasomatický novotvar (J. Kamenický 1967, 1977b). V súčasnej dobe sa všeobecne prijíma poznatok, že v rade medzi monoklinickým ortoklasom a triklinickým mikroklínom v hornine vzniklej za určitých podmienok môže existovať v podstate len jeden typ K-živca, pričom je pravdepodobná určitá variabilita stupňa triklinity. Svedčia o tom údaje o triklinite draselných živcov v týchto horninových typoch v práci E. Lukáčka (1978).

3. Po publikovaní výsledkov experimentálnych prác „granitových systémov“ (H. G. F. Winkler 1957, O. F. Tuttle—N. L. Bowen 1958) sa všeobecne prijíma názor, že projekčné body analýz granitických hornín s. l. nachádzajúce sa v blízkosti ternárneho minima systému or-ab-an svedčia o vzniku minerálnych asociácií takýchto hornín z magmatickej taveniny. Určitou obmenou tejto myšlienky je diagram autorov R. D. Raju—J. S. R. K. Rao (1972), ktorí vyčlenili na základe vyhodnotenia projekčných bodov z vyše 170 chemických analýz granitických hornín jednoznačnej genézy v diagrame Na : Ca : K pole „magmatogénnych“ a „metasomatických“ (replacement) granitov. V tomto diagrame (obr. 1) tvorí 50 chemických analýz autometamorfovaných granitov/granodioritov Západných Karpát kompaktné pole, nachádzajúce sa vo vnútri poľa vyčleneného uvedenými autormi (l.c.) pre magmatogénne horniny, resp. minerálne asociácie kryštalizujúce z magmy. Len ojedinelé analýzy autometamorfovaných granitov spadajú mimo daného poľa. Nakoľko ide o analýzy nedostatočne charakterizovaných hornín, prevzatých z prác iných autorov, je pravdepodobné, že ide o analýzy alterovaných hornín.

4. V tejto súvislosti je nezanedbateľný teoreticky a experimentálne overený poznatok, že proces metasomatózy jednoznačne znižuje počet prítomných minerálnych fáz. U autometamorfovaných typov granitov Západných Karpát takáto tendencia nebola pozorovaná v žiadnom pohorí, v ktorom diskutované horninové typy vystupujú. Zároveň treba poukázať na okolnosť, že v ani jednom z masívov autometamorfovaných granitov neboli pozorované monominerálne, resp. anchimonominerálne žilky s K-živcami (mikroklínmi), ktoré by mohli predstavovať vyplnené prírodné (komunikačné, migračné) cesty draslíka, podmieňujúceho vznik autometasomatických draselných živcov. Podobne by pri nátrievej metasomatóze mohli vzniknúť fácie granitoidných masívov bohaté na albit („albitity“) — ani tieto však z oblasti tatroveporíd nie sú známe.

5. I napriek tomu, že v svetovej literatúre naprostá väčšina autorov uviedla priestorovú väzbu zirkónu na tmavé minerály granitoidných hornín, t. j. najčastejšie na amfibol a biotit, až L. J. G. Schermerhorn (1956) zdôraznil petrogenetický význam uvedeného mnohonásobného pozorovania. V zmysle jeho predstáv došlo



Obr. 1 Projekčné body chemických analýz „autometamorfovaných“ granitov/ granodioritov Západných Karpát

1 — Veľká Fatra, 2 — Tatry, 3 — veporidné zóny Slovenského rudohoria, 4 — Nízke Tatry. Do vymedzeného poľa podľa R. D. Raju—J. S. R. K. Rao (1972) spadajú analýzy „magmatogénnych“, mimo poľa „metasomatických“ (replacement) granitov.

v magmatických taveninách po vykryštalizovaní podstatného podielu zirkónu ku kryštalizácii tmavých minerálov. Existujúca pevná fáza (prevažne zirkón, ale aj ďalšie silikátové akcesorické minerály a rudné minerály) predstavovala zárodočné centrum ich lokalizácie. Takto sa na biotity a amfiboly, resp. na ich tesnú blízkosť viaže naprostá väčšina prítomných kryštálov akcesorických minerálov. Pritom akcesorické minerály vystupujúce v blízkosti biotitu a amfibolu boli pôvodne v týchto mineráloch, no neskorším čiastočným magmatogénnym nahradzovaním (natavením) sa dostali von z pôvodného hostiteľa.

Ak prebiehal proces vzniku minerálnych asociácií prašivských typov granitov Západných Karpát iným spôsobom ako kryštalizáciou z magmatickej taveniny, tak uvedená prednostná orientácia (väzba) akcesorických minerálov na tmavé minerály (t. j. produkty ranných štádií kryštalizácie) nie je logicky interpretovateľná. Ak neakceptujeme úlohu akcesorických minerálov ako zárodočných centier kryštalizácie tmavých minerálov, tak procesy intramagmatických prúdení (konvenčné prúdenia) mohli spôsobiť, že akcesorické minerály sa „nalepili“ na povrch pohybujúcich sa a zároveň narastajúcich tmavých minerálov v magmatickej tavenine.

6. Ak akceptujeme metasomatický spôsob vzniku časti draselných živcov v autometamorfovaných variských granitoch Západných Karpát, zostáva nezodpovedaná problematika spôsobu migrácie najmä draslíka, potrebného pre priebeh uvedeného procesu. Ak predpokladáme migráciu K vo vodnom prostredí, zostáva nezodpovedaná i otázka zdroja vody potrebnej pre priebeh uvedeného procesu. Ťažko akceptovať prakticky jediné možné vysvetlenie, že totiž v priebehu kryštalizácie anatektickej taveniny (pri súčasnom pozvoľnom poklese jej teploty) vodná fáza „pretrvala“ v tavenine a podieľala sa až na formovaní metasomatickej minerálnej asociácie. Ďalšie úskalia treba prekonávať pri konštatovaní, že naprosto prevládajú-

cim minerálom metasomatického štádia vývoja horniny je draselný živec, teda bezvodý silikát! Takto problém vody zostáva i po prípadnom metasomatickom vzniku draselných živcov aktuálny—čo sa stalo s obrovskými masami vody (v tavenine v akomkoľvek fyzikálnom stave). Vodné roztoky po vzniku K-živcov (po uvoľnení draslíka), na druhej strane však obohatené o vylúžené kationy z minerálov existujúcich, predovšetkým Ca, Fe, Ti a Mg, by museli vytvoriť stovky metrov široké zóny hydrotermálnych premien v okolných horninách magmatogénnych masívov. Takéto premeny však neboli pozorované ani u masívov in situ.

Ak uvažujeme o transmriežkovom metasomatickom prenikaní draslíka (transformistické predstavy najmä R. Perrina—M. Roubalta 1937), tak vekové vzťahy základných typov k autometamorfovaným sú neobjasnené. Časové rozpätie formovania minerálnych asociácií týchto dvoch typov je pre priebeh tohto procesu príkrátke. Rozdiely vekov medzi Ďumbierskym a prašivským typom sú podľa J. Kantora (1959a) na základe analyzovaných živcov a biotitov nepatrné, resp. bol stanovený dokonca vyšší vek draselných živcov z prašivského typu než vek plagioklasov z typu Ďumbierskeho (280:270 mil. rokov, l. c.).

7. Pre autometasomatické procesy prebiehajúce v granit/granodioritových masívoch, okrem vzniku pestrej palety silikátových minerálov (topaz, Li-sľudy, turmalín, muskovit a i.), resp. ďalších minerálov (fluorit), je charakteristický aj vznik miestami podstatných akumulácií rudných minerálov (kasiterit, wolframit a i.). Prenos a akumulácia rudných prvkov v apikálnych častiach granit/granodioritových masívov je sprievodným procesom metasomatózy regionálneho rozsahu. Odpoveď na formulovaný problém nedáva ani netradičná a málo presvedčivá interpretácia A. Skupiňského (1975), ktorý kremenno-sericitické horniny, tvoriace úzke zóny v plutonitoch Západných Tatier, považuje za grajzeny.

Pre autometamorfované granity Západných Karpát je charakteristické, že sa v nich uplatňuje iba prípadná alkalická metasomatóza za vzniku podstatne zastúpeného jediného predstaviteľa uvedeného procesu — draselného živca. I napriek veľkému rozsahu výskytov granitov prašivského typu v jadrových pohoriach i veporidných zónach Slovenského rudohoria, žiaden z ďalších sprievodných procesov nebol zatiaľ zistený.

### **Časové a priestorové vzťahy vzniku základných a autometamorfovaných typov**

Názory na časové zaradenie autometamorfovaných granitov vo vzťahu k základným typom granodioritov sú nejednotné.

a) Uvedené základné typy predstavujú produkt jednej fázy magmatickej aktivity (J. Koutek 1931).

b) Ide o produkt dvoch fáz magmatických procesov, pričom sú autometamorfované typy mladšie (D. Kubíny 1956, V. Zoubek—D. Kubíny 1956, D. Andrusov

1958, M. Ivanov—L. Kamenický 1957, M. Máška—V. Zoubek 1961, B. Cambel et al. 1977b a i.).

Pri riešení tejto problematiky treba vychádzať z nasledovného:

16. 193 /  
1.  
1. Autometamorfované typy granitov vo vzťahu k základnému typu tvoria vždy okraje, resp. kupolovité časti masívov. Takéto priestorové vzťahy sú známe zo Západných Tatier (A. Gorek 1959, A. Gorek—J. Veizer 1966), z Malej Fatry (M. Ivanov—L. Kamenický 1957), Žiaru (A. Klinec 1958), z veporidných zón Slovenského rudohoria (D. Hovorka 1960), prípadne aj z ďalších pohorí. Ak uvažujeme o dvoch intruzívnych fázach, je takéto priestorové rozloženie ich produktov udivujúce.

2. Pri predpokladanom dvojfázovom formovaní uvedených masívov je pravdepodobný vzájomne kontaktne-intruzívny vplyv. Oblasť Západných Tatier, Malej Fatry, Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria poskytujú príklady a dôkazy o vzájomnom pozvoľnom a mnohonásobne sa opakujúcom striedaní uvedených facií masívov. K takémuto záveru v posledných rokoch, na základe podrobného mapovania v oblasti Nízkych Tatier, dospeli aj J. Michalenko 1962, I. Lehotský (1977) a E. Lukáčik (1978).

3. Pre okraje autometamorfovaných granitov/granodioritov prašivského typu je charakteristická a v doterajších publikovaných prácach nedostatočne zdôraznená častá hybridnosť hornín daného typu. Pravdepodobne najvhodnejším profilom pre štúdium „hybridných“ zón v prašivských granitoch/granodioritoch bola v posledných rokoch Sopotnická dolina na južných svahoch prašivského masívu Nízkych Tatier. Žiaľ, táto lokalita je po konečných úpravách lesnej cesty dnes už zväčša neprístupná. V uvedenom profile od okraja do stredu prašivského masívu bolo možné študovať pozvoľné prechody cez strednozrnné hybridné granodiority s nevýraznými porfyrickými ružovými draselnými živcami a so značným množstvom xenolitov najmä pararúl a metabazitov cez horniny, v ktorých množstvo xenolitov jednoznačne klesalo, pričom sa súčasne zväčšovali porfyrické ružové draselné živce. V hornej časti doliny mali horniny už výrazne homogénny charakter, bez makroskopicky pozorovateľnej prednostnej orientácie, bez xenolitov metamorfovaných hornín a s výrazne porfyrickou štruktúrou s 1—2 cm ružovými draselnými živcami. Vzájomné mnohonásobné striedanie prašivského a Ľumbierskeho typu možno sledovať aj v bankských dielach v Liptovskej Dúbrave, prípadne na haldách uvedeného rudného poľa.

4. Pre interpretáciu genézy prašivského typu granitov/granodioritov je dôležité aj zistenie, že žily pegmatitov s ružovými draselnými živcami sú prítomné v samotných prašivských typoch, ale aj v granodioritoch Ľumbierskeho typu a v ich metamorfovanom plášti (pararuly, rôzne typy migmatitov). Pri takomto vystupovaní sa jednoznačne vynára otázka: prečo autometamorfné procesy postihli len žily pegmatitov v rôznych prostrediach a prečo metasomatóza nepostihla celý horninový komplex, v ktorom tieto žilné horniny vystupujú? Táto otázka je pravdepodobne najnaliehavejšia v prípade, keď žily pegmatitov prašivského typu vystupujú v granodioritoch



ďumbierskeho typu, pričom v poslednom horninovom type nepozorovať v okolí žíl pegmatitov ani náznaky blastézy ružových draselných živcov.

5. I napriek tomu, že sa doteraz realizované Ar/K, resp. Rb/Sr datovania veku granitoidných hornín niektorých pohorí Západných Karpát neorientovali na riešenie vzájomných vekových vzťahov uvedených dvoch typov hornín, predsa svedčia existujúce údaje o krátkom časovom rozsahu kryštalizácie uvedených masívov. Takéto predpoklady poskytujú údaje v práci J. K a n t o r a (1959a) a B. C a m b e l a e t al. (1977a).

## Úvaha

Pri genetickom členení masívov kyslých a intermediárnych plutonických hornín sa v súčasnej dobe používajú rôzne kritériá. Tak napr. geotektonické hľadiská vychádzajú zo vzťahov vzniku minerálnych asociácií daných masívov k orogenetickým procesom; naproti tomu sa petrogenetické kritériá uplatňujú pri členení magmatogénnych masívov na anatektické, magmaticko-diferenciačné a metasomatické masívy atď. Samotné minerálne zloženie nachádza svoj odraz v pomenovaní tej-ktorej horniny. V posledných rokoch sa stále viac uplatňujú aj geochemické kritériá, napr. pri vyčleňovaní granitov vzácnych zemín (L. V. T a u s o n 1974), agpaitových granitov, alaskitových masívov a i. Určitým spôsobom predstavuje nadstavbu členenie masívov plutonitov do magmatických formácií, ktoré rozpracovali najmä J. A. K u z n e c o v (1964), A. A. U s t i e v (1970), G. M. Z a r i d z e (1971), L. V. T a u s o n (1974) a i.

V zmysle predstáv vyššie uvedených minerálne asociácie z anatektických tavenín tuhli, t. j. vznikali vo varískom orogéme. Logicky predpokladáme, že obdobie kompresie priestoru deponovania komplexu metasedimentov bolo totožné s obdobím hlavných fáz varískeho orogénu. Panujúce tlakovo-teplotné podmienky v spodných častiach metamorfovaného komplexu mohli spôsobiť vznik anatektických tavenín granodioritového zloženia. Následné uvoľnenie tlaku bolo pravdepodobne obdobím chladnutia a kryštalizácie tavenín. V tejto súvislosti treba považovať prednostnú orientáciu nielen šlírov, ale aj prednostnú optickú orientáciu horninotvorných minerálov varískych magmatitov, ako ich pozoroval K. S i e g l (1970), za prejav tuhnutia v období doznievania orogenetických procesov — masívy majú takto neskorokinematický charakter. Podľa geochronologických stanovení vekov K/Ar, Rb/Sr; B. C a m b e l (ústne oznámenie), tvorba minerálnych asociácií plutonitov tatroveporíd a okolných metamorfítov amfibolitovej fácie je synchronná; toto zistenie svedčí tiež o synkinematickom až neskorokinematickom charaktere väčšiny varískych masívov plutonitov. Takéto masívy podľa V. M a r m o (1971) sa vyznačujú homogénnym minerálnym zložením a úzkymi genetickými vzťahmi s okolnými komplexmi metamorfítov, ktoré sú východiskovým materiálom anatektických tavenín.

Vývoj varískych plutonitov Západných Karpát prebiehal vo svojom vzostupnom, kulminačnom a degradačnom časovom úseku. Vzostupný (progresívny) trend bol synchronný s orogenetickými procesmi — odrazil sa v postupnom prehrievaní komplexu metamorfítov metadrobového typu (D. Hovorka 1974b) pričom vznikali anatektické taveniny. Anatexia mala v podstate charakter „totálnej“ anatexie spodných častí supekruštalného metamorfovaného komplexu. Jednoduchosť a súčasná stálosť zloženia (plagioklas—biotit—kremeň) východiskových metamorfítov podmienili vznik homogénnej taveniny pri teplote 650—700 °C. Pri teplotných podmienkach minerálna asociácia metamorfítov bola úplne anatekticky roztavená—restity (nepretavené zvyšky) v súčasnom erozívnom zreze neboli prakticky pozorované. Úplná anatexia metamorfovaného komplexu metasedimentov a po nej nasledujúca nepatrná diferenciácia taveniny sú základnými príčinami úzkej diferenciácie anatektických varískych masívov. V prípade čiastočnej anatexie komplexu metasedimentov by boli vznikali taveniny granitového zloženia, ako to napr. pre okrajovú fáciu (aplíτικο-pegmatitické typy) Západných Tatier predpokladal J. Burchart (1970), ktorý ich označil ako alaskitové granity.

Kulminačné štádium varískych metamorfne-ultrametamorfných procesov je charakterizované homogenizáciou vzniknutej anatektickej taveniny a jej prípadnou intrúziou. Degradáčne (regresné) časové obdobie je charakterizované vznikom minerálov neskoromagmatického, resp. magmaticko-metasomatického štádia vývoja výsledných minerálnych asociácií (muskovit, kremeň, turmalín).

Pre predvrchnokarbónske komplexy tatroveporíd (magmatity i metamorfity) je charakteristická stála prítomnosť turmalínu ako základného nositeľa bóru v daných komplexoch. Turmalín je prítomný na rudných žilách hydrotermálneho pôvodu, patrí medzi akcesorické minerály metamorfítov i magmatitov granitového typu. Prítomnosť a regionálne rozšírenie turmalínu v komplexoch eruptív a metamorfítov tatroveporíd Západných Karpát podmieňuje ich zaradenie (spolu s rudnými formáciami v daných komplexoch) do západokarpatskej bórovej geochemickej provincie. Pri vysokej mobilite bóru pri metamorfných a hydrotermálnych procesoch treba predpokladať jeho mnohonásobnú migráciu; posledné procesy, v ktorých sa uplatňoval vo forme „mineralizátora“ boli alpínske metamorfne a magmatické procesy (vznik turmalínu v mylonitových zónach alpínskeho veku, prítomnosť turmalínu v kyslých horninách alpínskeho veku a i.).

V západokarpatskej oblasti sa varísky orogén všeobecne spája s granitizáciou, resp. zhrubnutím kôry (M. MaheI 1976, 1977). Hoci sa v súčasnosti všeobecne akceptuje podiel vrchného plášťa na formovaní zemskej kôry (v pozitívnom i degradačnom zmysle), objem čiastočných výtavkov z vrchnoplášťového pyrolitu, resp. peridotitu je v porovnaní s objemom kôry kontinentálneho typu pravdepodobne nepodstatný. Podstatnú zmenu látkového zloženia zemskej kôry možno očakávať, ak sa formovali zložité diferencované masívy plutonitov vrchnoplášťového pôvodu. Takéto masívy sa vyznačujú širokou diferenciačnou škálou hornín, za súčasného zastúpenia horninových typov tholeiitovej, alkalicko-vápenatej a prípad-

ne aj alkalické série (agpaitové masívy, horniny monzonitovej série a i. v zmysle L. V. Tausona 1974). Zloženie kôry sa podstatne mení aj pri vulkanickej činnosti s krbmi založenými vo vrchnom plášti, prípadne aj ďalšími (najmä tektonickými) procesmi. Ak vznikali anatektické taveniny v rámci zemskej kôry, dochádzalo len k lokálnemu preskupeniu hmoty, k zmene jej skupenstva, k zmenám vodného režimu, pri ktorých procesoch sa hrúbka kôry podstatne nemenila. K zhrubnutiu kôry sú teda nutné ďalšie procesy.

Na základe uvedených kritérií obidva horninové typy (ďumbiersky a prašivský) tvoria integrálne časti zložitých masívov jednotnej genézy, ktorých odlišný charakter je dôsledok ich vývoja v neskoromagmatickom štádiu. Zvýšený podiel draselných živcov v autometamorfovaných granitoch/granodioritoch je v porovnaní s granodioritmi základného typu podmienený nahromadením draslíka a kremíka vo zvyškovej tavenine. Kryštalizácia draselného živca prebiehala v záverečných štádiách magmatickej kryštalizácie, pričom zaujímali vznikajúce draselné živce priestor zvyškovej taveniny.

of. ch. 190  
Hrubina a  
zrnitá?

Ak považujeme 650—700 °C ako hornú hranicu teploty vzniku anatektickej taveniny granodioritového zloženia, indikuje kryštalizácia K-živcov s vysokou triklinitou zo zvyškovej taveniny spodnú teplotnú oblasť konsolidácie predmetných masívov (400—450 °C), resp. spodnú teplotnú oblasť vzniku minerálnych asociácií týchto masívov.

V súčasnosti sa prakticky pre všetky granitické masívy s. l. (okrem typov s granofyrickými a podobnými štruktúrami) predpokladá uplatnenie metasomatických premien v neskoromagmatickom až pomagmatickom štádiu vývoja týchto masívov. No stále aktuálnym a nejednoznačne riešeným problémom zostáva vymedzenie rozsahu a determinovanie produktov takýchto premien.

I napriek tomu, že naprostá väčšina geochronologických stanovení svedčí o existencii iba variských (a nie starších) masívov plutonitov, predsa v mozaike predmezozoických blokov substrátu karpatskej tetýdnej oblasti je logické predpokladať aj prítomnosť predvariských masívov plutonitov granitového typu. Tak napr. L. Kamenický (1973) považoval veporský plutón za produkt kaledónskeho magmatizmu. K podobnému záveru o predkarbónskom veku granitoidov kráľovohofského pásma veporíd došli aj B. Camel et al. (1977a). Zároveň si však treba uvedomiť, že tektonometarmorfne procesy variskeho, prípadne alpínskeho orogénu „zastrelí“ v podstatnej miere izotopické pomery pôvodných minerálnych asociácií plutonitov prípadného predvariskeho veku, takže potvrdenie predvariskej stratigrafickej príslušnosti časti plutonitov treba očakávať skôr od geologických, než od geochronologických údajov.

## Záver

Granodioritové masívy vystupujúce v osovej časti varínskej etáže Západných Karpát vznikli anatexiou metasedimentov prevažne grauvakového typu vo varískom orogéne. Anatektická tavenina tuhla in situ, pričom vznikali masívy „izofaciálne“ so svojim okolím, resp. intrudovala do vyšších častí zemskej kôry, pričom vznikali „alofaciálne“ masívy. V prípade posledne uvedených tieto spôsobili prehriatie, kontaktne-termickú a kontaktne-metasomatickú rekryštalizáciu hornín svojho plášťa (Malé Karpaty, rimavický granodiorit kohútkeho kryštalinika).

Celá asociácia magmatogenných hornín jadrových pohorí a veporidných zón zodpovedá z geotektonického hľadiska neskoromagmatickým masívom, ktoré spolu tvoria formáciu varínskych anatektických masívov granodioritového typu.

Horninové typy označované ako „autometamorfované“ granity/granodiority v súlade s názorom J. Koutka (1931) považujem za produkt diferenciácie jednej fázy magmatickej aktivity — za produkt diferenciácie základného typu — biotitického plagioklasového granodioritu/tonalitu. Kryštalizácia draselných živcov týchto hornín prebiehala zo zvyškovej taveniny bez podstatného uplatnenia migrácie draslíka v rámci tuhnúcich masívov. Ďalšie, medzi nimi i autometasomatické procesy, sa na v podstate už utuhnutej minerálnej asociácii prejavili vznikom pneumatolytického muskovitu, turmalínu, kremeňa, prípadne aj ďalších minerálov. Intenzita a výsledok týchto procesov boli však také nepatrné, že nemôžu determinovať označenie veľkých horninových masívov jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria Západných Karpát.

Do tlače odporučil O. Miko.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia Československých Karpát. I. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—300.
- BOJKO, A. K.—KAMENICKI, L.—SEMENENKO, N. P.—CAMBEL, B.—ŠČERBAK, N. J. 1974: Časť rezultatov opredelenia absolútneho veku gorných porod kristalličeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostojanije znaniij. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 25, 1, Bratislava, 25—39.
- BURCHART, J. 1970: The crystalline core of the Tatra mountains; a case of polymetamorphism and polytectonism. Ecl. geol. Helv., 61, 1, Basel, 53—56.
- CAMBEL, B.—VALACH, J. 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. Práce, Zošit 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—268.
- ✓ CAMBEL, B.—ŠČERBAK, N. T.—KAMENICKI, L.—BARTNICKI, E. N.—VESELSKIJ, J. 1977a: Nekotoryje svedenijapo geochronologiji kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 28, 2, Bratislava, 243—259.
- CAMBEL, B.—KRASIVSKAJA, I. S.—KAMENICKI, L. 1977b: Materialy po korrelacii kristalličeskich porod Zapadnych Karpat i Bošogo Kavkaza. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 28, 2 Bratislava, 277—289.
- ESKOLA, P. 1932: On the origin of granitic magmas. Miner. petrogr. Mitt. (N. F.), 42, Wien, 455—481.

- GOREK, A. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10, 1, Bratislava, 13—88.
- GOREK, A.—VEIZER, J. 1966: Metasomatoze der Granitoiden der Hohen Tatra und ihre Gliederung. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, XVII, 1, Bratislava, 63—74.
- HOVORKA, D. 1960: Príspevok k petrografii veporidných granitoidných hornín. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 4, Bratislava, 40—44.
- HOVORKA, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Fatry, Malej Magury a Tríbča. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 13, Bratislava, 165—185.
- HOVORKA, D. 1973: Ešte raz o klasifikácii erupčných hornín. Mineralia slovaca, 5, 3, Spišská Nová Ves, 309—311.
- HOVORKA, D. 1974a: Amphibolites in the migmatite areas, West Carpathians. Chemie der Erde, 33, 3, Jena 221—232.
- HOVORKA, D. 1974b: The lithology and the chemical composition of metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). Krystalinikum, 11, Praha. 87—99.
- HOVORKA, D.—HVOŽDÁRA, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. I. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 9, Bratislava. 145—179.
- IVANOV, M.—KAMENICKÝ, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 187—212.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 23—29.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Předmezozozické komplexy. In „Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, Sv. 1 (Mahef et al. 1967), Ústř. Ústav. Geol., Praha. 42—58.
- KAMENICKÝ, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 19, 1, Bratislava, 7—20.
- KAMENICKÝ, J. 1975: Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín. Mineralia slovaca, 7, 1—2, Spišská Nová Ves. 1—12.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian MTS.). Mineralia slovaca, 9, 3, Bratislava. 161—179.
- KAMENICKÝ, J. 1977a: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 32, Bratislava. 5—40.
- KAMENICKÝ, J. 1977b: Geological-petrographical relations of granodiorites from Čierna hora Mts. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geol. 32, Bratislava. 81—109.
- KANTOR, J. 1959a: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. Práce, Zoš. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 159—168.
- KANTOR, J. 1959b: Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštálických bridlic podľa rádioaktívneho rozpadu  $K^{40}$ . Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10, 1, Bratislava. 89—92.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins. Geol. Práce, Zoš. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 303—317.
- KLINEC, A. 1958: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. Geol. Práce, Správy, 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 86—92.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nížkych Tater. Sborn. Stát. Geol. Úst., 9, Praha. 414—615.
- KRIST, E. 1960: Granitoidné horniny Tríbča. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 4, Bratislava. 183—231.
- KUBÍNÝ, D. 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti Ľumbierskeho masívu. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava. 110—119.
- KUBÍNÝ, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 129—133.
- KUBÍNÝ, D. 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitoidom variským. Geol. Práce, Zošit 62, Bratislava. 33—59.

- KUZNECOV, Ju. A. 1964: Glavnyje typy magmatičeskich formacij. Nedra, Moskva. 1—387.
- LEHOTSKÝ, I. 1977: Diskusia k niektorým otázkam veporidného kryštalinika. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 157—161.
- LUKÁČIK, E. 1978: Niektoré geologicko-petrologické problémy kryštalinika západnej časti dumberieho pásma Nizkych Tatier. Rigorózna práca, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1976: Vývoj a stavba Československých Karpát vo svetle princípov globálnej tektoniky. Zborník: Československá geológia a globálna tektonika. Smolenice. 3—22.
- MAHEL, M. 1977: Niektoré závažnejšie otázky stavby kryštalinika a mezozoika tatríd a veporid. Mineralia slovaca, 9, 1, Bratislava. 1—7.
- MARMO, V. 1971: Granite Petrology and the Granite Problem. Elsevier, Amsterdam—London—New York, 1—244.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj západokarpatské soustavy. In: Tektonický vývoj Československa (T. Buday et al., 1961), Náklad. Čsl. Akad. Vied, Praha. 172—249.
- MICHALENKO, J. 1962: O paleoidnom veku antimonitového zrudnenia na ložisku Dúbrava na sz. svahoch Nizkych Tatier. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 125—136.
- MICHALIK, A. 1951: Brzeżona strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej. Państw. Inst. Geol., Biul. 61, Warszawa. 157—162.
- MICHALIK, A. 1952: Sprawozdanie z badań w Tatrach Wysokich v okolicy doliny Pieciu Stawów Polskich. Geol. Biul. Inform. 2, Warszawa.
- MIKO, O.—HATÁR, J. 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. Mineralia slovaca, 8, 4, Bratislava. 335—354.
- PERRIN, R.—ROUBALT, M. 1937: Les réactions á l' état solide et la géologie. Bull. Serv. Ct. géol., 5, Algérie.
- PTÁK, J. 1956: Predbežná správa o petrografii kryštalinika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 143—147.
- RAJU, R. D.—RAO, J. S. R. K. 1972: Chemical Distinction between Replacement and Magmatic Granitic Rocks. Contrib. Min. Petrol., 35, 2, Berlin-Heidelberg-New York. 169—172.
- REPČOK, I. 1969: Habitus zirkónov niektorých granitoidov Malej Fatry, Nizkych Tatier a veporid. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 91—101.
- REYNOLDS, D. L. 1947: The association of basic „fronts“ with granitization. Sci. Progress, 35, 205.
- SCHERMERHORN, L. J. G. 1956: Petrogenesis of a Porphyritic Granite East of Oporto (Portugal). Tsch. min. petr. Mitt., 6, 1—2, Wien. 73—115.
- SIEGL, K. 1970: Fabric Anisotropy of Ďumbier Granodiorite. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 21, 2, Bratislava. 327—334.
- SKUPIŇSKI, A. 1975: Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr zachodnich miedzy Ornakiem a Rohaczami. Stud. Geol. Polon.,<sup>49</sup> Warszawa. 1—98.
- TAUSON, L. V. 1974: The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity. In: Metallization Associated with Acid Magmatism. Vol. 1 (M. Štemprok, Ed.) Ústřed. Ústav geol., Praha. 221—227.
- TUTTLE, O. F.—BOWEN, N. L. 1958: Origin of granite in light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . Geol. Soc. Am. Mem., 74, New York. 1—153.
- USTIEV, A. A. 1970: Nekotoryje osnovnyje ponjatija i terminy v učenii o magmatičeskich formacijach. Izv. An SSSR, ser. geol., 4, Moskva.
- VESELSKÝ, J. 1972: Akzesorische Minerale granitoider Gesteine der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 23, 1, Bratislava. 115—131.
- VRÁNA, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederate-Serie im Mittelteil des Veporiden. Západné Karpaty 6, Bratislava. 29—85.
- WINKLER, H. G. F. 1957: Experimentelle Gesteinsmetamorphose, I. Geochim. Cosmochim. Acta, 13, London. 42—69.
- WYLLIE, P. J. 1977: Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics, 43, Amsterdam. 1—2.

- ZARIDZE, G. M. 1970: Endogennyje formacii orogennych oblastej. Nedra, Moskva. 1—311.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstn. Geol. Úst. ČSR, 12, Praha. 207—227.
- ZOUBEK, V. 1951: Zpráva o geologickém výskumu jižního svahu Nizkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. Ústr. Úst. geol., Praha. 162—166.
- ZOUBEK, V.—KUBÍNY, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotransanského jadra. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 107—109.

D. Hovorka

### **Origin of the West Carpathian Hercynian magmatites**

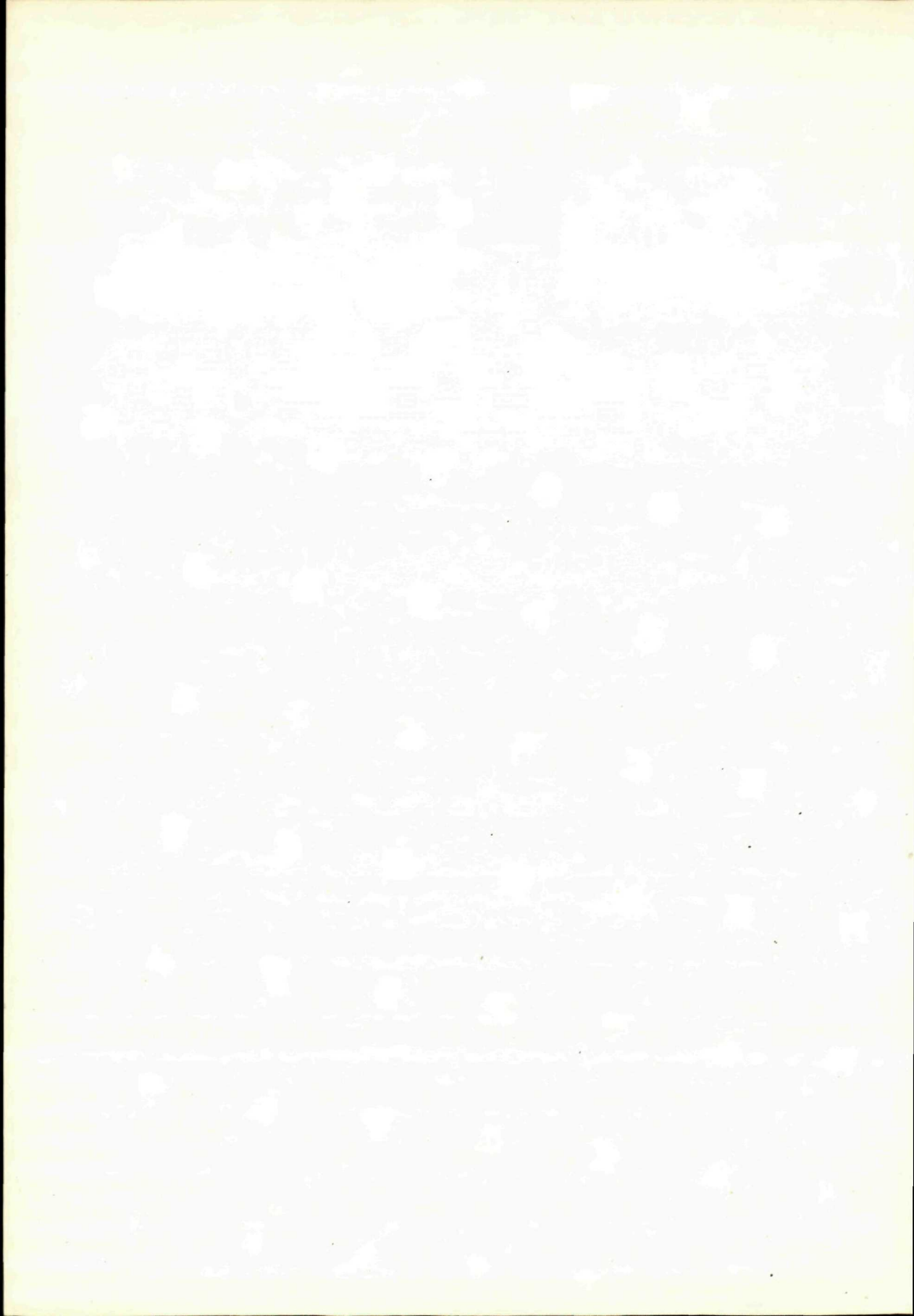
Summary of the Slovak text

The prevailing rock-type within the plutonite bodies of the West Carpathian core mountains and the veporide crystalline complex are biotite granodiorites. They form the province of Hercynian late kinematic massifs of anatectic origin. Types denominated as „Ďumbier“, „High Tatra“, „Sihla“ and others, originated by total anatexis of basic and simultaneously predominating metasediment rock-type of pre-Carboniferous age — biotite plagioclase gneisses of graywacke origin (D. Hovorka 1974). For the anatectic origin of magmatite basic types of above mentioned geological units prove geological (gradual changes of plutonites through various types of migmatites to paragneisses in the case of autochthonous massifs), geochemical (identity of chemical composition of basic rock-types of magmatic, and metamorphic character), mineralogical (presence of 2 generations of zircons, its rounded forms, which are overgrown by younger generation of this mineral), petrological (chemical and mineral homogeneity of granodiorite massifs, presence of zones with strikingly oriented character of rock forming minerals) and other criteria. Massifs, which have been consolidated in situ in relation to the mineral association of adjacent metamorphic rocks appearing in the almandine amphibolite facies character, can be denominated as „isofacial“. In the case of the intrusion into the metamorphic complexes of greenschist facies (Malé Karpaty Mts., Kohút crystalline complex in veporides) the massifs have strikingly „allofacial“ character. The last mentioned massifs in the rocks of their metamorphic mantle caused contract-thermic and contact-metasomatic changes.

Potash feldspars in types described as „autometamorphic“ granites/granodiorites, or as „granites of the Prašivá type“ according to the present author do not represent the product of metasomatic processes; but they are the product of crystallization from the residual magmatic melt. The late magmatic origin of potash feldspar is supposed on the base of several criteria (presence of prevailingly carlsbad twinning of K-feldspars, their euhedral morphology, lack of anchimonomineralic microcline facies which could represent the final product of potash metasomatism, presence of „Prašivá type“ pegmatite within granodiorites of the basic type, complete lack of accumulation of ore minerals), which are typical for autometasomatic processes within granite massifs (e. g. greisenization a. o.). According to the present author the discussed granite rock types do not represent the product of a younger phase of magmatic activity (in comparison with the basic rock-type), but the product of crystallization of originally uniform anatectic melt of granodiorite/tonalite composition. K-feldspar of late magmatic origin have crystallized from the residual magmatic melt, which was enriched in alkalis and which occupied the space of this residual melt.

Autometasomatic processes on the consolidated mineral associations of Hercynian late kinematic massifs have been applied in restricted extent only (origination of muscovite, tourmaline, quartz). Intensity and the result of the mentioned processes in comparison to the mass of the discussed massifs was unsubstantial, so it cannot determinate the name of huge rock-massifs of the West Carpathian core mountains and the veporide crystalline complex.

Translated by the author.





Ondrej Franko—Laurenc Snopko

## Dusíkové akrototermie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Nová hydrogeochemická provincia minerálnych vôd v kryštaliniku Západných Karpát)

3 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors deal with thermal waters intercepted by drilling in the crystalline complex of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). A comparison of chemical composition of these thermal waters with that of thermal of crystalline massifs in various geological systems facilitated distinction of a new hydrogeochemical province of nitrogene thermal in the West Carpathians.

### Úvod

Pri zostavovaní Mapy minerálnych vôd Európy v mierke 1:1 500 000 (K. Fricke 1973) sa pri vyčleňovaní globálnych hydrogeochemických provincií vzala za základ Mapa minerálnych vôd ZSSR v mierke 1:4 000 000 (V. V. Ivanov et al. 1968, 1974). Na týchto mapách je vyčlenených päť globálnych hydrogeochemických provincií minerálnych vôd:

1. termálne vody v oblastiach súčasného vulkanizmu;
2. uhľičité vody v oblastiach s mladými (neogén, kvartér) magmatickými a termo-metamorfnými procesmi;
3. dusíkové termie intruzívnych, efuzívnych a metamorfovaných horninových masívov v oblastiach s mladými (mezozicko-kenozoickými) tektonickými pohybmi;
4. dusíkové, dusíkovo-metánové a metánové vody sedimentárnych bazénov;
5. kyslíkovo-dusíkové vody s radónom v masívoch kyslých kryštalických hornín.

Z uvedených piatich provincií sa donedávna na území Západných Karpát dala vyčleniť iba 2. a 4. provincia. Až najnovšie poznatky o termálnych vodách, zistených vrtmi v Spišsko-gemerskom rudohorí, umožnili vyčleniť aj 3. provinciu (O. Franko 1975).

### Rozšírenie a charakteristika vôd 3. hydrogeochemickej provincie

Ako vyplýva z názvu 3. hydrogeochemickej provincie, jej vody sa vyskytujú v oblastiach kryštalinika, budovaného intruzívnymi, efuzívnymi i metamorfovanými horninami, doprevádzaného mladými tektonickými pohybmi. Dusíkové termy v horninových masívoch uvedeného typu sú pomerne veľmi rozšírené. V Európe sa napríklad bohato vyskytujú v sz. časti Mesetského masívu, vo východných Pyrenejách, v Rodopskom masíve, bulharskom Stredohorí a Srbsko-macedónskom masíve. Menšie výskyty sú známe vo francúzskom Centrálnom masíve, v Sudetách a Alpách. V ázijskej časti Sovietskeho zväzu sú najrozšírenejšie v ťan-šanskej, sajansko-bajkalskej a čukotskej oblasti, menej rozšírené sú v ďalších ôsmich oblastiach. Mnohé výskyty týchto vôd zvlášť podrobne preskúmali v Bulharsku (P. S. Petrov 1964, K. D. Šterev 1972) a v Sovietskom zväze (L. N. Barabanov—V. N. Disler 1968, V. V. Ivanov et al. 1974).

U nás sú tieto vody známe z Českého masívu — zo Sudet. Vyskytujú sa na lokalitách Jánské Lázně, Velké Losiny a Bludov (O. Hynie 1963). V Jánskych Láznach má voda teplotu okolo 26 °C, mineralizáciu 0,33 g/l, typ Ca-Na-Mg-HCO<sub>3</sub> a obsah N<sub>2</sub> 86 obj. %. Voda sa viaže na šošovky vápencov v chloriciticko-sericitických fylitoch. Vo Veľkých Losinách má voda teplotu okolo 30 °C, mineralizáciu 0,16 g/l, typ Na-HCO<sub>3</sub>, obsah F 4,8 mg/l a N<sub>2</sub> 97,6 obj. %. Viaže sa na ortoruly, svory a fylity. V Bludove má voda teplotu okolo 24 °C, mineralizáciu 0,49 g/l, typ SO<sub>4</sub>-Cl-Na a obsah F 10 mg/l. Viaže sa na žulový masív.

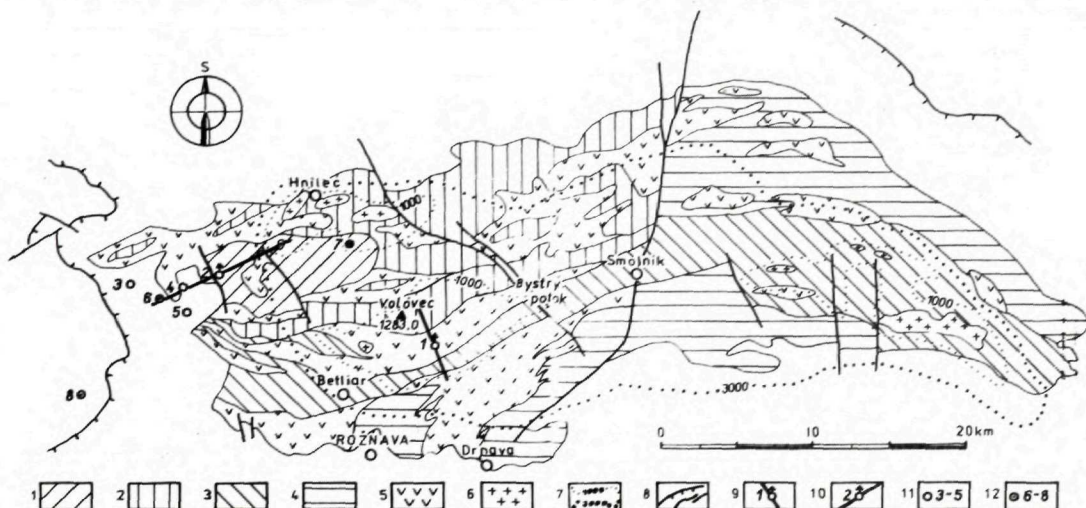
Dusíkové, veľmi slabo mineralizované termy, sú prevažne viazané na rozsiahle kryštalinické masívy porušované mladými zlomovými pásmami. Prírodné prameň termálnych vôd vyvierajú buď v hlboko zarezaných údoliach, alebo na okrajoch vnútorných kotlín. Vody sú vadózneho pôvodu, pričom zrážky vsakujú v infiltračných oblastiach vysoko prevýšených voči oblastiam výverovým. Teplota vody sa pohybuje od 20 do 100 °C, ojedinele až do 108 °C (Sapareva baňa v pohorí Rila v Bulharsku). Vývery vôd sú podmienené hydrostatickým tlakom vôd s určitým podielom účinkov termoliftu.

Tieto vody charakterizuje prevažne veľmi nízka mineralizácia ( $M < 1$  g/l), rôzne aniónové, často zmiešané zloženie (Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub>), pričom z katiónov absolútne prevláda Na. Vody majú vysoký obsah kyseliny kremičitej (H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>+HSiO<sub>3</sub>) — do 150 mg/l; jej množstvo narastá s hĺbkou obehu, resp. s teplotou vôd. Reakcia vôd je zásaditá, pH sa pohybuje v rozsahu 8,0—9,5. Zo špecifických zložiek je pre tieto vody charakteristický obsah F, menej Rn a HS. Obohatenie vôd F spôsobuje prítomnosť fluoritu v granitoch. Vody obsahujú až do 25 mg/l F, sú zároveň vodami fluórovými. Prítomnosť iónu HS je spojená s rozkladom sulfidických minerálov pri vysokých teplotách. Obohatenie vôd Rn je obyčajne spojené s jeho druhotnými lokálnymi koncentraciami v puklinách kyslých kryštalických hornín. Z plynov absolútne prevláda N<sub>2</sub>, z ostatných sú charakteristické zvýšené obsahy Ar a He.

## Výskyt dusíkovo-fluórových akrototeriem v Spiško-gemerskom rudohorí

V Spiško-gemerskom rudohorí (obr. 1) boli termálne vody prvý raz zistené vrtmi RS-1 v Čučme a GVL-1 vo Vlachove (L. Snopko et al 1966, 1977).

Vrtom RS-1 v Čučme hlbokom 1379,60 m boli termálne vody zistené v gemeridných granitoch. Vo vrte sú do hĺbky 547 m zastúpené vulkanické členy gelnickej série. Granitoidy sú od 650 m do konečnej hĺbky vrtu. Medzi vulkanickými členmi gelnickej série a granitoidmi, t. j. v hĺbke 547—650 m, je styková zóna granitoidov,



Obr. 1 Schematický náčrt rozšírenia dusíkových akrototeriem v gemeridných granitoch

1—5 gelnickej série: 1 — vrchné kambrium (ordovik), 2 — stredný silúr (wenlock), 3 — vrchný silúr (ludlow), 4 — vrchný silúr — spodný devón, 5 — porfyroidy gelnickej série (vrchné kambrium — spodný devón); 6 — gemeridné granity; 7 — reliéf gemeridných granitov (hĺbka 1000 a 3000 m; dusíkové akrototermy sú rozšírené minimálne v rozsahu izočiaru reliéfu granitov 3000 m); 8 — styk gemerid a veporid; význačné zlomy; 9 — vrt RS-1 s termálnou vodou a rez na obr. 2; 10 — vrt GVL-1 s termálnou vodou a rez na obr. 3; 11 — vrt s geotermickým meraním (3 — BR-13 Brdárka, 4 — GVL-2 Nižná Slaná, 5 — GVL-5 Nižná Slaná); 12 — ostatné vrt (6 — GVL-4 Nižná Slaná, 7 — PsS-1 Podsúfová, 8 — KV-3 Rochovce). (Kreslil L. Mateovič)

v ktorej sú vyvinuté grajzeny. Grajzenitizácia sa viaže na pomerne úzku, približne 113 m hrubú zónu. Pôvodne leukokrátne muskovitické granity si ešte zachovali svoj pôvodný charakter. Živce sú zatlačané kremeňom, muskovitom a sericitom. Hojne je prítomný turmalín, menej fluorit a topás. Grajzeny tektonicky značne porušila neskoršie vzniknúvšia foliácia. Ojedinelá prítomnosť albitov poukazuje na neskorší prínos alkálií. Granity sú v najvrchnejších častiach reprezentované porfyrickými turmalinickými variantami. Smerom do hĺbky sa stávajú stredozrnnými až hrubozrnnými s výrastlicami najmä kremeňa a ortoklasu. Od hĺbky 1 000 m sa muskovitické granity menia na dvojsľudné, pričom vzrastá i prítomnosť ortoklasu. Z akceso-

rických minerálov boli v granitoch zistené apatit, zirkón, topás, kassiterit a fluorit. Počas vŕtania sa zistili prítoky vôd v celom profile granitov. Najväčší prítok bol na rozhraní gelnickej série s telesom granitoidov, v zóne grajzenov, a to hĺbke 565—647 m. Výdatnosť prelivu postupne narastala z 0,2 l/s až na 3 l/s a teplota vody sa zvyšovala z 21 °C na 24 °C. Celková výdatnosť prítokov z ostatného úseku granitov dosiahla z drobných puklín na prelive najviac 1 l/s vody s teplotou 25 °C. Tlak vody na ústí vrtu dosiahol 4 kp/cm<sup>2</sup> (V. Hanzel—S. Gazda in L. Snopko et al. 1977).

Vrtom GVL-1 vo Vlachove hlbokom 1201,3 m sa termálne vody zistili v telese metasomatických vápencov s rudnou dolomitovo-magnezitovou výplňou v úseku 690—753 m. Horniny zasiahnuté vrtom patria do gelnickej série. Seriticko-chloritické fylity a iné klastické horniny patria vlachovským vrstvám. Tufy a tufitoporfyroidy predstavujú fáciu pačanských vrstiev, kryštalické vápence so seriticko-chloritickými fylitmi — fáciu betliarskych vrstiev. Prítoky vody boli zistené v hĺbke 701 m s výdatnosťou prelivu 0,4 l/s a 723,6 m; výdatnosť sa zvýšila na 3,3 l/s. Výdatnosť prelivu sa po dovŕtaní ustálila na 2,15 l/s, teplota na 21,6 °C a tlak vody na ústí vrtu na 7,5 kp/cm<sup>2</sup> (V. Hanzel in L. Snopko et al. 1966).

### Geotermálne podmienky

Ako je všeobecne známe, teplota termálnych vôd závisí od teplotných podmienok príslušného územia. V Spišsko-gemerskom rudohorí sú teplotné pomery zistené na vrtoch BR-13 Brdárka, GVL-2, GVL-5 Nižná Slaná a SM-2 Smižany (obr. 1; I. Marušiak—I. Lizoň 1976). Hodnoty teplôt zistené v týchto vrtoch sú uvedené v tabuľke 1.

Tabuľka 1

Teplotné údaje vo vrtoch

Vrt	Hĺbka (m)			Teplota (°C) Hĺbka (m)
	25	500	1000	
	Teplota (°C)			
BR-13 Brdárka	7	20	30	—
GVL-2 Niž. Slaná	7	20	31	$\frac{34}{1100}$
GVL-5 Niž. Slaná	7	20	32	$\frac{39}{1300}$
SM-2 Smižany	7	20	29	$\frac{41 \quad 50}{1500 \quad 2000}$

Z teplôt z hĺbky 1000 m sú priemerné vypočítané hodnoty geotermického stupňa okolo 41,6 m/°C a gradientu 23,5 °C/1000 m. Tieto hodnoty dobre zodpovedajú aj pomerom vo vrte RS-1, v ktorom bola v hĺbke 1000 m nameraná teplota 33 °C. Z vypočítaných údajov vidno, že územie Spišsko-gemerského rudohoria je pomerne „studené“, nakoľko priemerné svetové hodnoty geotermického stupňa v mladých oblastiach sú 33 m/°C a gradientu 30 °C/1000 m. Teplotné pole, podobne ako v stredoslovenských nevulkanitoch, výrazne ovplyvňuje morfológia terénu.

## Genéza chemického zloženia akvatoteriem a ich pôvod

Pri posudzovaní pôvodu teriem a tvorby ich chemického zloženia vychádzame z fyzikálno-chemických vlastností vôd (tab. 2,3). Pri ich zatriedení sa budeme pridržať klasifikácií uvedených v monografii O. Franka—S. Gazdu—M. Michalíčka (1975). V našom prípade ide o vody s veľmi malou výdatnosťou (cca 3 a 2 l/s;

Tabuľka 2

### 1. Lokalizácia a údaje o odbere

Lokalita: Čučma	zdroj: vrt RS-1
dátum odberu: 3. 10. 1975	množstvo vzorky: 19,250 l

### 2. Fyzikálne a chemické vlastnosti

teplota °C 24	pH 8,35	rH	Ra.10 <sup>-12</sup> Ci/l 4,0	Rn.10 <sup>-12</sup> Ci/l	org. C mg/l
CO <sub>2</sub> mg/l 0	H <sub>2</sub> S mg/l	HBO <sub>2</sub> mg/l	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l 24,3	celk. miner. mg/l 364,99	

### 3. Iónové zloženie:

katióny	mg/l	mval/l	mval %	anióny	mg/l	mval/l	mval %
Li <sup>1+</sup>				Cl <sup>1-</sup>	2,34	0,066	0,76
Na <sup>1+</sup>	78,80	3,426	38,92	Br <sup>1-</sup>	0,16	0,002	0,02
K <sup>1+</sup>	1,30	0,033	0,37	J <sup>1-</sup>	0,31	0,002	0,02
NH <sub>4</sub> <sup>1+</sup>	0,00	0,00	0,00	F <sup>1-</sup>	8,30	0,437	5,05
Mg <sup>2+</sup>	0,10	0,080	0,91	NO <sub>2</sub> <sup>1-</sup>	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>2+</sup>	9,82	0,490	5,57	NO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	0,00	0,00	0,00
Sr <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	8,23	0,171	1,97
Ba <sup>2+</sup>				HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	HCO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	222,65	3,650	42,18
Fe <sup>2+</sup>	8,67	0,358	4,07	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>			
Al <sup>3+</sup>	0,013	0,014	0,16	OH <sup>1-</sup>			
Súčet	98,70	4,401	50,00	Súčet	241,99	4,328	50,00

4. stopové prvky ( $\cdot 10^{-6}$  g/l)

As < 10	Ni < 5	Cu 3	Pb 11
Mo < 20	Co < 20	Zn 315	U 2,0
Cr < 5	Ti < 20	spektrochemicky dokázaná prítomnosť Sr, B, Pt, Mo, V, Li, Ti, Ba, Mn, Cu, Rb	

## 5. Plyny (obj. %)

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	He	H <sub>2</sub>	Ar	CH <sub>4</sub>	celk. množstvo plynov ml/l
1								
2		1,00	96,10	0,030	0,240	2,10	0,46	32,0
3								

## 6. Hydrochemické faktory a klasifikácia

S <sub>1</sub> (Cl) 11,7	S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) 0	A <sub>2</sub> 12,96	Mg/Ca 0,16	Sr/Ca.10 <sup>3</sup> 0,00	SO <sub>4</sub> /M0,019
S <sub>1</sub> (SO <sub>4</sub> ) 3,94	S <sub>3</sub> 0	A <sub>3</sub> 8,46	Na/K 103,82	HCO <sub>3</sub> /Cl 55,30	Cl/Br 33,0
S <sub>2</sub> (Cl) 0	A <sub>1</sub> 62,94	SO <sub>4</sub> 25,22	Ca/Na 0,14	Cl/Na 0,19	Cl/F 0,15

## 7. Plynové faktory a klasifikácia

spontánny plyn		nekyslý plyn	
$\frac{He}{AR}$ —	$\frac{Ar \cdot 10^4}{N_2 \cdot 1,19}$ —	$K\frac{N_2}{O_2}$ 96,10	$\frac{Ar \cdot 10^4}{N_2 \cdot 2,5}$ 87,41

## 8. Horniny

granitoidy v podloží fylitov gelnickej série

v príspevku sa vždy prvá hodnota vzťahuje na vodu z vrtu RS-1 a druhá na vodu z vrtu GVL-1), vody veľmi nízko termálne (cca 24 a 21 °C), dusíkové (cca 96 a 84 obj. % N), veľmi slabo mineralizované (cca 0,36 a 0,53 g/l), nevýrazného až výrazného Na-HCO<sub>3</sub> typu (A<sub>1</sub>=cca 63 a 73 %). Vzhľadom na zvýšený obsah F (8,30 a 8,02 mg/l) sú to tiež vody fluórové.

Pre poznanie genézy chemického zloženia dusíkových teriem sú významné plynové faktory, vyjadrujúce pomery rôznych plynov. Základným zdrojom vadóznych plynov je vzduch atmosféry. Zloženie rozpustených plynov vadózneho pôvodu vo vode je iné než zloženie vzduchu, lebo O<sub>2</sub> je menej rozpustný ako N<sub>2</sub>. Kyslík sa spotrebovávajú na okysličovacie procesy a už v najvrchnejšej časti litosféry zostáva v pôvodnom vzduchu iba N<sub>2</sub> a vzácne plyny. Podľa hodnôt koeficientu N<sub>2</sub>/O<sub>2</sub>

Tabuľka 3

## 1. Lokalizácia a údaje o odbere

lokality: Vlachovo	zdroj: vrt GVL-1
dátum odberu: 3. 10. 1975	množstvo vody: 19,250 l

## 2. Fyzikálne a chemické vlastnosti

teplota °C 19	pH 8,6	rH	Ra. $10^{-12}$ Ci/15,4	Rn. $10^{-12}$ Ci/1	org. C mg/1
CO <sub>2</sub> mg/l 0	H <sub>2</sub> S mg/l	HBO <sub>2</sub> mg/l	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/122,4	celk. miner. mg/l 533,58	

## 3. Iónové zloženie

katióny	mg/l	mval/l	mval %	anióny	mg/l	mval/l	mval %
Li <sup>1+</sup>				Cl <sup>1-</sup>	19,98	0,564	4,30
Na <sup>1+</sup>	135,00	5,869	45,04	Br <sup>1-</sup>	0,20	0,002	0,01
K <sup>1+</sup>	3,25	0,083	0,64	J <sup>1-</sup>	0,46	0,004	0,03
NH <sub>4</sub> <sup>1+</sup>	0,00	0,00	0,00	F <sup>1-</sup>	8,02	0,422	3,22
Mg <sup>2+</sup>	5,47	0,450	3,45	NO <sub>2</sub> <sup>1-</sup>	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>2+</sup>	1,80	0,090	0,69	NO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	0,00	0,00	0,00
Sr <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	10,29	0,214	1,63
Ba <sup>2+</sup>				HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	HCO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	326,35	5,350	40,81
Fe <sup>2+</sup>	0,35	0,012	0,09	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>			
Al <sup>3+</sup>	0,011	0,012	0,09	OH <sup>1-</sup>			
Súčet	145,881	6,516	50,00	Súčet	365,30	6,556	50,00

4. Stopové prvky ( $\cdot 10^{-6}$  g/l)

As < 10	Ni < 5	Cu 3	Pb 10
Mo < 20	Co < 20	Zn 8	U 0,1
Cr < 5	Ti < 20	spektrochemicky dokázaná prítomnosť Ba, Sr, B, Li, Ti, Cu, Rb, Mn	

## 5. Plyny (obj. %)

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	He	H <sub>2</sub>	Ar	CH <sub>4</sub>	celk. množstvo plynov ml/1
1								
2		0,98	83,80	0,096	0,092	1,70	13,30	38,6
3								

## 6. Hydrochemické faktory a klasifikácia

S <sub>1</sub> (Cl)	15,12	S <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> )	0	A <sub>2</sub>	8,28	Mg/Ca	5,00	Sr/Ca.10 <sup>3</sup>	0	SO <sub>4</sub> /M	0,016
S <sub>1</sub> (SO <sub>4</sub> )	3,26	S <sub>3</sub>	0	A <sub>3</sub>	0,36	Na/K	70,71	HCO <sub>3</sub> /Cl	9,48	Cl/Br	282,0
S <sub>2</sub> (Cl)	0	A <sub>1</sub>	72,98	S <sub>SO<sub>4</sub></sub>	17,74	Ca/Na	0,015	Cl/Na	0,096	Cl/F	1,3

## 7. Plynové faktory a klasifikácia

spontánny plyn				nekyslý plyn			
He	—	Ar.10 <sup>4</sup>	—	K <sub>2</sub> O	85,51	Ar.10 <sup>4</sup>	81,14
Ar		N <sub>2</sub> .1,19				N <sub>2</sub> .2,5	

## 8. Horniny

Vápence vo fylitoch gelnickej série
-------------------------------------

## Poznámka k tabuľke 2 a 3

Vrty rekognoskoval O. Franko, vzorky vôd odobrali: M. Michalíček, V. Procházková, (ÚÚG, pobočka Brno), vody analyzovala J. Hrbková (Geologický průzkum n. p., Ostrava, stredisko laboratórií a technológie, Laboratória Brno), plyny analyzovala I. Borkovcová (ÚÚG, pobočka Brno), kvalitatívne spektrálne chemické analýzy vykonal G. Kupčo (GÚDŠ Bratislava), rádioaktivitu vôd stanovila Z. Krejbichová (Stavební geologie Praha). Plyny sú rozpustené nekyslé.

(M. Michalíček—R. Květ 1960) 96,1 a 85,5 majú hodnotené vody silno redukčný charakter (hodnoty sú vyššie ako 10), takže podobný charakter má pravdepodobne aj horninové prostredie, v ktorom sa tvorí ich chemické zloženie. Na takéto prostredie súčasne poukazujú aj veľmi nízke hodnoty koeficientu SO<sub>4</sub>/M(0,011 a 0,016) poukazujúce na malý podiel oxidačných procesov pri formovaní celkového chemického zloženia vôd. Naproti tomu je priemerná hodnota tohto koeficientu u vôd s plytkým obehom v gelnickej sérii 0,178 (T. Repka—S.

Gazda 1973). Na základe hodnoty koeficientu  $\frac{Ar}{N_2} \cdot 100$  (M. S. Gurevič et al. 1965) možno pomerne presne určiť podiel atmosferického a biogénneho dusíka. Hodnota tohto koeficientu u posudzovaných vôd je 2,03 a 2,18, čo poukazuje na atmosferický pôvod dusíka (hodnoty sú vyššie než 1,18). Na základe hodnoty koeficientu  $\frac{He}{Ar}$  (M. S. Gurevič et al. 1956) možno posúdiť charakter zóny,

v ktorej sa vody vymieňajú. Vychádza sa z poznania, že Ar je plyn atmosferického pôvodu a He vzniká rádioaktívnym rozpadom. Hodnoty tohto koeficientu u posudzovaných vôd sú 0,01 a 0,05, takže ich cirkulácia sa viaže na zónu intenzívnej výmeny vody (hodnoty sú v rozmedzí 0,001 až 0,1), čo popri chemickom zložení vôd tiež hovorí o ich vadóznom pôvode. Miera nahromadenia He je aj



približným kritériom veku rozpustených plynov. Podľa A. L. Kozlova (1950) možno vek rozpustených plynov ( $t$ ) počítať v miliónoch rokov podľa vzťahu

$t = 115 \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ . U hodnotených vôd je takto vypočítaný vek rozpustených plynov 1,6 a 6,4 mil. rokov. Sú to hodnoty slúžiace viac na porovnávanie než na poznanie absolútnych vekov, najmä ak ide o vody s intenzívnou vodovýmenou, prípadne vody, ktoré nie sú viazané na zatvorené štruktúry.

Chemické zloženie vôd vadózneho alebo atmosferického pôvodu odráža horninové prostredie, v ktorom vody obiehajú. Hodnotené vody patria k silikátogénnemu typu (S. Gazda 1974, O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Pre vody tohoto typu je hydrolytický rozklad silikátov určujúcim mineralizačným procesom fázového rozhrania hornina-voda. Pri tomto procese sa v podmienkach hlbších obehov prednostne uvoľňujú ióny Na z mriežok živcov, prípadne nastáva blokujúci vplyv iónov  $\text{CO}_3$  voči súčasne uvoľňovaným iónom Ca. V takýchto vodách potom výrazne prevláda sodík nad vápnikom a horčíkom. V hodnotených vodách je prevaha nad vápnikom veľmi výrazná; dokumentuje to faktor Ca/Na, majúci hodnoty 0,14 a 0,015. Na tvorbu chemického zloženia týchto vôd v kryštalíniku poukazujú tiež vysoké hodnoty koeficientu Na/K (103,8 a 70,7). Naproti tomu sú veľmi nízke hodnoty tohto koeficientu (1,4—6,4) pre vadózne dusíkové akrototermy triasových karbonátov (Rajecké Teplice, Bojnice, Malé a Veľké Bielice, Kalinčiakovo, Patince, Štúrovo) vnútorných Západných Karpát. Medzi hodnotami tohto faktoru v uvedených dvoch odlišných typoch vôd sa pohybujú hodnoty faktoru (12,3—46,8) vadóznych dusíkových akrototeriem viazaných na neogénne piesky (Vieska, Šurany, Šafa, Diakovce).

Pre veľmi nízku teplotu vôd nemajú vysoké zastúpenie mikrokomponenty  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  (24,3 a 22,4 mg/l). Je to v súlade napr. s poznatkami o dusíkových termách Sovietskeho zväzu s teplotou 20—35 °C, v ktorých sa množstvo  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  pohybuje do 50 mg/l (L. N. Barabanov—V. I. Disler 1968). V horúcejších vodách sa obsah  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  pohybuje v rozmedzí 50—100 mg/l a vo vodách zhruba nad 80 °C až do 150 mg/l.  $\text{SiO}_2$  sa, podobne ako prv uvedené ióny Na, uvoľňuje zo silikátov pri ich hydrolytickom rozklade.

Najvýznamnejším a pre dusíkové termy typickým je mikrokomponent fluór, ktorý sa v hodnotených vodách vyskytuje v množstve 8,30 a 8,02 mg/l. Zvýšený obsah fluóru v dusíkových akrototermy je podmienený ich zásaditým typom (fluór v nich lepšie migruje) a horninami so zvýšeným obsahom fluóru (F. V. Posochov 1975). Tento sa, ako je známe, viaže hlavne na turmalín, apatit, topás, fluorit, atď., ktoré sa bežne vyskytujú v horninách kryštalínika. V Spišsko-gemerskom rudohorí sa zvýšený obsah turmalínu, menej fluoritu a topásu vyskytuje v zóne grajzenov. Najväčší obsah fluóru, napr. v dusíkových termách Sovietskeho zväzu, je 20 mg/l (L. N. Barabanov—V. I. Disler 1968). Na vysoký obsah fluóru v dusíkových akrototermy hornín kryštalínika najlepšie poukazuje faktor Cl/F, ktoré má hodnoty 0,15 a 1,3. Pomerne vyššie hodnoty tohto koeficientu (4—25) majú prv uvedené

dusíkové akrotomy triasových karbonátov, čo svedčí o nízkom obsahu fluóru (0,06—1,16). Ešte vyššie hodnoty tohto koeficientu (25—143) majú dusíkové akrotomy neogénnych sedimentov, čo svedčí nielen o nízkych hodnotách fluóru (0,02—0,16), ale aj o vyšších obsahoch iónov Cl. V horninovom prostredí kryštalinika a triasových karbonátov spomínaných vôd sú naopak obsahy iónov Cl nízke. Porovnanie prv uvedených rozdielov v chemickom zložení akrotomom Západných Karpát z odlišného horninového prostredia je uvedené v tabuľke 4.

Porovnanie rozdielov v chemickom zložení akrotomom Západných Karpát

Tabuľka 4

Horninové prostredie	Na/K	F mg/l	Cl/F
granity (grajzeny)	70,7	8,02	0,15
	103,8	8,30	1,3
triasové karbonáty	1,4—6,4	0,06—1,16	4—25
neogénne piesky	12,3—46,8	0,02—0,16	25—143

Zo stopových prvkov boli spektrochemicky zistené Sr, B, Pb, Mo, V, Li, Ti, Ba, Mn, Cu a Rb. Je to asociácia prvkov bežne sa vyskytujúca v horninách kryštalinika. Spomenúť treba len zvýšené obsahy Zn (0,315 mg/l) vo vode z vrtu RS-1. Prítomnosť Ra sa vo vodách zistila v množstve 4,0 a 5,4 pCi/l a U v množstve 2,0 a  $0,1 \cdot 10^{-6}$  g/l; sú to tiež obsahy bežne vo vodách kryštalinika.

V závere tejto kapitoly zhrnieme základné geochemické parametre vôd z oboch vrtov (tab. 5).

Tabuľka 5

Geochemické parametre teriem z vrtov RS-1 a GVL-1

Vrt	Horninové prostredie	pH	M g/l	F mg/l	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l	S <sub>1</sub> (Cl)	S <sub>1</sub> (SO <sub>4</sub> )	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>
RS-1	grajzeny a granity v podloží gelnickej série	8,35	0,36	8,30	24,3	11,70	3,94	62,94	12,96
GVL-1	metasomatické vápence s dolomitovo-magnezitovou výplňou gelnickej série	8,6	0,53	8,02	22,4	15,12	3,26	72,98	8,28

Pokračovanie tabuľky 5

So <sub>4</sub>	Ca	Na	Mg	Cl	CH <sub>4</sub> obj. %	N <sub>2</sub> obj. %	N <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	Ar · 100 N <sub>2</sub>	He Ar
M	Na	K	Ca	F					
0,01	0,14	103,8	0,16	0,15	0,46	96,1	96,1	2,03	0,01
0,016	0,015	70,7	5,0	1,3	13,30	83,8	85,5	2,18	0,05

Z tabuľky vidno, že v podstate ide o vody rovnakého typu — dusíkové, fluorové, natriumovo-bikarbonátové akrotomy. Kým v makrokomponentoch sú medzi

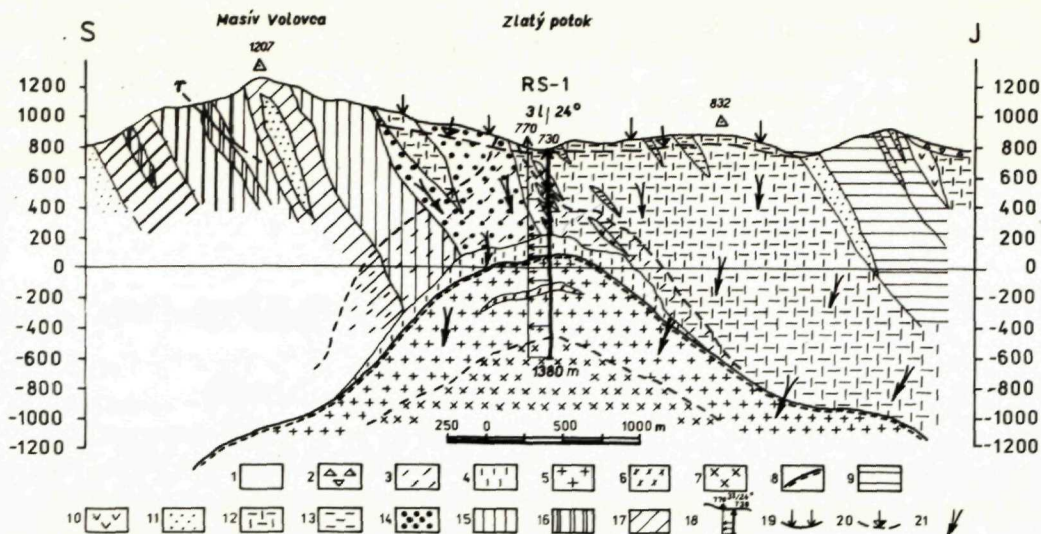
nimi určité rozdiely, tak v charakteristických mikrokomponentoch ( $H_2SiO_3$  a F) rozdielov prakticky niet. Preto sa domnievame, že je to hlavne fluór, ktorý poukazuje na rovnaké prostredie obehu týchto akrototeriem. Je to prostredie granitov so zónou grajzenov. Vo vrte GVL-1 sú vody granitov drénované polohou metasomatických vápencov s dolomitovo-magnezitovou výplňou, ktorá sa nachádza v sericiticko-chloritických fylitoch gelnickej série. Preto sa vody tohoto vrtu odlišujú od vôd vrtu RS-1 hlavne vyššou mineralizáciou a hodnotami koeficientov Ca/Na, Na/K, Mg/Ca a Cl/F.

### Štruktúrne podmienky obehu akrototeriem

Územie, v ktorom sú zistené dusíkovo-fluorové akrototermy, je budované epizonálne metamorfovaným kryštalinikom — gelnickou sériou, najmä jej západnou časťou (obr. 1). Sú to najmä epizonálne premenené klastické sedimenty, pôvodne mikrozapence, kremité pieskovce, pieskovce a drobné laminované bridlice, grafitické bridlice. Za organogénne sedimenty sú považované šedé a čierne lydity, tiež karbonáty vystupujúce vo viacerých horizontoch. Skoro v rovnakom pomere vystupujú vulkanogénne typy hornín. Veľmi prevládajú tufoporfyroidy a tufitoporfyroidy, ojedinele spilitdiabázové tufy. Spestruje ich výskyt kremitých porfýrov, kremitých keratofýrov, ako aj polohy spilitdiabázov. Celá gelnická séria bola viackrát vrásnená a metamorfovaná. Svoju konečnú základnú stavebnú štruktúru získala už po skončení sedimentácie v mladokaledónskom horotvornom cykle. Je to mohutná klenbovitá štruktúra východozápadného smeru zvýraznená počas mladších alpínskych tektonických pochodov. Celá štruktúra má čiastočne asymetrický priebeh. Stratigrafické pomery boli riešené na základe palinologického štúdia. Vek sedimentov u Vlachova bol preukázaný ako vrchnokambrický až spodnoordovický. Sedimentárne členy ležiace južnejšie i severnejšie sú mladšie — spodnosilúrske; v študovanom profile v pruhu pri obci Betliar a Čučma majú vek vrchný silúr—spodný devón (P. Snopková—L. Snopko 1977).

Pri štúdiu hlbinej stavby v širšom okolí masívu Volovca sa gravimetriou preukázalo väčšie nahromadenie ľahkých hmôt, poukazujúcich na prítomnosť gemeridných granitov. Hustotné rozhranie medzi granitmi a ich plášťom, tvoreným z hornín gelnickej série, sa podarilo hĺbkove veľmi presne zistiť (obr. 1). Toto rozhranie sa interpretovalo od známych výskytov granitov u Hnilca a Betliara, kde vystupujú na povrch. Vek granitov sa viaže na alpínske kriedové horotvorné pochody (J. Kantor 1957), priestorové rozloženie je závislé na staršej klenbovitej štruktúre. Práve tieto dva základné stavebné prvky (vnútorná stavba gelnickej série a hlbinné usporiadanie gemeridných granitov) spolu s priaznivou morfológiou územia majú podstatný vplyv na obeh dusíkovo-fluorových teriem. Najlepšie je to možné študovať na priložených rezoch.

V reze na obr. 2 je vrt RS-1 Čučma umiestnený v južnom krídle klenbovitej štruktúry a zasahuje gemeridné granity (podobne ako vrt PsS-1 Podsúfová). Vrt leží



Obr. 2 Schematický hydrogeologický rez „Masív Volovca—Zlatý potok“

Geológia: 1, 2; kvartér: 1 — alúvium, 2 — súť; 3—8 vrchná krieda: 3—kontaktné metamorfované okolné horniny (prekremenené, pneumatolizácia, chloritizácia), 4 — grajsen, 5 — porfyrické alebo hrubozrnné muskoviticko-turmalinické granity, 6 — jemnozrnné muskovitické granity, 7 — dvojsudné granity, 8 — reliéf granitov; 9—11 vrchný silúr (ludlow): 9 — sericiticko-chloritické fylity, 10 — diabázové tufy, tufity (chloritické fylity), 11 — epimetamorfované jemnozrnné pieskovce; 12—17 stredný silúr (wenlock): 12 — tufoporfyroidy, 13 — jemné tufoporfyroidy s prevahou popolovitého materiálu, 14 — epimetamorfované kremité pieskovce, 15 — grafitické bridlice, 16 — lydity, 17 — epimetamorfované pieskovce a bridlice.

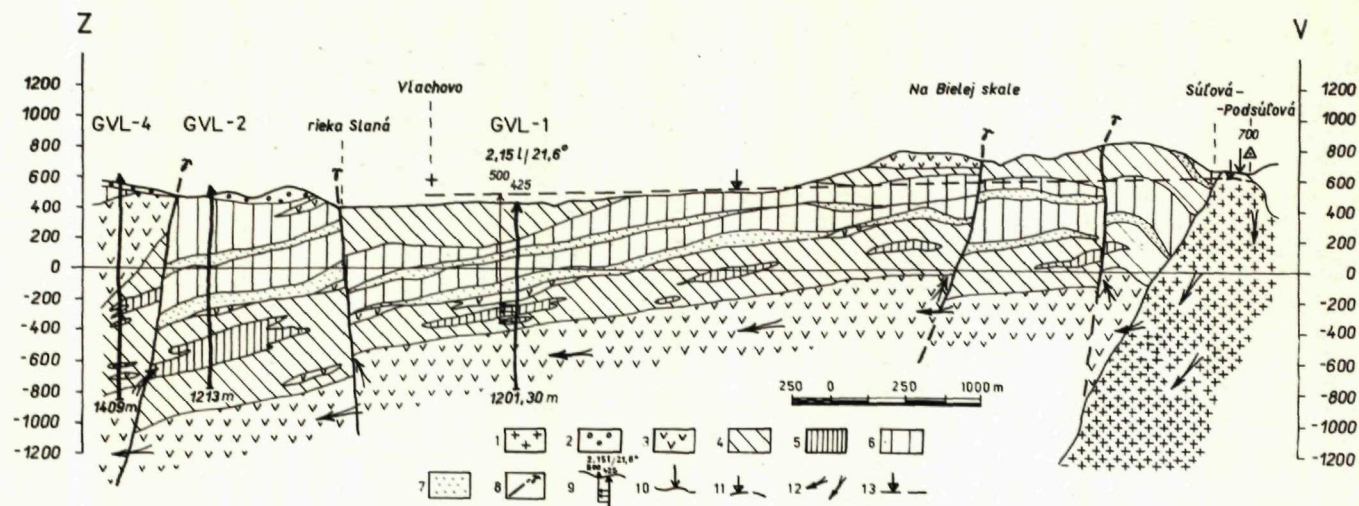
#### Hydrogeológia

1, 2, 4—7, 11—14: kolektory podzemných vôd, priepustnosť puklinová; 9, 10, 13, 15—17: izolátory podzemných vôd (prakticky nepriepustné horniny); 18: vrt RS-1 so sústredeným prítokom akratoteriem z grajsenov a rozptýleným prítokom z granitov (730 — kóta vrtu, 770 — kóta ustálenej statickej hladiny; 31 — výdatnosť voľného prelivu v l/s, 24° — povrchová teplota vody v °C); 19 — infiltračná oblasť; 20 — hladina puklinových podzemných vôd; 21 — cirkulácia podzemných vôd po puklinách. (Kreslil L. Mateovič)

sv. od Rožňavy v Zlatej dolinke pri detskom rekreačnom stredisku „Mladý baník“. Vrt prenikol súvrstviem Bystrého potoka (L. Snopko 1974), ktoré v západnej časti na lokalite Betliar—Čučma, Gemerská Poloma—pomník letcov SNP bolo doložené i palinomorfami ako vrchný silúr (P. Snopková—L. Snopko 1977). V tomto súvrství je teleso strednozrnných tufoporfyroidov—tufitoporfyroidov strmo uložených k juhu; sú v nich uložené menšie polohy spilitdiabázových tufov. Horniny tohto telesa sa južnejšie od vrtu RS-1 nachádzajú v nadmorskej výške (832 m) vyššej než je povrch terénu v mieste vrtu (730 m n. m.). V hĺbke 547 m boli vo vrtoch zistené grajseny a hlbšie granitoidné teleso. Pokiaľ ide o geologické pomery širšieho okolia, možno súčasne pozorovať, že severnejšie pod hrebeňom Volovca (kóta 1283 m) prebieha poloha kremitých pieskovcov, t. j. najspodnejšej časti súvrstvia Bystrého

potoka. V ich podloží sú tmavé (niekedy grafitické) fylity s lyditi spodnosilúrskeho až strednosilúrskeho veku (P. Snopková—L. Snopko 1977). Tvoria nepriepustné podložia zvodnenému komplexu pieskocov a porfyroidov, pričom ležia strmo uložené k juhu až po granitoidné teleso (obr. 2). Takto vznikli priaznivé hydrogeologické podmienky pre obeh podzemných vôd v puklinách kremitých pieskocov a porfyroidov napájajúcich pukliny granitoidov a ich artézsky režim (tlak vody na ústí vrtu 4 kp/cm<sup>2</sup>). Ich zvodnenú, hlavne vrchnú časť (kupolu grajzenov) otvoril vrt RS-1. Ako je všeobecne známe, artézsky režim podzemných vôd je okrem iného podmienený nepriepustným, resp. relatívne menej priepustným nadložím zvodneného kolektora. Z tohoto pohľadu sa zdá, že hlavným zvodneným kolektorom, ktorý dotuje grajzeny podzemnou vodou, sú kremité pieskovce a ich menej priepustným nadložím sú porfyroidy. Avšak voči grajzenom, ako hlavnému kolektoru akrototériem, tvoria menej priepustné nadložie tak pieskovce, ako aj porfyroidy.

Vrt GVL-1 je situovaný u Vlachova v ose klenbovej štruktúry v smere V—Z. Granitoidy nezasiahol, leží západne od nich. Geologické pomery v tejto oblasti najlepšie vyjadruje rez na obr. 3. Prevrtal súvrstvia označené ako spodná časť vlachovských vrstiev. Súvrstvie je palinologicky doložené ako vrchné kambrium — spodný ordovik, a to na profiloch Vlachovo — pri železničnom moste a v profile Vlachovo—Suchý vrch. V týchto miestach narezala rieka Slaná najstaršie vrstvy gelnickej série. Z úložných pomerov bola zistená zreteľná vrásová štruktúra s osou mierne uklonenou na Z. Pri štúdiu faciálnych pomerov klastických sedimentov gelnickej série bola preukázaná veľká rytmičnosť sedimentácie. V spodných častiach mezorytmov prevládajú flyšové fácie (distálna flyšová podzóna tvorená kremitými pieskocami), stredné časti tvorí subflyšová fácia (často s vulkanickými členmi), vrchné časti kryptoflyšové fácie zložené z jemných tmavých fylitov, často s polohami lydítov a karbonátov. Vrtne práce (GVL-1 tiež 2, 4, 5) sa zameriavali na hĺbkové overenie predpokladaného horizontu karbonátov (ako vrchnej časti najstaršieho mezorytmu), ktorý nevystupuje na povrch a mohol byť iba teoreticky zdôvodnený (L. Snopko 1967). V hĺbke 690—753 m bol skutočne overený, karbonátové telesá sú zistené všetkými realizovanými vrtmi (obr. 3). Zvodnený karbonátový horizont zistený vrtom GVL-1 (425 m n. m.) sa smerom na V postupne dvíha, takže sa dostáva do blízkosti granitov v území Podsúľová — Súľová (700 m n. m.) juhozápadne od Hnilca. Táto vyššie ležiaca časť granitov je infiltračnou oblasťou vôd obiehajúcich cez ne do porfyroidov (sú v podloží horizontu s karbonátmi) a z nich po zlomoch do karbonátových telies. Nemôžeme však vylúčiť ani laterálny prestup vôd z granitov do telies karbonátov. Takto nastali, podobne ako v predošlom prípade, priaznivé hydrogeologické podmienky pre obeh podzemných vôd v puklinách granitov a karbonátov a vznikol ich artézsky režim (tlak vody na ústí vrtu 7 kp/cm<sup>2</sup>).



Obr. 3 Schematický hydrogeologický rez „Vrt GVL-1—Súfová—Podsúfová“

#### Geológia

1 — dvojsľudné gmeridné granity (vrchná krieda); 2 — polymiktne zlepenec (mladšie paleozoikum); 3—7 vrchné kambrium — spodný ordovik (gelnická séria): 3 — porfyroidy; 4 — nezvrstvené, niekedy jemne laminované fylity, 5 — kryštallické vápence (metasomaticky zmenené na dolomity a magnezity); 6 — laminované fylity; 7 — epimetamorfované pieskovce (laminované fylity a kremité pieskovce); 8 — významnejšie zlomy.

#### Hydrogeológia

1—3, 5, 7: kolektory podzemných vôd, priepustnosť puklinová; 4, 6: izolátory podzemných vôd (prakticky nepriepustné horniny, priepustné na zlomoch — poruchové pásma); 9 — vrt GVL-1 s prítokom akrototeriem z kryštallických vápencov (425 — kóta vrtu, 500 — kóta ustálenej statickej hladiny, 2,15: výdatnosť voľného prelivu l/s, 21,6° — povrchová teplota v °C); 10 — infiltračná oblasť; 11 — hladina puklinových podzemných vôd v granitoch; 12 — cirkulácia podzemných vôd po puklinách a zlomoch; 13 — predpokladaná statická napätá hladina puklinových podzemných vôd v granitoch, porfyroidoch, kryštallických vápencoch a epimetamorfovaných pieskovcoch. (Kreslil L. Mateovič.)

## Praktický význam akrototeriem

So zreteľom k prvému zisteniu dusíkovo-fluórových akrototeriem s takým vysokým obsahom fluóru na Slovensku chceme upozorniť na niektoré praktické aspekty ich významu. Ponajprv — vody nemožno používať ako vody pitné (pri nedostatku vôd v Spiško-gemerskom rudohorí by mohol byť o ne záujem i napriek ich zvýšenej teplote). Podľa ČSN 830611 pre pitné vody z 27.3. 1974 môžu tieto obsahovať maximálne 1,5 mg/1 F. V umele fluoridovanej vode ho však musí byť najmenej 0,8 mg/1. Obsah F pod 0,01 mg/1 alebo nad 1,5 mg/1 v pitných vodách vyvoláva ochorenie zubov (E. V. Posochov 1975).

Dusíkové akrototermy sa vo svete hojne využívajú na liečenie. Tak napr. v Sovietskom zväze sú využívané v 16 kúpeľoch a sanatóriách, v Bulharsku v kúpeľoch Levskigradsko, Burgasko, Velingrad a v mnohých ďalších (L. N. Barabanov—V. N. Disler 1968). V Československu sú využívané v Jánskych Láznach, kde sa liečia nervové choroby detí. V Sovietskom zväze Ministerstvo zdravotníctva určilo choroby, ktoré možno liečiť v kúpeľoch s dusíkovými slabo mineralizovanými kremičitými vodami (L. N. Barabanov—V. N. Disler 1968). Sú to: 1. choroby kĺbov, kostí a svalov, 2. choroby nervovej sústavy, 3. gynekologické choroby, 4. kožné choroby, 5. cievne choroby, 6. následky zápalov v brušnej dutine, 7. chronické otravy (intoxikácie) a 8. choroby srdcovo-cievnej sústavy.

Ako v práci uvádzame, zistená teplota vôd a výdatnosť vrtovej vody nie je vysoká. Avšak získané geotermické údaje a poznatky o priestorovom rozšírení granitoidov a o tektonike Spiško-gemerského rudohoria upozorňujú na možnosti získania teplejších vôd vo väčších hĺbkach. Tieto vody potom možno vo väčšom rozsahu využiť hlavne na rekreačné účely, pričom nevyklúčujeme ani možnosť ich využitia ako zdroja geotermálnej energie.

Napokon treba uviesť, že predpokladáme možnosť navrátať podobné akrototermy vo všetkých kryštalinických masívoch Západných Karpát, či už v Slovenskom rudohorí, Nízkych a Vysokých Tatrách, Malej alebo Veľkej Fatre a i. Pre situovanie vrtovej vody prichádzajú do úvahy hlavne zlomami porušené územia v hlboko zarezaných údoliach a pri okrajoch, resp. úpätiach masívov na styku s vnútornými kotlinami a nížinami.

## Záver

V Spiško-gemerskom rudohorí boli vrtnými RS-1 v Čučme a GVL-1 vo Vlachove zistené termálne vody doteraz v Západných Karpatoch neznáme. Sú to dusíkové, fluórové, veľmi slabo mineralizované vody (akrototermy) typu  $\text{HCO}_3\text{—Na}$ . Zvýšený obsah fluóru je spojený s prítomnosťou väčšieho množstva turmalínu, menej fluoritu a topázu v zóne grajzenov — v kupole gemeridných granitov. Na základe poznania

chemického zloženia vôd a jeho porovnania so zložením teriem v rôznych geologických sústavách, bola v západných Karpatoch vyčlenená nová hydrogeochemická provincia dusíkových teriem.

Vrtom RS-1 sa zistili termy v hĺbke 547—650 m v zóne grajzenov v podloží hornín gelnickej série. Výdatnosť voľného prelivu na vrte bola 3 l/s a teplota vody 24 °C. Je to voda typu  $\text{HCO}_3\text{—Na}$  s mineralizáciou 0,36 g/l, obsahom 8,30 mg/l F, 24,3 mg/l  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  a 96 obj. %  $\text{N}_2$  (tab. 2).

Vrtom GVL-1 sa zistili termy v hĺbke 690—753 m v telese metasomatických vápencov s rudnou dolomitovo-magnezitovou výplňou v horninách gelnickej série. Výdatnosť voľného prelivu bola 2 l/s, teplota vody 21 °C. Je to voda typu  $\text{HCO}_3\text{—Na}$  s mineralizáciou 0,53 g/l, obsahom 8,02 mg/l F, 22,4 mg/l  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  a 84 obj. %  $\text{N}_2$  (tab. 3). Nakoľko je obsah F( $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ) vo vode z tohoto vrtu prakticky taký istý ako vo vode z vrtu RS-1, súdime, že voda pochádza z granitov a je drénovaná telesami vápencov. Porovnanie vôd z oboch vrtov je v tab. 5.

Doteraz boli v Západných Karpatoch známe akratotermy viazané na triasové karbonáty a neogénne piesky. K nim pribudli akratotermy viazané na kryštalinikum. Všetky tri druhy akratoteriem sa od seba odlišujú; najlepšie to vidno z hodnôt koeficientu Na/K, obsahu F a koeficientu Cl/F (tab. 4).

Geotermálne podmienky v Spišsko-gemerskom rudohorí sme posúdili podľa teplotných meraní vo vrtoch (tab. 1). Vypočítané priemerné hodnoty geotermického stupňa sú okolo 41,6 m/°C a gradientu 23,5 °C /1 000 m. Sú to hodnoty (v porovnaní so svetovým priemerom 33 m/°C, resp. 30 °C/1 000 m v mladých oblastiach) v Západných Karpatoch najvyššie, resp. najnižšie.

Na obeh teriem má podstatný vplyv vnútorná stavba gelnickej série (je to klenbovitá štruktúra s puklinovými kolektormi), hlbinné usporiadanie granitov (rozšírené sú prakticky pod celou gelnickou sériou, pričom miestami vychádzajú na povrch; obr. 1) s puklinovou priepustnosťou a kupolou grajzenov a morfológia územia. Týmito podmienkami je súčasne determinovaný artézsky režim teriem (obr. 2,3). Povrchový statický tlak vody z vrtu RS-1 bol 4 kp/cm<sup>2</sup> a z vrtu GVL-1 až 7,5 kp/cm<sup>2</sup>.

Termálne vody možno využiť hlavne na liečenie, prípadne rekreáciu. Nedá sa vylúčiť ani ich využitie ako zdroja geotermálnej energie. Získané geotermické údaje a poznatky o priestorovom rozšírení granitov a o tektonike Spišsko-gemerského rudohoria upozorňujú na možnosti získania teplejších vôd vo väčších hĺbkach.

Predpoklad ťažiť podobné akratotermy je vo všetkých kryštalinických masívoch Západných Karpát. Pre situovanie vrtov prichádzajú do úvahy hlavne zlomami porušené územia v hlboko zarezaných údoliach a pri okrajoch, resp. úpätiach masívov na styku s vnútorými kotlinami a nížinami.

Do tlače odporučil L. Melioris.



## Literatúra

- BARABANOV, L. N.—DISLER, V. N. 1968: Azotnye termy SSSR. Ministerstvo zdravoochranenija SSR. Centralnyj institut kurortologii i fizioterapii, Moskva, 1—119.
- FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÝČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- FRANKO, O. 1975: Mapa minerálnych vôd ČSSR 1:1 500 000 (pre Mapu Európy). Geofond, Bratislava.
- FRICKE, K. 1973: II. Comission des eaux minérales et thermales. Rapport du Président K. Fricke, Krefeld, pour les années 1971 à 1973. Bull. d'inform. AIH, 15—16, Paris, 65—68.
- GAZDA, S. 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslov. geol. konf., 2, Slov. geol. Úrad, Bratislava, 43—50.
- GUREVIČ, M. S.—ZAJCEVA, J. K.—ČEREPNIKOVA, A. A. 1956: Voprosy neftepoiskovoj gidrogeologii. Trudy VSEGEI, Nov. ser. vyp. 18, Moskva, 1—197.
- HANZEL, V. 1966: Hydrogeologická charakteristika štruktúrneho vrtu GVL-1 (Vlachovo). In L. Snopko et al. 1966 (I. c.).
- HANZEL, V.—GAZDA, S. 1977: Hydrogeologická charakteristika vrtu RS-1 (Čučma). In L. Snopko et al. 1977 (I. c.).
- HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. I. vyd., Vydavatelstvo Čs. Akad. Věd, Praha, 1—797.
- IVANOV, V. V. et al. 1974: Mineralfnye vody SSSR. Ministerstvo zdravoochranenija SSSR, Moskva, 1—321.
- KANTOR, J. 1957:  $A^{40}/K^{40}$  metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geologické Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 188—200.
- KOZLOV, A. L. 1950: Problemy geochemii prirodnych gazov. Gostoptechizdat, Moskva, 1—166.
- MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1976: Geotermické pole západných Karpát. Západné Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 181—206.
- MICHALÍČEK, M.—KVĚT, R. 1960: Obsah dusíku a kyslíku v minerálních vodách. Práce Výzk. Úst. Čs. naft. dolů, 16, 62—70, Brno, 179—184.
- PETROV, P. S. 1964: Osnovi zakonomernosti v razprostranienieto na mineralnite vody v Blgarija. Trudove vrchu geologijata na Blgarija, Serija inženerna geologija i chidrogeologija. KN. III, BAN, Sofija, 83—158.
- POSOCHOV, E. V. 1975: Obščaja gidrogeochimija. Nedra, Leningrad, 1—208.
- Repka, T.—GAZDA, S. 1973: Hydrogeochémia (in Bartalský, J.—GRECULA, P. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria). Geofond, Bratislava.
- SNOPKO, L. et al. 1966: Závěrečná správa štruktúrneho vrtu GVL-1 Vlachovo. Geofond, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—151.
- SNOPKO, L. 1974: Stratigrafia paleozoika Západných Karpát. Materiály z III. celoslov. geol. konf. 1, Slov. geol. Úrad, Bratislava, 108—114.
- SNOPKO, L. et al. 1977: Vrt RS-1 (Rožňava—Čučma). Geofond, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1977: Zhodnotenie doterajších palinologických výsledkov v staršom paleozoiku v Spišskogemerskom rudohorí. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTEREV, K. D. 1972: O prostranstvennom položenii, evolucii i resursach termalfnyh vod v mobiľnyh sillikatnyh massivach. Doklady BAN, Tome 25,11, Sofija, 1555—1558.

**Nitrogene Acratothermae in Spišsko-Gemerské Rudohorie Mountains  
(New hydrogeochemic province of mineral waters  
in crystalline complex of West Carpathians mountains)**

Summary of the Slovak text

In the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) which is a part of the Alpine-Carpathian fold system, thermal waters were found (Fig. 1) by bore holes RS-1 at Čučma and GVL-1 at Vlachovo.

A comparison of their chemistry (Tab. 2, 3) with that of the thermae in crystalline massifs of various geological systems, facilitated distinction of a new hydrogeochemical province of nitrogene thermae in the West Carpathians. They are fluoric, slightly mineralized waters (acratothermae) of the  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  type. They are of vadose origin, of silicatogenic type. As for this type of waters, the hydrolytic decomposition of silicates is decisive mineralization process of the rock-water phase boundary. The circuit of waters is associated with the zone of intensive water-exchange (the values of the He/Ar coefficient are 0,01 and 0,05). F is mainly associated with tourmaline, apatite, topaz, fluorite, a. o., commonly occurring in crystalline rocks. In the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) are increased contents of tourmalins, lesser of fluorite and topaz in the zone of greisens forming a granite dome. This is the cause of increased F-contents in the waters found.

In the zone of greisens — the granitoid dome (Fig. 2), thermae were found at the depth of 547—650 m by the drill hole RS-1. The granitoids build a Cretaceous intrusive body which penetrated into the domal structure of the epizonally metamorphosed Gelnica group of Cambrian—Devonian age. Discharge of free outflow in the drill hole was 3 l/s, temperature — 24 °C. It is water of the  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  type, with mineralization 0,36 mg/l, content 8,30 mg/l F, 24,3 mg/l  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  and 96 volum %  $\text{N}_2$ .

In a body of metasomatic limestones with ore dolomitmagnezit filling (Fig. 3) thermae were found at the depth of 690—753 m. The limestone body is in sediments of formerly mentioned Gelnica group. The discharge of free outflow in the drill hole was 2 l/s and water temperature 21 °C. It is water of  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  type, with mineralization 0,53 g/l, F-content 8,02 mg/l,  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  content 22,4 mg/l and 84 volum. %  $\text{N}_2$ .

On the ground of practically equal F- and  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ — contents in water from the drill holes GVL-1 and RS-1 the water is presumed to originate from granites and to be drained by limestone bodies. A comparison of basical geochemical parameters of waters from the two drill holes is in Table 5. Waters from the limestone body (drill hole GVL-1) differ from the water in greisens (drill hole RS-1) mainly by their values of coefficients Ca/Na, Na/K, Mg/Ca and Cl/F.

A comparison of differences in chemistry of acratothermae in the West Carpathians associated with granites, Triassic carbonates and Neogene sands, is in Table 4. The comparison based upon the Na/K coefficient, the F-content and Cl/F coefficient.

Geothermal conditions in the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains) are judged according to temperature measurements in drill holes (Table 1). Among the mean values of geothermal degreee and gradient, calculated from temperatures measured at 1000 m depth are around 41,6 m/°C and 23,5 °C/1000 m. The area belongs among the coldest in the West Carpathians.

Figures 2 and 3 show structural condition of the thermae circulation. The circulation of thermae is markedly controlled by the internal structure of the Gelnica group (it is a domal structure with fissure collectors), by deep distribution of granites (they are practically below the whole Gelnica group, with occasional outcrops) with fissure permeability, a greisen dome and morphology of the region. At the same time these conditions also determine the artesian regime of the thermae. The head static pressure in the drill hole RS-1 was 4kp/cm<sup>2</sup>, and in the drill hole GVL-1 7,5 kp/cm<sup>2</sup>.

Thermal waters may be used for medical purposes and recreation. They may also be used as sources of geothermal energy. The geothermal data about spatial distribution of granites and about tectonic

structure of the Spišsko-gemerské rudohorie (mountains) indicate possibility of gaining there waters of higher temperatures. Such acratothermae are in all crystalline massifs of the West Carpathians Areas dissected along faults in deep valleys and at the margins and at foothills of the massifs on the contact with inner depressions and lowlands are favourable for drilling.

Translated by E. Jassingerová.

#### Explanations of text-figures 1—3

Fig. 1 Scheme of distribution of nitrogenic acratothermal in Gemeride granites

1—5 — Gelnica group: 1 — Upper Cambrian (Ordovician); 2 — Middle Silurian (Wenlock); 3 — Upper Silurian (Ludlow); 4 — Upper Silurian — Lower Devonian; 5 — porphyroids of the Gelnica group (Upper Cambrian — Lower Devonian); 6 — Gemeride granites; 7 — relief of Gemeride granites (depth 1000 and 3000 m; nitrogenic acratothermal are distributed at least along the isoline of the granite relief 3000 m); 8 — contact between the Gemerides and the Veporides; significant faults; 9 — bore hole RS-1 with thermal water, and the section in Fig. 2; 10 — bore hole GVL-1 with thermal water and the section in Fig. 3; 11 — boreholes with geothermal measurements (3 — BR — 13 Brdárka, 4. GVL-2 Nižná Slaná, 5. GVL-5 Nižná Slaná); 12 — other bore holes (6. GVL-4 Nižná Slaná, 7. PsS-1 Podsúfová, 8. KV-3 Rochovce).

Fig. 2 Schematic hydrogeological section „the Volovec Massif — Zlatý potok“

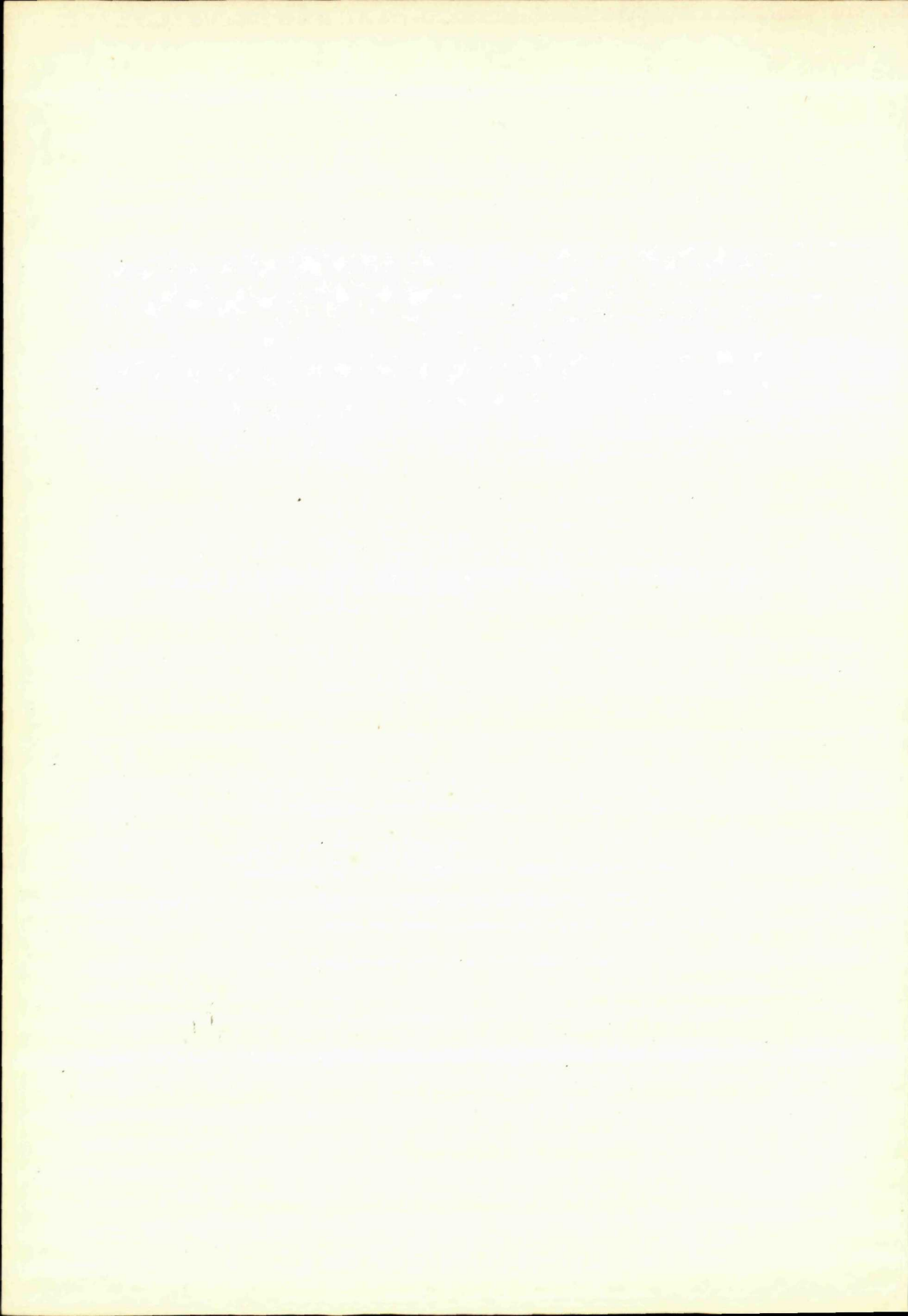
Geology: 1—2 — Quaternary: 1 — alluvial deposits, 2 — debris; 3—8 — Upper Cretaceous: 3 — contact-metamorphosed wall rock (quartzified, pneumatolitized, chloritized), 4 — greisen, 5 — porphyric and coarse-grained muscovite-tourmalinic granites; 6 — fine-grained muscovitic granites, 7 — two-mica granites, 8 — relief of granites; 9—11 — Upper Silurian (Ludlow): 9 — serice-chloritic phyllites, 10 — diabase tuffs, tuffites (chloritic phyllites) 11 — epimetamorphosed fine-grained sandstones; 12—17 — Middle Silurian (Wenlock): 12 — tuffo-porphyrroids; 13 — fine tuffo-porphyrroids dominantly with ash-like material, 14—epimetamorphosed quartzose sandstones, 15—graphite shales, 16—lydites, 17—epimetamorphosed sandstones and schists.

Hydrogeology: 1—2, 4—7, 11—14 — collectors of ground waters; fissure permeability; 9—10, 13, 15—17 — isolators of ground waters (practically impermeable rocks); 18 — bore hole RS-1 with concentrated inflow of acratothermae from greisens, and with dispersed inflow from granites (730 m — B. M. of the bore hole, 770 m — B. M. of static water table, 3 l — yield of free outflow in 1/sec., 24° — surficial temperature of water in °C; 19 — intake area; 20 — level of fissure ground water; 21 — circulation of ground water along fissures.

Fig. 3 Schematic hydrogeological section „Bore hole GVL-1-Súfová — Podsúfová“

Geology: 1 — two-mica Gemeride granites (Upper Cretaceous); 2 — polymict conglomerates (Late Paleozoic); 3—7 — Upper Cambrian — Lower Ordovician (the Gelnica group): 3 — porphyroids, 4 — massive of fine-laminated phyllites, 5 — crystalline limestones (metasomatic-altered into dolomites and magnesites), 6 — laminated phyllites, 7 — epimetamorphosed sandstones (laminated phyllites and quartzose sandstones); 8 — significant faults

Hydrogeology: 1—3, 5, 7 — collectors of ground waters; fissure permeability; 4, 6 — isolators of ground waters (practically impermeable rocks; permeable on faults — dislocation zones); 9 — bore hole GVL-1 with inflow of acratothermae from crystalline limestones (425 m — B. M. of the bore hole, 500 m — B. M. of stable water level; 2,15 l — yield of free outflow in 1/s, 21,6° — surficial temperature in °C); 10 — intake area; 11 — level of fissure ground waters in granites; 12 — circulation of ground waters along fissures and faults; 13 — presumable static pressure water table of fissure ground waters in granites, porphyroids, crystalline limestones and epimetamorphosed sandstones.



Ondrej Franko

## **Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie**

1 farebný obr. v texte, anglické resumé

**Abstract.** Presented is analysis of prospectiveness of hydrogeologic structures of thermal waters in Slovakia in respect of utilization of geothermal energy. The structures are valued in respect of economical profitableness of waters with temperature above 40 (35) °C, specific yield of drill holes with free outflow above 0,1 l/s. m., and chemical composition of waters—mineralization to 10 g/l, and favourable contents of salts and gases.

### **Úvod**

Hydrogeotermálny výskum zdrojov geotermálnej energie nemá na Slovensku dlhú tradíciu. No napriek tomu, že sa skúmanie perspektívnych štruktúr pomocou hlbokých vrtov prakticky začalo realizovať až od roku 1971, stalo sa už bežnou súčasťou geologického, geofyzikálneho, geochemického a hydrogeologického výskumu. Takto patrí Slovensko v oblasti geológie k tým krajinám, v ktorých sa skúmaniu týchto zdrojov venujú už dlhšie. Na Slovensku sa doteraz skúmajú termálne vody s teplotami do 100 °C. Na druhej strane sa doteraz u nás nezačala organizovať a systematicky využívať tepelná energia týchto vôd, a to ani napriek všeobecnému pokroku v tejto sfére napr. v Sovietskom zväze, Maďarsku, Francúzsku, Nemeckej spolkovej republike a v ďalších krajinách, ani napriek určitému pokroku aj na Slovensku. Tento nepriaznivý stav spätne vplyva na rozvoj geotermálnych zdrojov. Od organizovaného a systematického využívania zdrojov geotermálnej energie je závislé predovšetkým samotné geotermálne inžinierstvo a príslušné inštitúcie, ktoré majú potom upozorňovať na ďalšie možnosti využitia týchto zdrojov (O. Franko 1972). Pri hodnotení perspektívnosti zdrojov geotermálnej energie sa takto musíme opierať o technicko-ekonomické poznatky z iných štátov.

### **Nádrže termálnych vôd**

Pre termálne vody sú typické nádrže (rezervoáry) tlakových podzemných vôd, resp. vôd s napätou hladinou. Tieto nádrže sú u nás viazané hlavne na otvorené,

polootvorené a zatvorené hydrogeologické štruktúry, ojedinele na štruktúry polozatvorené (O. Franko 1975).

Otvorené sú tie štruktúry, ktoré majú prirodzenú infiltračnú, akumuláciu (resp. akumuláčno-transportnú) a výverovú oblasť; polootvorené zasa tie, ktoré majú prirodzenú len infiltračnú a akumuláčnú oblasť. Polozatvorené sú štruktúry s prirodzenou akumuláčnou a výverovou oblasťou a zatvorené zasa s prirodzenou akumuláčnou oblasťou.

Treba ešte vysvetliť termín hydrogeologická štruktúra termálnych vôd. Jednoduchšie by bolo hovoriť o hydrogeotermálnych štruktúrach. Nie je to však možné pre ich rozdielnosť. Pod hydrogeologickou štruktúrou termálnych vôd sa rozumie len štruktúra zviazaná s vodou a pod hydrogeotermálnou zasa štruktúra, ktorá je zviazaná aj s teplom horninového prostredia a tepelným tokom. Preto hydrogeotermálna štruktúra môže byť väčšia ako štruktúra hydrogeologická, a to najmä pri exploatacii termálnych vôd, resp. zdroja geotermálnej energie.

V našich geologických podmienkach sa termálne vody v absolútnej väčšine viažu na triasové vápence a dolomity, menej na neogénne piesky, andezity a ich pyroklastický materiál. Sú to predovšetkým nádrže s krasovo-puklinovou (vápence) a puklinovo-pórovou (dolomity) priepustnosťou kolektorov a ojedinelé nádrže s pórovou (piesky) a puklinovou, resp. puklinovo-pórovou (andezity a ich pyroklastický materiál) priepustnosťou kolektorov. U nás, t. j. v krajine bez aktívneho vulkanizmu a s vybudovanými kúpeľmi vo výverových oblastiach termálnych vôd, musíme sa orientovať, až na malé výnimky (napr. Malé a Veľké Bielice, Chalmová), hlavne do ich akumuláčnych, resp. akumuláčno-transportných oblastí, čo si vyžaduje hlboké vrty. Počet vrtov s pozitívnym výsledkom je vždy väčší v nádržiach s pórovou priepustnosťou kolektorov než v nádržiach s puklinovo-pórovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou kolektorov. Úspešnosť vrtov v nádržiach s puklinovo-pórovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou vyžaduje predovšetkým podrobnú znalosť geologicko-tektonických pomerov — často sú potrebné prvé výskumné (štruktúrne, oporné, rusky tiež „parametričeské“ a anglicky „wildcat“) geotermálne vrty.

### **Efektívnosť geologického skúmania a využitia geotermálnej energie termálnych vôd**

S ohľadom na možnosti využitia tepelnej energie termálnych vôd treba brať do úvahy ich teplotu, množstvo, mineralizáciu a chemické zloženie. Tieto parametre sú podmienené hydrogeotermickými okolnosťami ich priestorového rozšírenia, ktoré určujú spoločensko-ekonomickú efektívnosť geologického skúmania a využitia týchto vôd. Za súčasného stavu technického rozvoja je ekonomicky výhodné využívať vody (napr. B. F. Mavrickij—V. G. Khelvist 1975; B. F. Mavrickij et al. 1975; B. F. Mavrickij—A. A. Špak 1977):

- a) s teplotou nad 40 (35) °C;

b) zo štruktúr so špecifickou výdatnosťou vrto v voľným prelivom nad 0,1 l/s. m (niekedy aj menej);

c) s mineralizáciou (M) do 10 g/l (menej do 35 g/l) a vhodným zložením solí a plynov.

a) So zreteľom na teplotu vôd nad 40 (35) °C sú perspektívne tie štruktúry a oblasti, v ktorých geotermický gradient a zemský tepelný tok prevyšujú priemerné svetové hodnoty, t. j. 30 °C/1000 m (geotermický stupeň 33 m/°C) a 60 mW/m<sup>2</sup> (1,43 μcal/cm<sup>2</sup>.s). V týchto štruktúrach hĺbka vrto, pri získavaní vôd so spodnou hranicou teploty 100 °C, nepresiahne 3000 (3500) m. Táto hĺbka sa v súčasnosti považuje za ekonomicky výhodnú (L. J. Muffler 1975, B. F. Mavrckij—V. G. Khelvist 1975; G. Delisle—O. Kappelmeyer—R. Haenel 1975). Na Slovensku, okrem Slovenského rudohoria, je teda perspektívna hlavne stredná a južná časť vnútorných Západných Karpát (obr. 1, tab. 1). V tomto území sa teplota v hĺbke 1000 m pohybuje nad 40 °C (I. Lizoň—I. Marušiak 1977) a tepelný tok nad 60 mW/m<sup>2</sup>.s (V. Čermák 1978). Južným smerom vyššie uvedené hodnoty narastajú až na 60 °C v 1000 m a 80 mW/m<sup>2</sup> (1,9 μcal/cm<sup>2</sup>.s). Vo východoslovenskej panve dosahujú hodnoty tepelného toku až 113 mW/m<sup>2</sup> (2,7 μcal/cm<sup>2</sup>.s). So zreteľom na rozloženie vhodných kolektorov, teplotu vôd nad 40 °C a hĺbku vrto do 3000 m, sú perspektívne aj „najstudenšie“ oblasti vo vnútorných Západných Karpatoch, t. j. Slovenské rudohorie, Levočská panva, Skorušina, Žilinská a Trenčianska kotlina. Okrem Slovenského rudohoria sú to územia, nachádzajúce sa na s. okraji vnútorných Západných Karpát, pozdĺž j. okraja bradlového pásma. V Levočskej panve sú napr. vo vrte Lipany-1 v hĺbke 3200 m zistené termálne vody s rezervoárovými

Ekonomická výhodnosť využívania termálnych vôd s ohľadom na ich teplotu nad 40 (35) °C

Tabuľka 1

	Vrty do 3000 (3500) m
Teplota °C v 1000 m*	Perspektívne oblasti a štruktúry
>60	štruktúra Beša—Čičarovce
60–50	centrálna depresia, stredoslovenské neovulkanity, Hornonitrianska a Turčianska kotlina, strhársko-trenčská prepadlina, maďarské Stredohorie v centrálnej a dubnickej depresii, levická kryha, Košická kotlina, komjatická depresia
50–40	lakšársko-šaštínska elevácia, trnavský a topoľčianský zaliv, Bánovská a Liptovská kotlina, nitriansky chrbát, humenský chrbát, Rimavská kotlina
40–30	levočská panva, Žilinská a Trenčianska kotlina, Skorušina, Spišsko-gemerské rudohorie
30–20	komárňanská vysoká kryha

\* Priemerná ročná teplota vzduchu na Slovensku je okolo 7 °C

teplotami 102 °C. Podobne v Slovenskom rudohorí vo vrte GVL-2 v Nižnej Slanej boli v hĺbke 1300 m zistené teploty 39 °C. V hĺbke 3000 m môžeme teda očakávať teploty okolo 70 °C.

b) Vzhľadom na špecifickú výdatnosť vrto (u vôd s napätou hladinou je prakticky totožná s mernou špecifickou výdatnosťou) s voľným prelivom nad 0,1 l/s.m sú výhodné tie oblasti, v ktorých je koeficient transmisivity T kolektorov väčší než 10 m<sup>2</sup>/deň a tlak vody na ústí vrto je čo najvyšší (tab. 2). Od veľkosti koeficientu T závisí výdatnosť vrto a od veľkosti tlaku v ústí vrto výdatnosť voľného prelivu. Výdatnosť voľného prelivu má priamy ekonomický význam, lebo z vrto sa využíva väčšinou táto voda. Uvedené charakteristiky umožňujú produkciu vody z vrto dlhšie ako 25 rokov, pričom sa výdatnosť pohybuje nad 10 l/s (B. F. Mavric-kij—V. G. Khelvist 1975). Údaje z doteraz realizovaných vrto dokumentujú splnenie limitujúcich hodnôt špecifickej výdatnosti a koeficientu transmisivity, takže sa výdatnosť vrto pohybuje nad 10 l/s (O. Franko 1977).

V centrálnej depresii podunajskej panvy je špecifická výdatnosť: 0,31—0,82 l/s.m, koeficient T pliocénnych pieskov: 19—335 m<sup>2</sup>/deň, tlak vody: 2,2—5,6 kp/cm<sup>2</sup>, výdatnosť 8,5—25 l/s.

Z triasových karbonátov v komárňanskej vysokej kryhe podunajskej panvy sa zistila hodnota špecifickej výdatnosti v rozsahu 1,9—20,4 l/s.m a výdatnosť v rozsahu 15—100 l/s. Vrt v Podhájskej v levickej kryhe podunajskej panvy má tlak 2,6 kp/cm<sup>2</sup> a dlhodobo neoverená výdatnosť je 53 l/s, takže špecifická výdatnosť má hodnotu 2,0 l/s.m. Vrt Trakovice-1 v trnavskom zálive má tlak 4 kp/cm<sup>2</sup>, vrt Vráble-1 v komjatickej depresii má preliv 8 l/s. Tlak vôd v lakšárskej elevácii vo

Tabuľka 2

Ekonomická výhodnosť využívania termálnych vôd s ohľadom na špecifickú výdatnosť vrto s voľným prelivom nad 0,1 l/s.m

Perspektívne oblasti a štruktúry	Špecifická výdatnosť (l/s.m)	Koeficient transmisivity T (m <sup>2</sup> /deň)	Statický tlak na ústí vrto (kp/cm <sup>2</sup> )	Výdatnosť voľného prelivu l/s
	> 0,1	> 10	čo najvyšší	> 10
komárňanská vysoká kryha	1,9—20,4	—	—	15—100
levická kryha	2,0	—	2,6	53
vnútorné kotliny (Hornonitrianska, Liptovská a Zvolenská)	0,19—0,71	—	7—10	13—50
centrálna depresia	0,31—0,82	19—335	2,2—5,6	8,5—25
lakšárskošaštínska elevácia	0,15	—	1—10(16?)	25(?)
trnavský záliv	—	—	4	—



viedenskej panve sa pohybuje v rozsahu 1—10 kp/cm<sup>2</sup> (vrty LNV-2, LNV-4) a v šaštínskej elevácii — vrt Š-9 — dosiahol tlak až 16 kp/cm<sup>2</sup> (?) pri výdatnosti prelivu 25 l/s (?), takže špecifická výdatnosť má hodnotu 0,15 l/s.m. Vo vnútorných kotlinách — v Liptovskej, Hornonitrianskej a Zvolenskej — sa vo vrtoch v Bešeňovej, Koši a Kováčovej pohybujú hodnoty špecifickej výdatnosti v rozsahu 0,19—0,71 l/s.m, hodnoty tlaku 7—10 kp/cm<sup>2</sup> a výdatnosť 13—50 l/s (tab. 2).

c) Vzhľadom na mineralizáciu vôd a vhodné zloženie solí a plynov (obr. 1, tab. 3) sú výhodné tie štruktúry, v ktorých je intenzívna výmena vôd, resp. vplyv vadóznych vôd je čo najväčší ( $r \text{HCO}_3/\text{r Cl} > 10$ ). Sú to predovšetkým otvorené hydrogeologické štruktúry. Vyskytujú sa v oblastiach jadrových pohorí, Slovenského rudohoria a mladotrochovných vulkanitov, v ktorých vyvierajú prirodzené pramene termálnych vôd. V nich sa obeh vody viaže na druhohorné (triasové) karbonáty. Sú to: trnavský a topoľčiansky záliv (severné časti) a komárňanská vysoká kryha v podunajskej panve, Strážovské vrchy, Žilinská, Liptovská, Trenčianska a Hornonitrianska kotlina, stredoslovenské neovulkanity a Rimavská kotlina. V týchto štruktúrach sú veľmi slabo (M do 1 g/l) a slabo (M 1—5 g/l) mineralizované vody typu  $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg}$ ,  $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Mg}$  a  $\text{SO}_4\text{—Ca—Mg}$  (Franko—Gazda—Michalíček 1975). Výnimkou sú vody s podielom epigenetických vôd typu Cl-Na, ktorých M presahuje 5 g/l (napr. Dudince a Malinovec v stredoslovenských neovulkanitoch v jv. časti). Vo vodách otvorených štruktúr sa z plynov vyskytuje hlavne CO<sub>2</sub> (menej H<sub>2</sub>S), ktorý sa uvoľňuje a z vôd sa usadzujú inkrusty. Nakoľko tieto vody neobsahujú zložku NaCl, možno ich vypúšťať do povrchových tokov. Bude to však podmienené hlavne výškou teploty termálnych vôd a veľkosťou prietoku vody v povrchových tokoch. Oblasti a štruktúry s vodami týchto mineralizácií a typov patria k najperspektívnejším nádržiam, v ktorých sa termálne vody viažu na druhohorné karbonáty.

Požiadavky kvalitatívnej ochrany povrchových tokov sú stanovené nariadením Vlády SSR zo dňa 26. 3. 1975, v ktorom sú uvedené ukazovatele prípustného množstva látok obsiahnutých v povrchových tokoch. Vzhľadom na fyzikálno-chemické vlastnosti podzemných termálnych vôd niektoré z nich uvádzame v tab. 4.

Na druhú miesto patria oblasti prevažne s polootvorenými štruktúrami, v ktorých sa ešte zachoval vplyv vadóznych vôd ( $r \text{HCO}_3/\text{r Cl} = \text{cca } 10-1$ ). K týmto štruktúram patrí centrálna depresia podunajskej panvy prevažne s pieskami dáku a pontu (predtým pontu a vrchného panónu), hornostřhásko-trenčská priekopová prepadlina v Ipeľskej kotline s pieskami egenburgu, trnavský a topoľčiansky záliv (južné časti) s triasovými karbonátmi a lakšárska a šaštínska elevácia vo viedenskej panve s triasovými karbonátmi. Nejasné je postavenie druhohorných karbonátov maďarského Stredohoria v centrálnej a dubnickej depresii, ktoré poklesávajú z komárňanskej vysokej kryhy pozdĺž komárňanských a kravianskych zlomov do veľkých hĺbok (1—3—4—km) a môžu byť odizolované. Mineralizácia a typ chemického zloženia vôd vo vrte v Komárne (hĺbka 1141—1224 m; M = 2,7 g/l; SO<sub>4</sub>—Cl—HCO<sub>3</sub>

Ekonomická výhodnosť využívania termálnych vôd s ohľadom na ich M do 10 g/l, menej do 35 g/l a vhodné chemické zloženie

Tabuľka 3

M (g/l)	Chemický typ vôd (>20 mval % iónov)	Obsah plynov	Inkrustácia	Perspektívne oblasti a štruktúry	Hydrogeologické štruktúry	$\frac{r \text{ HCO}_3}{r \text{ Cl}}$
			likvidácia vôd			
0,7—5 (5—10)	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca—Mg SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S N <sub>2</sub>	áno  do povrchových tokov	komárňanská vysoká kryha, Hornonitrianska, Turčianska, Žilinská a Liptovská kotlina, levočská panva, stredoslovenské neovulkanity, Rimavská kotlina	otvorené	>10
0,5—10 (10—14)	HCO <sub>3</sub> —Ca SO <sub>4</sub> (HCO <sub>3</sub> )—Na Cl(HCO <sub>3</sub> )—Na(Ca) Cl(SO <sub>4</sub> )—Na(Ca) HCO <sub>3</sub> —Na HCO <sub>3</sub> —Cl—Na Cl—HCO <sub>3</sub> —Na	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S N <sub>2</sub> CH <sub>4</sub>	pravdepodobná  do povrchových tokov	centrálnej depresia (vrch. panón a pont), lakšársko-šaštínska elevácia, trnavský a topoľčiansky záliv, Bánovská a Trenčianska kotlina, strhársko-trenčská prepadlina, nitriansky chrbát, Spišsko-gemerské rudohorie	polootvorené	10—0,1
10—35 (0,7—3)	Cl—HCO <sub>3</sub> —Na Cl—Na HCO <sub>3</sub> —Cl—SO <sub>4</sub> — Ca—Na—Mg	CH <sub>4</sub> N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	intenzívna  reinjektáž	centrálnej depresia (spodný panón), levická kryha, humenský chrbát, Košická kotlina, štruktúra Beša-Čičarovce, maďarské Stredohorie v centrálnej a dubnickej depresii	polozatvorené zatvorené	<1
>35	Cl—Na	CH <sub>4</sub> N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	intenzívna  reinjektáž	komjatická depresia	zatvorené	<1

## Ukazovatele prípustného množstva látok obsiahnutých v povrchových tokoch

Látky	Hodnoty vo vodárenských tokoch (mg/l)	Hodnoty v ostatných povrchových tokoch (mg/l)
teplota (°C)	max. 20,0	max. 26,0
rozpustený kyslík (O <sub>2</sub> ) (nasýtenie v %)	min. 70,0	min. 50,0
koncentrácia vodíkových iónov (pH)	6,0—8,5	5,0—9,0
obsah rozpustených tuhých látok (mineralizácia)	max. 500,0	max. 1000,0
celková tvrdosť (°N)	max. 20,0	max. 46,0
voľný sírovodík (H <sub>2</sub> S)	max. 0,0	max. 0,1
chloridy (Cl <sup>-</sup> )	max. 200,0	max. 400,0
sírany (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	max. 200,0	max. 300,0
fluoridy (F <sup>-</sup> )	max. 1,5	max. 2,4
dusičnany (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	max. 15,0	max. 50,0
vápnik (Ca <sup>2+</sup> )	max. 250,0	max. 300,0
horčík (Mg <sup>2+</sup> )	max. 125,0	max. 200,0
amoniak (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	max. 0,5	max. 3,0
železo (Fe <sup>2+</sup> )	max. 0,5	max. 1,5
mangán (Mn <sup>2+</sup> )	max. 0,2	max. 0,5

—Ca—Na) a Modranoch (hĺbka 2195—2294 m; M = 0,76 g/l; HCO<sub>3</sub>—Cl—SO<sub>4</sub>—Na—Ca—Mg) poukazujú na polootvorenosť štruktúry (tab. 5). Naopak, pokles výdatnosti vo vrte M-1 v Komárne (zo 17 l/s v roku 1967 na 12 l/s v roku 1970 a 6 l/s v roku 1974) a v Komárome (Lengyár; z 33 l/s v roku 1965 na 18,8 l/s v roku 1972 a 13 l/s v roku 1975) poukazuje na jej zatvorenosť. V centrálnej depresii sú to slabo (M = 1—5 g/l) a stredno (M = 5—10 g/l) mineralizované vody typu HCO<sub>3</sub>—Na, HCO<sub>3</sub>—Cl—Na a Cl—HCO<sub>3</sub>—Na. Z plynov sú v týchto vodách v rôznom pomere zastúpené CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> a CH<sub>4</sub>. Podľa stupňa nasýtenia, napr. voči kalcitu, sa z vody usadzujú (napr. v D. Strede, Čalove, Kráľovej pri Senci), resp. neusadzujú (napr. v Topoľníkoch, Galante, Komárne, Tvrdošovciach, Hornej Potôni) inkrusty. S vodami typu HCO<sub>3</sub>—Cl—Na a Cl—HCO<sub>3</sub>—Na vznikajú problémy pri ich vypúšťaní do povrchových tokov. V trnavskom a topoľčianskom zálive, lakšárskej a šaštínskej elevácii sú to slabo až stredne mineralizované vody (M do 7 g/l typu HCO<sub>3</sub>—Ca a SO<sub>4</sub>—Ca, resp. vody Na typu s rozdielnym podielom zložky Cl—Na. Z plynov sú

Oblasť Štruktúra	Por. čis. Lokalita Označenie zdroja	Q lokality l/s T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %					
				H <sub>2</sub> S	1)0—SiO <sub>2</sub> 2)H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S					Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	N	CH <sub>4</sub>
				mg/l	mg/l														
1	2	3	4	5	6	7	8			9	10	11	12	13					
Trnav- ský záliv	1	Koplotovce vrt KB-2	13,0	6,28	1093,0	3,77	0,58	52,56	46,60	96,00	0,47	2,9	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	80,58	CO <sub>2</sub>				
			24,0		4,3	55,68	11,20	28,02	57,78	3,23	0,01								
	2	Piešťany vrt V-1	40,0	6,7	151	3,17	17,40	60,40	21,30	68,40	14,00	1,4	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Na	1,2	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub> — H <sub>2</sub> S				
			68		12	70,08	20,30	17,50	22,80	16,30	0,50								
	3	Trakovice vrt T-1	1,0	6,4	1250	57,00	24,60	19,60	55,80	87,40	—	6,1	HCO <sub>3</sub> —Cl— Na—Ca	2,26	CO <sub>2</sub>				
			76		—	—	50,60	15,20	30,80	9,90	0,10								
	4	Madunice vrt Mad-1	—	7,8	—	27,20	88,20	2,80	8,60	—	—	4,0	Cl—Na	0,97	N <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub>				
			60		—	—	85,00	6,60	7,40	62,30	34,40								
	5	Dubové vrt D-1	—	8,4	35,2	138,0	36,20	36,80	27,00	—	—	2,3	SO <sub>4</sub> —Cl— HCO <sub>3</sub> —Na— Ca	0,75	N <sub>2</sub>				
			45—88		—	—	70,20	7,00	20,00	81,20	9,30								

\*1) Údaje sú čerpané z publikovaných prác a archívnych podkladov Geofondu, Bratislava (správ GÚDŠ, Bratislava, Nafta, Gbely a IGHP, Žilina)

Topolčiansky záliv	6	M. aV. Bielice vrt MB-2	30,0	6,2—6,3	259,6	2,02	1,88	0,86	96,88	79,00	—	0,78	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg	51,32	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'39		0	'1,92	7,74	30,62	59,02	18,50	0,46				
	7	Obdokovce vrt Ob-1	'1,92	7,3	224,4	43,30	9,00	37,60	53,40	—	—	4,6	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	5,89	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'60—88		—	—	85,20	3,00	9,60	85,50	5,70				
Strážovské vrchy	8	Tren. Teplice vrt V-2	18,7	6,6	271,0	1,87	7,58	73,80	18,04	82,45	3,34	2,6	SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	2,40	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'40		5,5	'62,56	11,80	22,86	62,28	13,73	0,06				
	9	Beľušské Slatiny pr. kúpeľný	15,0	6,4—6,9	377,0	6,26	13,98	26,08	59,56	28,10	—	1,68	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca	4,3	N <sub>2</sub> —CO <sub>2</sub>
			'22		2,8	'13,80	18,76	16,26	61,48	70,60	0,17				
Žilín. kotlina	10	Raj. Teplice vrt VIII ž. bazén	27,2	6,3—6,4	289	0,00	0,50	10,06	89,04	13,80	—	0,74	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg	176,5	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>
			'39		—	'8,40	1,68	40,36	55,86	76,70	0,15				
	11	Rajec vrt RK-22	19,2	7,15	—	—	4,20	21,20	85,20	—	—	0,52	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca	81,54	—
			'27		—	—	5,40	16,50	78,10	—	—				
Liptovská kotlina	12	Stankovany vrt STH-1a	0,57	5,6	768,90	—	1,24	44,34	54,42	—	—	4,71	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	43,69	—
			'17,8		—	'19,25	5,46	30,26	62,40	—	—				
	13	Rojkov jazierko (LM-109)	0,50	6,2	1218,0	4,05	1,42	62,72	35,74	97,82	—	3,57	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg	25,00	CO <sub>2</sub>
			'16		—	'25,28	6,14	39,34	52,52	2,00	0				

Oblasť Strukturá	Por. čís. Lokalita Označenie zdroja	Q lokality 1/s T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10 obj. %					
				H <sub>2</sub> S	<sup>1</sup> )O-SiO <sub>2</sub> <sup>2</sup> )H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S					Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
				mg/l	mg/l														
1	2	3	4	5	6	7	8			9	10	11	12	13					
14	Liptovská Štiavnica vrt LŠH-1	10,0	6,7	1886,50	—	1,50	45,80	52,70	95,05	—	3,42	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	35,28	CO <sub>2</sub>					
		'21		—	'24,3	6,72	28,96	62,50	4,93	—									
15	Liptovské Sliače vrt VSH-1	5,0	6,5	3040,04	—	4,44	24,90	70,66	95,00	—	3,04	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	15,89	CO <sub>2</sub>					
		'20		—	'23,3	16,32	31,08	50,22	4,90	—									
16	Liptovská Ján vrt Rudolf	35,0	5,9— 6,2	1250,00	4,50	1,30	33,48	65,00	98,84	0,36	3,86	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	49,60	CO <sub>2</sub>					
		'28	4,0	'24,50	3,74	30,52	64,28	0,80	—										
17	Bešeňová vrt BEH-1	22,0	6,9	1654,80	—	0,66	58,56	40,78	92,68	—	3,27	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> - Ca-Mg	61,79	CO <sub>2</sub>					
		'34		—	—	6,12	25,42	67,30	6,98	—									
18	Lúčky vrt BJ-101	55,40	6,0	746,0	2,35	1,16	62,58	36,00	57,30	—	2,89	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> - Ca-Mg		CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>					
		'32		0	'17,90	3,68	23,22	71,16	42,30	0,11									
19	Pavčina Lehota vrt FGL-1	—	8,85	0	—	4,04	17,32	70,56	—	—	0,37	HCO <sub>3</sub> -Ca - Mg	17,45	—					
		'36,00		—	'3,40	14,32	33,54	41,52	—	—									

Levočská panva	20	Gánovce	6,0	6,3	1593,00	6,09	1,58	40,16	57,62	'99,64	0,06	3,65	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	36,65	CO <sub>2</sub>
		pr. Kúpeľný	25		0,6-0,7	'32,32	5,02	34,70	57,18	0,30	0				
	21	Švábovce pr. v bani štóla IV. A	10,83	6,3	1530,00	—	3,46	24,82	71,72	—	—	4,09	HCO <sub>3</sub> SO <sub>4</sub> - Ca Mg	20,70	—
			'23		0	—	11,81	31,53	56,60	—	—				
	22	Hôrka novovzn. pr.	15,00	6,15	1772,32	—	3,30	35,08	61,58	—	—	4,79	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Na-Ca-Mg	18,69	—
			'16		negat.	'21,75	42,28	21,78	33,76	—	—				
	23	Vyšné Ružbachy Izabela	40,0	6,2	1249,0	nest.	1,82	22,28	74,96	'95,80	0	1,85	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	41,25	CO <sub>2</sub>
'22			0		nest.	5,64	32,52	59,32	4,00	0					
23a	Lipany Lipany-1	4-5	6,9	—	—	57,40	3,40	39,20	'12,1	—	2,19	Cl-HCO <sub>3</sub> - Na	0,68	N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub>	
		'102		—	—	83,00	8,60	7,40	73,9	st.					
24	Hranovnica pr. pleso	9,0	6,7	114,4	—	—	46,72	51,72	—	—	1,02	HCO-SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	65,82	—	
		'20		negat.	—	2,40	29,76	66,95	—	—					
Hornonitrianska kotlina	25	Bojnice vrt Š2-NB	34,0	6,7	89,4	0,23	1,16	19,38	77,28	'78,9	—	0,67	HCO <sub>3</sub> -Ca- Mg	66,00	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			'45		—	'37,60	8,72	30,78	58,17	19,5	—				
	26	Chalмовá vrt CH-2	20,0	6,5	152,2	1,82	1,46	75,70	22,28	'86,69	0,13	1,97	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> - Ca-Mg	15,30	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
'39			stopy		'52,00	8,08	24,54	63,62	12,68	0					

Oblasť Struktur- túra	Por. čís. zdr.	Lokalita Označenie zdroja	Q lokality l/s	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %
			T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.		H <sub>2</sub> S mg/l	<sup>1</sup> )O-SiO <sub>2</sub> <sup>2</sup> )H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l	Cl <sup>-</sup> Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> Ca <sup>2+</sup>	CO <sub>2</sub> N	H <sub>2</sub> S CH <sub>4</sub>				
			1		2	3	4	5	6	7	8				
	27	Koš vrt Š1-NB	1,0	6,3	350,0	1,26	—	43,72	54,56	35,90	—	1,09	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca	63,11	N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 62		—	<sup>1</sup> 41,60	12,66	15,98	38,28	54,90	2,08				
	28	Opatovce vrt NB-1	0,40	6,6	105,3	0,93	1,36	29,22	68,64	77,00	—	0,84	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	50,30	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 58,8		—	<sup>1</sup> 50,40	12,34	22,90	59,34	21,60	0,02				
Turčian- ska kottlina	29	Turčianske Teplice Modrý kúpeľ	25,0	6,7	290,2	1,52	0,50	50,00	47,78	68,90	0	1,49	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> - Ca-Mg	96,04	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 44		0	<sup>1</sup> 41,92	9,18	23,78	63,58	27,50	0				
	30	Mošovce vrt HV-63	6,47	6,5- 6,6	241,1	2,02	1,00	16,16	82,64	79,1	0	1,40	HCO <sub>3</sub> -Ca- Mg	82,61	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 23	0	<sup>1</sup> 23,36	7,08	33,22	58,24	19,0	st					
	31	Horná Štubňa vrt GHŠ-1	—	6,1*	672,3*	—	3,66	6,50	89,82	—	—	2,67	HCO <sub>3</sub> -Na- Ca	24,50	—
			<sup>2</sup> 63		negat.	<sup>2</sup> 13,00	42,56	16,68	32,44	—	—				
32	Diviaky vrt HV-103	0,80	6,3	382,8	1,50	1,18	7,30	90,30	90,70	—	1,74	HCO <sub>3</sub> -Na- CA	77,87	CO <sub>2</sub>	
		<sup>1</sup> 27		—	<sup>1</sup> 186,88	39,80	15,84	36,54	9,06	0,005					



	33	Socovce vrt HV 107/A	12,00	7,0	429,00	0,00	0,82	18,20	78,64	'89,10	—	1,66	HCO <sub>3</sub> —Ca— Mg	94,67	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'17		—	'112,00	5,66	27,54	63,26	10,60	0,013				
Stredo- sloven- ské neovul.	34	Handlová vých. šachta (II. etáž)	12,00	6,7	107,40	2,65	1,02	68,44	30,18	'53,40	0	2,01	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	29,83	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'32	st.	'25,76	10,86	29,24	57,08	40,50	st.					
SZ časť	35	Kremnica vrt KŠ-1	37,00	7,0	57,20	1,22	0,46	70,90	27,72	—	—	1,60	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	61,16	—
			'48		—	'35,20	8,62	22,68	63,98	—	—				
	36	Vyhne vrt H-1	20,00	6,8	197,40	0,00	1,16	34,90	63,72	'84,20	—	1,03	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> — Ca—Mg	54,70	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'36		0	'22,00	7,74	25,76	62,08	10,90	—				
	37	Sklenené Teplice vrt ST-1	15,50	6,3	288,00	0,00	0,20	84,60	15,06	'82,30	—	2,5	SO <sub>4</sub> —Ca— Mg	73,30	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			'53		st.	'34,10	2,68	23,92	71,24	16,70	—				
	38	Zlatno vrt R-3	4,20	6,6	409,2	—	0,18	72,08	27,73	—	—	4,66	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	151,23	—
			'34,0		0	'37,00	10,84	38,97	48,54	—	—				
	39	Kováčová vrt K-1	47,00	6,2	695,00	0,00	0,30	69,22	30,20	'98,30	—	2,78	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	104,30	CO <sub>2</sub>
			'48		40,60	'26,60	3,92	27,84	65,78	1,50	—				
	40	Sliach pr. Kúpeľný	5,52	6,0	1415,00	1,50	2,66	61,60	35,54	'99,50	—	3,89	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> — Ca—Mg	13,40	CO <sub>2</sub>
			'33		0	'17,30	4,52	27,72	64,56	0,50	0,006				

Oblasť Strukturúra	Por. čís. zdr.	Lokalita Označenie zdroja	Q lokality l/s	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %
			T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.		H <sub>2</sub> S	1)0-SiO <sub>2</sub> 2)H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S				
					mg/l		Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>				
1	2	3	4	5	6	7	8 \			9	10	11	12	13	
	41	Borová Hora pr. jazierko	N	6,4	466,00	1,67	0,22	63,14	36,42	'94,80	0,04	3,06	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	163,02	CO <sub>2</sub>
			'19		0,17	'27,20	3,82	27,78	66,42	4,60	0				
	42	Badín studňa JRD	0,92	6,4	246,00	1,12	0,28	72,74	26,60	'88,20	—	2,52	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	95,05	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			'22		—	'16,64	3,98	28,48	65,18	11,50	0				
	43	Banská Bystrica pr. medokýš BB-10	4,55	6,1	1670,00	11,26	3,56	43,62	52,62	'84,60	—	3,49	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg	14,70	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			'23		2,80	'20,00	14,94	28,90	53,10	15,10	0,06				
	44	Brusno vrt BC-1 pr. Ondrej	2,30	6,0	718,00	14,01	3,58	52,06	44,10	'94,16	0,36	2,51	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg -Na	12,30	CO <sub>2</sub>
			'20		2,30	'16,90	21,78	26,16	48,26	5,28	—				
Stredo- sloven- ské neovul- kanity JV časť	45	Kalinčiako- vo bazén Ilona	40,00	6,8	74,30	0,75	3,88	36,98	57,86	'82,10	0	0,96	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg	14,90	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			'26		0	'45,40	14,58	26,94	54,50	16,70	—				
	46	M. Krškany vrt HG-1 ústav-studňa	N	7,3	103,40	0	2,58	37,76	58,68	'76,60	—	1,04	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	22,80	CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>
			'27,5		0	'85,10	11,00	15,44	71,02	17,80	—				

47	Malinovec vrt B-3	8,80	6,1	1152,00	35,05	12,48	16,20	71,08	*99,47	—	5,60	HCO <sub>3</sub> —NA— Ca	5,70 CO <sub>2</sub>
		<sup>1</sup> 27		1,00	<sup>1</sup> 20,90	41,46	18,04	35,04	0,44	—			
48	Dudince vrt S-3	17,00	5,2	1300,00	29,03	12,74	16,60	70,42	*99,78	—	5,33	HCO <sub>3</sub> —Na— Ca	5,50 CO <sub>2</sub>
		<sup>1</sup> 28	9,50	<sup>1</sup> 19,30	41,42	16,58	36,14	0,21	0,004				
49	Cerovo vrt CK-1	2,00	8,0	—	—	5,00	12,00	83,00	—	—	0,30	HCO <sub>3</sub> —Na— Ca	15,98 —
		<sup>1</sup> 25	—	—	66,00	4,00	21,00	—	—				
50	Zvolen vrt ZVM-1	19,00	6,8	6661,84	—	5,66	17,34	74,98	*99,41	—	3,51	HCO <sub>3</sub> —Na— Ca—Mg	13,60 CO <sub>2</sub>
		<sup>1</sup> 28,9		—	<sup>1</sup> 66,0	44,74	20,52	29,34	0,58	—			
51	Králik jazer. pri kúpalisku	145,0	7,4	—	—	2,06	38,66	59,28	—	—	0,73	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> — Ca—Mg	28,90 —
		<sup>1</sup> 18,0		—	—	7,78	29,30	62,18	—	—			
52	Šafárikovo vrt RH-1	2,67	6,4	2142,00	1,83	2,52	17,96	78,82	'98,7	0	2,78	HCO <sub>3</sub> —Ca— Mg	31,37 CO <sub>2</sub>
		<sup>1</sup> 17		0	<sup>1</sup> 29,76	9,70	28,66	59,60	1,2	0			
53	Lučenec pr. Rakottyay	1,33	7,0	299,2	14,00	23,72	0,20	75,38	'86,00	0	4,44	HCO <sub>3</sub> —Cl— Na	3,18 CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
		<sup>1</sup> 22		0	<sup>1</sup> 29,76	93,36	2,80	1,82	12,00	1,6			
54	Ptince vrt SB-1	40,00	6,9	69,50	0,75	7,68	9,22	88,74	'59,33	8,02	0,68	HCO <sub>3</sub> —CA— Mg	10,70 N <sub>2</sub>
		27		9,00	<sup>1</sup> 13,30	10,40	42,66	44,38	31,55	—			

Oblasť Struktur- túra	Por. čís. zdr.	Lokalita Označenie zdroja	Q lokality l/s	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %		
			T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.		H <sub>2</sub> S	<sup>1</sup> )0—SiO <sub>2</sub> <sup>2</sup> )H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S					N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
					mg/l	mg/l	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>								
1	2	3	4	5	6	7	8			9		10	11	12	13		
55	Virt vrt HVB-1	1,00	7,1	50,60	2,20	6,39	10,42	83,17	—	—	0,74	HCO <sub>3</sub> —Mg — Ca	13,01	—			
		<sup>1</sup> 26		1,29	<sup>2</sup> 18,17	9,12	46,47	41,53	—	—							
56	Kravany vrt FGKr-1	12,00	7,84	viaz. 178,20	—	3,99	0,81	95,20	—	—	0,68	HCO <sub>3</sub> —Ca — Mg	23,84	—			
		<sup>1</sup> 20		—	<sup>2</sup> 14,00	13,57	35,59	50,14	—	—							
57	Štúrovo vrt z r. 1949 pri kúpalisku	70,00	6,7	103,20	0,50	7,08	26,94	65,08	<sup>1</sup> 65,98	—	0,70	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> — Ca—Mg	9,20	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>			
		<sup>1</sup> 40		0,60	<sup>2</sup> 22,70	8,46	35,16	53,38	30,90	—							
58	Komárno vrt M-3	5,00	6,6	340,50	nevykaz.	33,50	49,37	17,12	<sup>1</sup> 29,97	—	3,56	SO <sub>4</sub> Cl— Na—Ca— Mg	0,51	N <sub>2</sub> —CO <sub>2</sub>			
		<sup>1</sup> 46		—	<sup>2</sup> 25,90	38,84	20,47	36,22	67,30	1,42							
59	Komárno vrt FGK-1	3,00	6,6	—	—	31,95	52,17	15,87	—	—	2,76	SO <sub>4</sub> —Cl— Ca—Na	0,50	—			
		<sup>1</sup> 64		—	—	36,44	17,85	44,78	—	—							
60	Modrany Mod-1	—	7,7	8,80	—	36,80	23,20	42,00	—	—	0,76	HCO <sub>3</sub> —Cl— SO <sub>4</sub>	1,15	N <sub>2</sub>			
		<sup>1</sup> 20		—	—	42,80	22,40	34,80	82,10	—							

Lakšárska a šaštínska elevácia	61	Lakš. N. Ves LNV-2	cca 2,2	7,8	—	0,00	71,00	22,0	5,00	—	—	6,30	Cl—SO <sub>4</sub> —Na	0,14	H <sub>2</sub> S—CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 81		209,00	<sup>2</sup> 47,70	89,00	2,00	8,00	27,00	69,1				
	62	Šaštín Stráže vrt Š-9	25,00	8,1	17,60	513,00	81,20	10,40	8,40	—	—	13,08	Cl—Na	0,10	H <sub>2</sub> S—CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 88		207,40	—	94,80	1,60	3,40	34,60	60,3				
Humenné chrbát	63	Sobrance pr. Hlavný	2,00	6,7	700,00	24,95	79,68	7,02	13,00	<sup>1</sup> 88,37	3,37	9,47	Cl—Na	0,16	CO <sub>2</sub> —H <sub>2</sub> S
			<sup>1</sup> 30		40,0	<sup>1</sup> 30,40	69,14	9,82	16,16	4,08	0,02				
	64	Humenné MLS-1	—	6,8	—	—	9,56	24,26	66,18	<sup>1</sup> 37,94	—	0,83	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	6,92	N <sub>2</sub> —CO <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 33		—	—	51,66	17,49	17,22	58,06	—				
Levická kryha	65	Podhajská P-1	53,00	6,6	317,00	136,00	88,00	5,00	6,00	<sup>1</sup> 81,40	—	18,81	Cl—Na	0,07	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 80		—	<sup>2</sup> 53,20	86,00	3,00	8,00	13,30	3,00				
Košická kotlina	66	Ďurkov Ďur.-1	—	6,8	268,80	40,20	94,00	0,40	5,60	<sup>1</sup> 82,40	—	26,70	Cl—Na	0,06	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 145,0		—	—	98,00	1,00	1,00	14,80	1,10				
	67	Kecеровské Peklany KP-1	—	7,0	—	1040,0	92,20	1,80	6,00	<sup>1</sup> 0,40	0	33,40	Cl—Na	0,065	N <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 120 (vypočet)		—	—	93,40	0,20	4,20	79,00	0				
	68	Prešov Prešov-1	—	7,0	—	638,40	30,40	15,80	53,80	<sup>1</sup> 96,10	—	10,90	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	1,78	CO <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 129,0		—	—	94,00	1,60	0,20	3,30	stopy				

Oblasť Strukturá	Por. čís. zdr.	Lokalita Označenie zdroja	Q lokality 1/s	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %
			T vody °C <sup>1</sup> ) povrch. <sup>2</sup> ) ložisk.		H <sub>2</sub> S mg/l	<sup>1</sup> )0-SiO <sub>2</sub> <sup>2</sup> )H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l	Cl <sup>-</sup> Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> Ca <sup>2+</sup>	CO <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S CH <sub>4</sub>				
			4		6	7	8			9					
Komj. depres.	69	Vráble V-1	8,0	6,7	1232,00	211,60	94,60	2,00	3,20	<sup>1</sup> 43,90	0	71,80	Cl-Na	0,035	N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub>
			<sup>2</sup> 88		—	—	95,00	0,80	3,40	44,60	—				
Cen- trálna depre- sia podu- naj. panvy	70	Chorvátsky Grob Vrt FGB-1A	3,50	7,8	7,37	nevykaz.	14,24	8,58	76,57	<sup>sp</sup> —	—	0,50	HCO <sub>3</sub> -Na - Mg	5,39	N <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 24		—	<sup>2</sup> 10,40	49,92	28,18	19,79	98,79	—				
	71	Kráľová pri Senci vrt FGS-1A	13,00	6,7	1853,30	—	29,27	19,96	50,76	<sup>sp</sup> 67,18	—	9,50	HCO <sub>3</sub> -Cl - SO <sub>4</sub> -Na	1,73	CO <sub>2</sub> - N <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub>
			<sup>1</sup> 52		—	<sup>2</sup> 41,60	92,89	0,96	1,16	19,69	12,04				
	72	Kráľová pri Senci vrt FGS-1	0,55	6,3	2093,0	nevykaz.	2,70	nev.	97,30	<sup>1</sup> 95,47	—	2,43	HCO <sub>3</sub> -Na - Mg	36,04	CO <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 28		—	<sup>2</sup> 10,40	60,21	24,22	13,29	3,88	0,19				
73	Galanta vrt FGG-1	15,00	7,2	277,0	4,0	15,01	nev.	84,56	<sup>sp</sup> 19,71	—	3,20	HCO <sub>3</sub> -Na	5,63	N <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub>	
		<sup>1</sup> 62		—	<sup>2</sup> 36,40	97,95	0,18	1,22	65,43	12,80					
74	Diakovce vrt DI-1	8,0	7,6	18,5	1,01	0,08	4,42	93,68	<sup>1</sup> 8,00	?	0,47	HCO <sub>3</sub> -Na	55,61	N <sub>2</sub>	
		<sup>1</sup> 36	7,7	st.	<sup>1</sup> 29,76	<sup>1</sup> 80,76	2,68	13,34	85,20	0,74					

Hornostrehárská	75	Dunajská Streda vrt DS-1	15,20	8,3	158,40	31,30	66,10	0,84	32,72	*49,70	—	7,33	Cl—HCO <sub>3</sub> —Na	0,49	CO <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub>
			'92		—	'104,30	95,76	0,20	1,00	3,70	46,00				
	76	Topoľníky vrt FGT-1	23,00	7,1	217,30	4,00	22,45	10,01	67,19	**11,10	—	2,20	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	2,99	CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub> —CO <sub>2</sub>
			'74		—	'25,20	97,96	0,34	0,87	28,10	61,90				
	77	Čalovo vrt Č-1	7,60	7,45	92,01	6,00	74,76	nev.	24,86	*0,06	—	5,20	Cl—HCO <sub>3</sub> —Na	0,33	CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub>
			'92		—	51,90	96,45	0,58	1,13	37,26	41,05				
	78	Nesvady vrt Kol-3	1,50	7,1—	143,40	67,00	86,08	0,14	13,40	'59,30	0	10,54	Cl—Na	0,15	CO <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub>
			'63	7,2	0	'80,96	92,18	0,70	3,36	15,50	24,07				
	79	Komárno vrt FGK-1	4	8,2	—	—	26,47	nev.	73,53	—	—	2,07	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	2,78	—
			'45		—	—	98,11	0,55	1,30	—	—				
	80	Komárno vrt M-2	3,0	7,2	136,40	—	21,88	0,26	77,76	—	—	3,55	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	3,55	—
			'39		negat.	'21,75	93,86	1,12	1,78	—	—				
	81	Chorvátsky Grob vrt FGB-1	1,9	7,7	10,80	4,0	81,73	1,22	16,20	*—	—	1,90	Cl—Na	0,20	N <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub>
			47		—	'28,00	94,34	1,75	2,44	78,97	18,36				
82	Vieska vrt M-4	5,0	8,5	0,00	0,61	2,60	9,92	84,72	'32,24	1,99	0,32	HCO <sub>3</sub> —Na	32,67	N <sub>2</sub> —CO <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub>	
		'36		0,60	'48,00	88,40	1,34	2,68	48,90	14,68					

Oblasť Struk- túra	Por. čís. zdr.	Lokalita Označenie zdroja	Q lokality l/s	pH	CO <sub>2</sub>	HBO <sub>2</sub>	Mval % hlavných iónov			Objem. % hlav- ných plynov		M vody g/l	Chemický typ vody >20 mval % iónov	rHCO <sub>3</sub> rCl	Chemický typ plynu >10obj. %
			T vody °C 1) povrch. 2) ložisk.		H <sub>2</sub> S mg/l	<sup>1</sup> )O—SiO <sub>2</sub> <sup>2</sup> )H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l	Cl <sup>-</sup> Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> Ca <sup>2+</sup>	CO <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S CH <sub>4</sub>				
			1		2	3	4	5	6	7	8				
priek. prep.	83	Hámor vrt S-107	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			<sup>1</sup> 35		—	—	—	—	—	—	—				
štruk. Beša- Čičár.	84	Stretava St-21	1,0	—	—	—	97,69	0,65	1,44	<sup>1</sup> 0,85	—	13,88	Cl—Na	0,01	CH <sub>4</sub>
			80		—	—	81,95	0,41	16,06	0,70	98,45				
Spiš- sko-ge- merské rudo- horie	85	Vlachovo GVI-1	2,15	8,6	0	—	8,60	3,26	81,62	—	—	0,53	HCO <sub>3</sub> —Na	9,48	N <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub>
			<sup>1</sup> 22		—	<sup>1</sup> 22,4	90,08	6,90	1,38	83,80	13,30				
	86	Čučma vrt RS-1	3,00	8,35	0	—	1,52	3,94	84,36	—	—	0,36	HCO <sub>3</sub> —Na	55,30	N <sub>2</sub>
			<sup>1</sup> 24		—	<sup>2</sup> 24,3	77,84	1,82	11,14	96,10	0,46				
Skuru- šina	87	Oravice vrt OZ-1	35	7,3	8,8	—	2,61	69,87	27,51	—	—	0,86	SO <sub>4</sub> —Ca— —Mg	10,5	—
			29		—	<sup>1</sup> 20,8	8,36	33,84	56,51	—	—				

<sup>1</sup>) r = rozpustné  
s = spontánne  
sp = separované

\* v laboratóriu



v rôznom pomere zastúpené  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , pričom v lakšárskej a šaštínskej elevácii je významne zastúpený aj  $\text{H}_2\text{S}$ . Je pravdepodobné, že z vôd sa budú usadzovať inkrusty, nebudú však problémy s ich vypúšťaním do povrchových tokov. Vypúšťanie vôd do povrchových tokov bude, podobne ako v predošlom prípade, podmienené hlavne veľkosťou prietoku vody v nich a teplotou termálnych vôd. V nepriaznivých podmienkach treba rátať s ich reinjektážou (spätným vtláčaním).

Na tretie miesto patria oblasti s polozatvorenými a zatvorenými štruktúrami, v ktorých sa neprejavuje vplyv vadóznych vôd, alebo je nepatrný ( $r \text{HCO}_3/r \text{Cl} < 1$ ). V týchto štruktúrach sú vody typu  $\text{Cl}-\text{Na}$  s  $M$  do 35 g/l (silno mineralizované) a nad 35 g/l ( $M$  do 50 g/l — veľmi silno mineralizované,  $M$  nad 50 g/l — soľanky, rôsoly). K štruktúram s mineralizáciou vôd do 35 g/l patrí centrálna depresia s panónskymi (predtým spodný panón) pieskami a slabo stmelenými pieskovecami (vrt FGTv-1 v Tvrdošovciach,  $M = 20,2$  g/l; vrt v Hornej Potôni,  $M = 12$  g/l), levická kryha (vrt Podhájska-1,  $M = 19,6$  g/l) a Košická kotlina (vrt Ďurkov-1,  $M = 16 - 27$  g/l; vrt Kecerovské Pekľany-1,  $M = 21 - 39$  g/l) s druhohornými karbonátmi a štruktúra Beša—Čičarovce (vrt Stretava-21,  $M = 13,5$  g/l) s bádenskými andezitmi a ich pyroklastickými materiálom. Nejasné je postavenie humenského chrbta s druhohornými karbonátmi, ktorý pravdepodobne predstavuje polozatvorenú (miestami polootevorenú?) štruktúru (napr. Sobrance,  $M = 9,5$  g/l). K štruktúram s mineralizáciou vôd nad 35 g/l patrí komjatická depresia s druhohornými karbonátmi. Na vrte Vráble-1 boli zistené vody s  $M = 56,9 - 82,2$  g/l. Štruktúry s mineralizáciou vôd nad 35 g/l môžeme zaradiť prakticky na 4. miesto. Z plynov obsahujú vody v rôznom pomere  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  a  $\text{CH}_4$ . Z vôd sa usadzujú inkrusty (napr. Podhájska), preto sa prevažne nemôžu vypúšťať do povrchových tokov. Jedna z možností ich likvidácie je reinjektáž (spätné vtláčanie) do vhodného horninového a fyzikálno-chemického prostredia hydrogeologických štruktúr.

Prehľad fyzikálno-chemických vlastností termálnych vôd Slovenska je v tabuľke 5.

Uvedenému poradiu hydrogeologických štruktúr podľa mineralizácie a chemického zloženia vôd zodpovedá aj poradie podľa druhu a perspektívnosti zásob termálnych vôd. Z otvorených a polootevorených štruktúr sa dajú využívať prírodné dynamické zásoby vôd, t. j. zásoby časovo viac-menej stále, a teda najperspektívnejšie. Na polozatvorené a zatvorené štruktúry sa viažu prírodné statické zásoby vôd časovo obmedzené, a preto menej perspektívne.

Pokiaľ ide o kritéria efektívnosti geologického skúmania a využitia geotermálnej energie termálnych vôd, treba podať nasledovné vysvetlenie: Tieto kritéria odrážajú súčasný stav poznatkov. No niet všeobecných kritérií pre minimálnu teplotu a výdatnosť a maximálnu mineralizáciu, ani pre exploatáciu vrtov so zreteľom na ich hĺbku. Perspektívnosť využitia zdrojov geotermálnej energie sa v budúcnosti pravdepodobne zväčší s rozvojom techniky ich získavania a ťažby, ako aj možnosti využitia všetkých užitočných vlastností týchto vôd. Nemenej ovplyvňujúcou okolnosťou bude aj rastúci nedostatok klasických zdrojov energie a potreba zlepšovania životného prostredia.

## Záver

Na Slovensku, budovanom alpínskou horskou sústavou Západných Karpát s trefohornými kotlinami a nížinami, sú termálne vody viazané hlavne na otvorené, polootvorené a zatvorené hydrogeologické štruktúry, ojedinele na štruktúry polozatvorené. Kolektory termálnych vôd predstavujú hlavne triasové karbonáty, menej pliocénne piesky a najmenej miocénne psamity a psefity a neogénne vulkanické horniny. Perspektívnosť štruktúr sa hodnotí so zreteľom na ekonomičnosť využívania termálnych vôd ako zdroja geotermálnej energie.

Prvým kritériom je teplota vôd nad 40 (35) °C a hĺbka vrtov do 3000 (3500) m. Perspektívne sú všetky oblasti a štruktúry vo vnútorných Západných Karpatoch. Sú to však hlavne oblasti a štruktúry, v ktorých je teplota vôd v hĺbke 1000 m nad 40 °C a hodnota tepelného toku nad 60 mW/m<sup>2</sup> (1,43 μcal/cm<sup>2</sup>.s). Medzi takéto oblasti a štruktúry patrí predovšetkým stredná a južná časť vnútorných Západných Karpát (obr. 1, tab. 1).

Druhým kritériom je špecifická výdatnosť vrtov s voľným prelivom nad 0,1 l/s.m. Z tohoto pohľadu sú výhodné tie oblasti a štruktúry, v ktorých je koeficient transmisivity (T) kolektorov nad 10 m<sup>2</sup> deň a tlak vody na ústí vrtov čo najvyšší. Údaje z doteraz realizovaných vrtov dokumentujú splnenie limitujúcich hodnôt, takže sa výdatnosť voľných prelivov na vrtoch pohybuje nad požadovaných 10 l/s (tab. 2).

Tretím kritériom je mineralizácia vôd do 10 g/l (menej do 35 g/l) a vhodné zloženie solí a plynov. Výhodné sú hlavne otvorené štruktúry s mineralizáciou vôd v rozmedzí 0,7—5 (ojedinele 5—10) g/l a polootvorené štruktúry s mineralizáciou vôd v rozmedzí 0,5—10 (ojedinele 10—14) g/l (obr. 1, tab. 3). Sú to štruktúry, v ktorých je intenzívna výmena vôd, resp. vplyv vadóznych vôd je čo najväčší až zachovaný. Vody zásadne patria typom HCO<sub>3</sub>—Ca až SO<sub>4</sub>—Ca s rôznymi prechodmi a typom HCO<sub>3</sub>—Na až HCO<sub>3</sub>—Cl—Na s rôznymi prechodmi. Väčšina perspektívnych oblastí a štruktúr patrí k vyššie uvedeným typom štruktúr. Menej výhodné sú štruktúry polozatvorené a zatvorené s mineralizáciou vôd v rozmedzí 10—35 (ojedinele 0,7—3) g/l a typu Cl—HCO<sub>3</sub>—Na až Cl—Na, prípadne zmiešaného typu HCO<sub>3</sub>—Cl—SO<sub>4</sub>—Ca—Na s rôznymi prechodmi. Najmenej výhodné sú zatvorené štruktúry s mineralizáciou vôd nad 35 g/l a typu Cl—Na.

Uvedenému poradiu hydrogeologických štruktúr podľa mineralizácie a chemického zloženia vôd zodpovedá aj poradie podľa druhu a perspektívnosti zásob termálnych vôd. Z otvorených a polootvorených štruktúr sa dajú využívať prírodné dynamické zásoby vôd, t. j. zásoby viac-menej stále, a teda najperspektívnejšie. Na polozatvorené a zatvorené štruktúry sa viažu prírodné statické zásoby vôd časovo obmedzené, a preto menej perspektívne.

V tabuľke 5 je prehľad fyzikálno-chemických vlastností termálnych vôd Slovenska (obr. 1).

Do tlače odporučil P. Tkáčik.

## Literatúra

- ČERMÁK, V. 1978: First heat flow map of Czechoslovakia. Trav. Inst. Géophys. Tchécosl. Acad. Sci., Geofyzikální sborník 1976, Academia, Praha.
- DELISLE, G.—KAPPELMEYER, O.—HAENEL, R. 1975: Prospects for Geothermal Energy for Space Heating in Low-Enthalpy Areas. Proceedings Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, 3, San Francisco, 2283—2289.
- FRANKO, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. Mineralia Slovaca, 4, 15, GP, Spišská Nová Ves, 205—216.
- FRANKO, O. 1975: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—189.
- FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- FRANKO, O. 1977: Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“, SVTS—Edičné stredisko, Bratislava, 64—86.
- LIZOŇ, I.—MARUŠIAK, I. 1977: Geotermálne pole Západných Karpát. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“, SVTS — Edičné stredisko, Bratislava, 33—45.
- MAVRICKIJ, B. F.—KHELIVIST, V. G. 1975: Exploration for Thermal Water Fields in the USSR. Proceedings Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. 1, San Francisco, 179—182.
- MAVRICKIJ, B. F.—ANTONENKO, G. K.—OTMAN, N. S.—POLUBOTKO, L. F. 1975: Resursy termálnych vod SSSR. Ministerstvo geologii SSSR (VSEGINGEO), NEDRA Moskva, 1—151.
- MAVRICKIJ, B. F.—Špak, A. A. 1977: Termaľnyje vody SSSR (resursy i metody ich geologo-ekonomičeskoj ocenki). Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana horúcich vôd v ČSSR“ SVTS—Edičné stredisko, Bratislava, 64—86.
- MUFFLER, L. J. P. 1975: Geology, Hydrology, and Geothermal Systems. Summary of Section II. Proceedings Second UN Symposium in the Development and Use of Geothermal Resources. 1, San Francisco, 14—52.

Ondrej Franko

### **Prospectiveness of hydrogeologic structures of thermal waters in Slovakia in respect of utilization of geothermal energy**

#### Summary of the Slovak text

Slovakia is built up of the Alpine mountain system of the West Carpathians with Tertiary depressions and lowlands, and thermal waters are mostly associated with open, semi-open and closed hydrogeologic structures, seldom with semi-closed structures. Collectors of thermal waters are mostly Triassic carbonates, less Pliocene sands; and Miocene psammites, psephites and Neogene volcanic rocks—in the least degree. Prospectiveness of the structures is valued in respect of economically advantageous utilization of thermal waters as a source of geothermal energy.

The first criterion of economical profitableness is water temperature above 40 (35) °C and depth of drilling to 3000 (3500) m. From this view all areas and structures in the Central Carpathians are

prospective. Mostly they are areas and structures with water temperature above 40 °C at the depth of 1000 m (which corresponds roughly to the value of geothermal gradient above 30 °C/1000 m, and the heat flow above 60 m W/m<sup>2</sup>, 1,43 cal/cm<sup>2</sup>.s). To such structures first of all the middle and southern parts of the Central Carpathians belong (Fig. 1, Tab. 1).

The following criterion of economical profitableness is specific yield of drill holes with free outflow above 0,1 l/s.m. In this respect profitable are the areas and structures with the transmissivity coefficient of collectors above 10 m<sup>2</sup>/day and the highest water pressure at drill hole opening. Data from the so far performed drilling document the values required and the free outflow yield exceeds the value 10 l/s (Tab. 2) required.

The third criterion concerns mineralization up to 10 g/l (less to 35 g/l) and favourable contents of salts and gases. In this respect favourable are mainly the open structures with mineralization varying from 0,5 to 10 (seldom 10—14) g/l (Fig. 2, Tab. 1). They are structures with intensive water exchange of strong influence of vadose waters as far as to preserved influence. The waters belong to HCO<sub>3</sub>—Ca to SO<sub>4</sub>—Ca types with various transitions, and to HCO<sub>3</sub>—Na to HCO<sub>3</sub>—Cl—Na types with various transitions. Most prospective areas and structures belong among the above mentioned types of structures. Less favourable are semi-closed and closed structures with mineralization varying within 10—35 (seldom 0,7—3) g/l and with waters of Cl—HCO<sub>3</sub>—Na to Cl—Na types, or of the mixed HCO<sub>3</sub>—Cl—SO<sub>4</sub>—Ca—Na with various transitions. Least favourable are closed structures with mineralization above 35 g/l and Cl—Na type of waters.

The order of hydrogeological structures according to mineralization and chemical composition of waters is in accordance with the order according to the type and prospectiveness of thermal water reserves. Open and semioopen structures offer natural dynamic reserves of water more—or—less permanent and most prospective reserves. Semi-closed and closed structures are associated with natural statical water reserves, limited in time and less prospective.

Table 5 shows physical-chemical properties of thermal waters in Slovakia (Fig. 1).

Translated by E. Jassingerová.

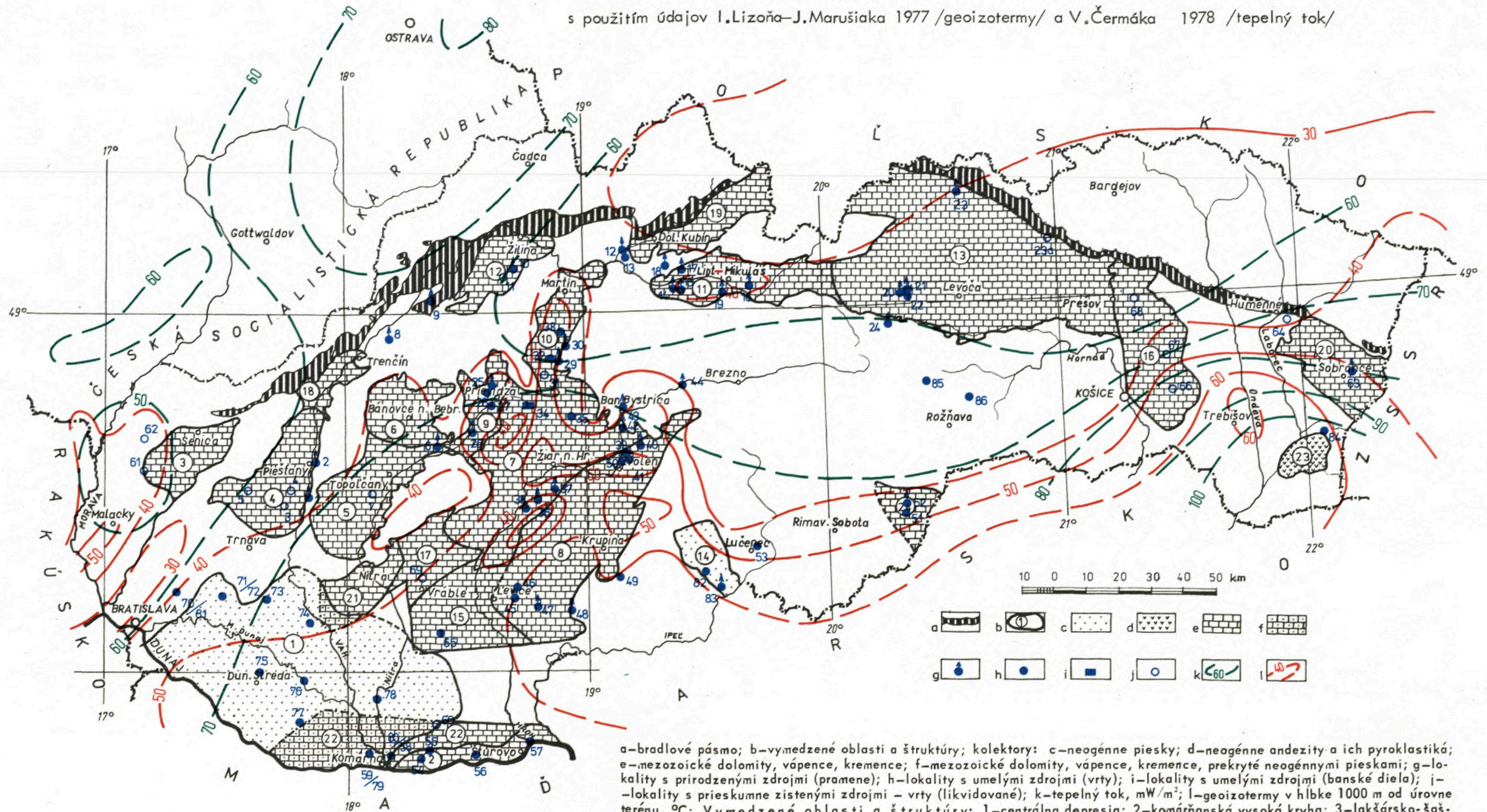
#### Explanation of coloured map:

Map of prospective areas and structures of geothermal resources of Slovakia (O. Franko, 1978) based on data by I. Lizoň — I. Marušiák, 1977 (geoisotherms) and V. Čermák, 1978 (heat flow)

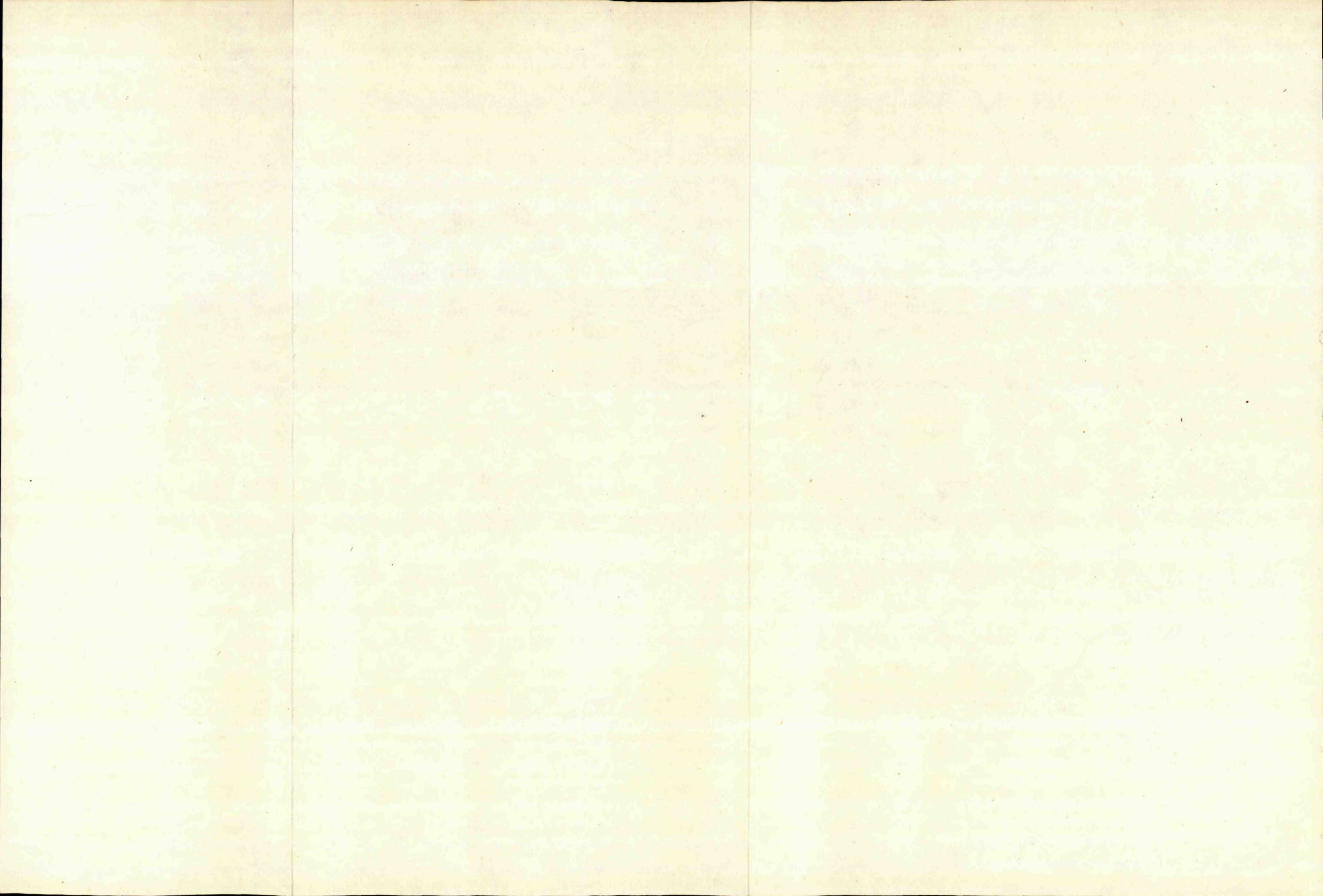
a — Klippen Belt; b — areas and structures defined; Collectors; c — Neogene sands; d — Neogene andesites and their pyroclastic products; e — Mesozoic dolomites, limestones, quartzites; f — Mesozoic dolomites, limestones quartzites, overlain by Neogene sands; g — localities of natural sources (springs); h — localities of artificial sources (mining plants); j — localities of sources revealed by prospection — bore holes (liquidated); k — heat flow; mW/m<sup>2</sup>;

1 — geoisotherms 1000 m below the terrain, °C; areas and structures defined: 1 — central depression; 2 — Komárno elevated block; 3 — Lakšár — Šaštín elevation; 4 — Trnava bay; 5 — Topoľčany bay; 6 — Bánovská kotlina (depression); 7 — Central — Slovakian neovolcanic region (NW — part); 8 — Central — Slovakian neovolcanic region (SE — part); 9 — Hornonitrianska kotlina (depression); 10 — Turčianska kotlina (depression); 13 — Levočská panva (basin); 14 — Horné Strháre — Trenč graben; 15 — Levice block; 16 — Košická kotlina (depression) 17 — Komjatice depression; 18 — Trenčianska kotlina (depression); 19 — Skorušina; 20 — Humenský chrbát (ridge); 21 — Nitriansky chrbát (ridge); 22 — Transdanubian central massifs in Central depression and in Dubnica depression; 23 — Beša — Čičarovce structure; 24 — Rimavská kotlina (depression).

MAPA PERSPEKTÍVNYCH OBLASTÍ A ŠTRUKTÚR GEOTERMÁLNYCH ZDROJOV SSR /O.Franko 1978/  
 s použitím údajov I.Lizoňa–J.Marušiaka 1977 /geoizoterm/ a V.Čermáka 1978 /tepelný tok/



a-bradlové pásmo; b-vymedzené oblasti a štruktúry; kolektory: c-neogénne piesky; d-neogénne andezity a ich pyroklastiká; e-mezozoické dolomity, vápence, kremence; f-mezozoické dolomity, vápence, kremence, prekryté neogénnymi pieskami; g-lokality s prirodzenými zdrojmi (pramene); h-lokality s umelými zdrojmi (vrty); i-lokality s umelými zdrojmi (banské diela); j-lokality s prieskumne zistenými zdrojmi - vrty (likvidované); k-tepelný tok, mW/m<sup>2</sup>; l-geoizoterm v hĺbke 1000 m od úrovne terénu, °C; Vymedzené oblasti a štruktúry: 1-centrálne depresia; 2-komárňanská vysoká kryha; 3-lakšársko-šaštínska elevácia; 4-trnavský záliv; 5-topoľčiansky záliv; 6-Bánovská kotlina; 7-stredoslovenské neovulkanity (sz. časť); 8-stredoslovenské neovulkanity (jv. časť); 9-Hornonitrianska kotlina; 10-Turčianska kotlina; 11-Liptovská kotlina; 12-Zilinská kotlina; 13-Levočská panva; 14-hornosthársko-trenčská priekopová prepadlina; 15-levická kryha; 16-Košická kotlina; 17-komjatická depresia; 18-Trenčianska kotlina; 19-Skorušina; 20-humenský chrbát; 21-nitriansky chrbát; 22-maďarské stredohoria v centrálnej a dubnickej depresii; 23-štruktúra Beša - Čičarovce; 24-Rimavská kotlina



Albín Klinec—Eva Planderová

## Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte (kohútska subzóna veporíd)

1 fotografická tabuľka (XLIII)

Diskusia

Kryštalínium centrálnej zóny Karpat bolo v priebehu posledných desaťročí považované striedavo za staropaleozoické, alebo proterozoické. Posledné bolo detailnejšie rozčlenené, a to najmä v oblasti veporíd. Veľká skupina hornín je v tejto jednotke považovaná a aj paleontologicky preukázaná ako staropaleozoická.

V schéme stavby veporíd publikovanej A. Klinecom v roku 1966 je vymedzený, okrem iných celkov, aj hronský komplex, ktorý tvoria epimezozonálne premenené sedimenty a vulkanity. V severnej časti veporíd sme už jeho staropaleozoický vek preukázali. Súčasne sme študovali horniny aj z najjužnejšej subzóny veporíd z kohútskeho pásma v oblasti Hnúšte. Tam vystupujú vo svahoch aj vložky premenených karbonátov a grafitické kvarcity. Posledné tvoria niekoľko metrové hrubé polohy. Rozšírené sú najmä okolo Hačavy, odkiaľ pochádzajú aj naše vzorky (západné a východné svahy údolia Rimavy v blízkosti hačavskej magnezitky).

Grafitické kvarcity obsahujú nasledujúce spoločnosti palinomorf: *Anisozonotriletes* sp., *Azonomonoletes* sp., *Retusotriletes* sp., cf. *Archeozonotriletes*, *Lophozonotriletes* sp. a niekoľko druhov morského planktónu zo skupiny akritarch. Na základe biostratigrafických údajov o výskyte vyššie uvedených rodov možno predpokladať silúrsko-spodnodevónsky vek skúmaných kvarcitov. Keďže získané palinomorfy sú dosť dobre zachované (tab.) možno uvažovať v budúcnosti o podrobnejšom štúdiu týchto metamorfítov s možnosťou dobrého biostratigrafického vyhodnotenia z viacerých lokalít.

Na základe prítomnosti uvedených mikropalinomorf potvrdzujeme, že horniny hronského komplexu v severnej i južnej časti veporíd sú rovnakého — staropaleozoického — veku.

Vysvetlivky k tabuľke XLIII

- Obr. 1—2 *Azonomoletes* sp.
- obr. 3—4 *Retusotriletes* sp. 1
- obr. 5 *Retusotriletes* sp. 2
- obr. 6 *Trachytriletes* sp.
- obr. 7 *Lophosphaeridium* sp.
- obr. 8 Trilétna spóra indet.
- obr. 9 *Anisozonotriletes* sp.
- obr. 10—11 Indet. spóra
- obr. 12 *Acritarcha* sp. indet. 1
- obr. 13 *Acritarcha* sp. indet. 2
- obr. 14 *Acritarcha* sp. indet. 3



Anna Vozárová—Jozef Vozár

## Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu

Diskusia

Chočský príkrov v Západných Karpatoch má značné teritoriálne rozšírenie od Malých Karpát až po východnú časť Nízkych Tatier s pokračovaním do severnej časti Braniska a tektonických útržkov v Čiernej Hore. Otázky stratigrafického zastúpenia jednotlivých útvarov v chočskom príkrove, ako aj jeho vnútorné členenie na spodný a vrchný čiastkový príkrov, sú stále predmetom výskumu a úvah mnohých autorov a trajú sa od čias prvých prác D. Andrusovova v Západných Karpatoch (1936). Jednou zo zásadných otázok stavby a celkového charakteru chočského (v pôvodnej práci D. Andrusov „pofudníckeho“) príkrovu je zastúpenie jeho bazálnych členov.

V Západných Karpatoch možno pozorovať v bazálnej časti chočského príkrovu väčšinou mladšie paleozoikum zastúpené vrchným karbónom (stefanom) a permom s vulkanitmi toleitickej magmatickej série (V. Sitár—J. Vozár 1973, J. Vozár 1974, 1977). Vrchný karbón, ako stratigraficky najnižší paleontologicky dokázaný útvar, vystupuje priamo v tektonickom nadloží spodnejšej tektonickej jednotky. Je preto veľmi často rôznou intenzitou redukovaný a buduje tak šošovkovité telesá široké od niekoľkých m až do 400—500 m, zriedka i viac. Z jednotlivých oblastí je vrchný karbón chočského príkrovu najviac zachovaný v Nízkych Tatrách, menej v Tríbeči, v podloží stredoslovenských neovulkanitov a najmenej v Malých Karpatoch.

Počas litologického výskumu mladšieho paleozoika chočského príkrovu na severných svahoch Nízkych Tatier sme v okolí doliny Holičná na sever od Ipolnice pozorovali tento profil od podložia k nadložiu:

Kryštalinikum veporika (granitoidy), v ich nadloží metamorfované mezozoikum série Veľkého Boku zastúpené triasom, tenkými šošovkami jury a mohutnejším pruhom neokómu. Nad ním na dvoch lokalitách malé výskyty (šošovky?) kryštalinika. V ostatných miestach, kde toto kryštalinikum nebolo, vystupuje nad neokómom priamo vrchný karbón chočského príkrovu. Tam, kde sa zistili výskyty kryštalinika, vystupujú tieto medzi neokómom a vrchným karbónom. Vrchný karbón smerom do nadložia je vystriedaný permom s vulkanitmi.

Na výskyt kryštalinika v bazálnej časti chočského (poľudníckeho) príkrovu prvý raz upozornil D. Andrusov (1936, str. 9), keď našiel na severných svahoch Veľkého Boku v nadloží neokómu a v podloží karbónu „šošovku mylonitov vzniklých z kryštalických bridlíc (podľa určenia V. Zoubka)“. Od tej doby bol problém výskytu kryštalinika v bazálnej časti chočského príkrovu stále otvorenou otázkou, hlavne pre nedostatok ďalšieho dôkazového materiálu. Až v r. 1977—1978 sa nám podarilo nájsť v zárezoch novej lesnej cesty a vo svahoch doliny Holičná úlomky z kryštalinika v tesnom podloží karbónu. Poloha a geologická situácia lokalít vylučuje možnosť iného vysvetlenia, než že ide o zbytok tektonicky silne redukovaného pruhu (šošovky) kryštalinika, ktoré je súčasťou chočského príkrovu. Treba podotknúť, že v okolí doliny Holičná je jeden z najkompletnejšie zachovaných výskytov vrchného karbónu chočského príkrovu nielen v Nízkych Tatrách, ale vôbec v Západných Karpatoch. Práve tu boli pravdepodobne vhodné podmienky pre zachovanie takých bazálnych sedimentárnych členov karbónu, ktoré z iných lokalít nepoznáme, i pre zachovanie výskytov kryštalinika v ich tesnom podloží.

Kryštalinikum je tu zastúpené fragmentmi dvoch typov: *afyrický mikrogranit*, *mylonitizovaný granitoid*.

Ich podrobnou petrografickou charakteristikou, ako aj ich koreláciou jednak s ďalšími výskytmi (pokiaľ sa nájdu) v chočskom príkrove i koreláciou s povrchovými výskytmi kryštalinika južnej časti Západných Karpát sa budeme v ďalšom výskume zaoberať.

Význam nálezu týchto lokalít s výskytom kryštalinika v bazálnej časti chočského príkrovu otvára možnosti získať nové poznatky o jeho podloží v pôvodnom sedimentačnom priestore. Dôležité je, že sú to horniny zo skupiny granitoidov, čo dáva reálny predpoklad pre vzťah podložia chočského príkrovu v jeho pôvodnom sedimentačnom priestore voči južnému pokračovaniu kryštalinika veporika, t. j. do „otvoreného“ sedimentačného priestoru ľubeníckej línie. Tento vzťah vyplýva aj z korelácie mladšieho paleozoika, najmä vrchného karbónu (E. Planderová—A. Vozárová 1978, A. Vozárová—J. Vozár 1977).

Naše posledné štúdie (1979) profilu Bystrej doliny na J od Spišského Bystrého poukazujú na ďalší výskyt fragmentov kryštalinika v bazálnej časti chočského príkrovu (sensu D. Andrusov).

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpat. *Carpathica. Orbis* (Praha), 1—50.
- PLANDEROVÁ, E. —VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón južnej časti veporid. *Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 129—141.
- SITÁR, V.—VOZÁR, J. 1973: Die ersten Makrofloren-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). *Geol. Zborn.—Geol. Carpathica 24, 2, Bratislava*, 441—448.
- VOZÁR, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier. *Záp. Karpaty, sér. min., petr., geol., lož. 1, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava*, 7—49.
- VOZÁR, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. *Miner. Slovaca, 9, 4, Košice*, 241—258.
- VOZÁR, J.—VOZÁROVÁ, A. 1977: The upper Carboniferous of the West Carpathians, *Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 141—152.

Anna Vozárová—Jozef Vozár

### Crystalline complex in basal part of Choč nappe

#### Summary of the Slovak text

The basal part of the Choč nappe in the West Carpathians consists of the Late Paleozoic (Upper Carboniferous and Permian). The Paleozoic is markedly reduced tectonically. Smaller occurrences of crystalline rocks on the northern slopes of the Nízke Tatry mountains were found by D. Andrusov (1936) for the first time, and then at lithological investigations of the Upper Carboniferous in 1977—1978. The rocks found are: aphyric microgranite, and mylonitized granitoid. They are in the immediate overlier of the Neocomian in the lower tectonic unit (the Veľký Bok group), and in the substratum of the Upper Carboniferous in the Choč nappe. Because of their position, these rocks may be regarded as a part of the Choč nappe and so the existing data about the structure and the character of the substratum of the nappe in the original sedimentation area may be complemented.



## RECENZIA

### Imrich Vaškovský: Kvartér Slovenska

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, 1977.

247 strán textu, fotografická príloha.

Rusumé a vysvetlivky k obrázkom a prílohám v angličtine.

Cena výtlačku 60 Kčs.

Kvartérne sedimenty dosahujú na území Slovenska vyše dvoch tretín plochy celého povrchu. Vyskytujú sa v rôznych hypsometrických úrovniach, majú rôznu hrúbku, rôzne litologicko-petrografické zloženie, vlastnosti a stratigrafiu. Vzhľadom na svoje veľké plošné rozšírenie na povrchu terénu zaujímajú nielen geológov, ale i geomorfológov, inžinierskych geológov, pôdoznanco, botanikov, archeológov ap. Bolo preto veľmi aktuálne z dosiaľ roztrieštených kusých poznatkov urobiť syntézu vývoja kvartérnych sedimentov na Slovensku. Predložená práca je prvým pokusom podávajúcím súhrnný obraz o vývine kvartéru Slovenska.

Úvodné kapitoly sú venované prehľadu histórie výskumu kvartéru Slovenska a jeho základných črtám. Literárne údaje o kvartéri rozdeľuje autor na tri časové úseky. Prvé obdobie spadá do čias Rakúsko-uhorskej monarchie, druhé po prvej svetovej vojny do roku 1945 a tretie od oslobodenia podnes. Charakterizuje prínos jednotlivých období pre výskum kvartéru Slovenska.

Vzhľadom na veľkú pestrosť predkvartérnych útvarov spôsobenú osobitnými morfológickými a geologickými podmienkami a kvôli lepšiemu prehľadu a nadväznosti rozdelil autor kvartér Slovenska do týchto troch oblastí:

1. Vysokohorská oblasť, ktorú charakterizuje zložitá stavba predkvartérnych útvarov, rozmanitosť tvarov reliéfu, nerovnaká hrúbka svahovín, prolúvií, ale najmä vývoj zafadnenia alpského typu.

2. Oblasť stredohorí, nižších pohorí a kotlín s pestrou geologickou stavbou predkvartérnych útvarov s členitým reliéfom s terasovým vývinom fluviaálnych sedimentov s vývojom prolúvií, svahových sedimentov, sladkovodných vápencov ap.

3. Tretia oblasť nížin je z geologického hľadiska predkvartérnych útvarov najmonotonnejšia, no z hľadiska vývinu kvartérnych sedimentov najpestrejšia s najväčšími hrúbkami uložením.

V nasledujúcich kapitolách autor rozpracoval jednotlivé oblasti Slovenska podľa historicko-geologickej následnosti. Podáva komplexný obraz o podmienkach a zákonitostiach priestorového rozšírenia genetických typov kvartérnych sedimentov v jednotlivých oblastiach. V týchto kapitolách autor spomínané oblasti geograficky vymedzuje, podáva stručnú charakteristiku geologickej stavby predkvartérnych útvarov, ich morfológický vývoj, denudačný, sedimentačný a pôdotvorný proces počas kvartéru. Najviac sa však venuje opisu genetických typov kvartérnych sedimentov, ich stratigrafickému začleneniu a tektonickej mobilite územia. Každú z týchto kapitol uzatvára krátkym pojednaním o nerastných surovinách.

Spomínané tri oblasti Slovenska nie sú spracované rovnako podrobne a na tej istej úrovni, čo prirodzene vyplýva zo stavu výskumu kvartéru v tom-ktorom regióne. Najpodrobnejšie a erudovane je spracovaná oblasť nížin Slovenska, čo je pochopiteľné, pretože veľkú časť tohto územia autor sám, resp. s kolektívom oddelenia kvartéru GÚDŠ, spracoval a vyhodnotil. Tu sú najvýznačnejšie lokality, profily, rezy a pochody dokumentované množstvom litologicko-petrografických a peľových spektier, zrnitostnými rozbormi, chemickými analýzami, paleontologickou dokumentáciou a pod. Je tu skoro komplexná morfo-genetická, paleontologická a litologicko-petrografická analýza.

Vysokohorská a stredohorská oblasť nie je spracovaná tak podrobne, pretože tu autor (až na niektoré lokality, ktoré sám spracoval) musel vychádzať väčšinou z literárnych údajov.

Veľmi stručný záver obsahuje zhrnutie najdôležitejších poznatkov spolu s trendom vývoja výskumu kvartéru v slovenských Karpatoch.

Publikáciu uzatvára rozsiahly zoznam literatúry, čo privítajú hlavne mapujúci geológovia, ktorí sa špeciálne kvartéru nevenujú. Priložený súbor obrázkov a tri skladacie prílohy včítane mapy kvartéru inštruktívne túto publikáciu veľmi dobre dokresľujú.

Výskum kvartéru Slovenska, tak dlho veľmi zanedbávaný, dosiahol za posledné obdobie takú úroveň ako u vyspelých národov s dlhšou tradíciou, čoho dôkazom je i publikácia o ktorej sme hovorili.

*J. Šajgalík*

RECENZIA

**Michal Maheľ: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides  
Západné Karpaty, séria geológia 4, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1978.**

173 strán textu, slovenské a ruské resumé

Cena výtlačku 30 Kčs

Nová kniha akademika Michala Maheľa, ktorú vydal v edícii Západné Karpaty, séria geológia, Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV, je obohatením knižného fondu odbornej literatúry s tematikou geotektonického postavenia magmatitov so zreteľom na horské sústavy Karpát, Balkánu a Dinarid. Kniha má vkusne riešenú obálku a väzbu. Forma tlače textu a príloh je na dobrej úrovni, hoci na niektorých mapách mohli byť výraznejšie kontúry, inde by sa žiadalo bohatšie farebné vyjadrenie.

Vedeckým redaktorom je RNDr. Anton Biely, CSc. Redaktor a technický redaktor: Irena Bročková a Jozef Bielik. Preklad anglického textu urobila Helena Zárubová, ruské resumé Vladimír Marek.

Marek.

Odborní recenzenti diela: RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., Prof. RNDr. Jakub Kamenický, RNDr. Jaroslav Lexa CSc.

Svojím obsahom a zameraním nadväzuje táto kniha na rozsiahle dielo „Tectonics of the Carpathian-Balkan system. Expl. of the Tectonic map of Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. 1:1 000 000“ z roku 1974, zostavené kolektívom autorov pod vedením hlavného redaktora Michala Maheľa. Azda preto nová kniha Michala Maheľa o geotektonickom postavení magmatitov celej karpatsko-balkánskej sústavy pôsobí na čitateľa ako dozvuky problémov, ktoré boli už načrtnuté vo vysvetlivkách k tektonickej mape z roku 1973 a v jej vysvetlivkách z roku 1974. Obdobne na báze tektonickej mapy KBGA a ako výsledok rozsiahlych geologicko-ložiskových štúdií vznikla aj kolektívna práca „Rudné formácie karpatsko-balkánskej oblasti“ pod redakčným vedením L. Egeľa (Moskva „NEDRA“ 1978) s autorským zastúpením zo všetkých zúčastnených štátov a inštitúcií.

Treba konštatovať, že dielo, ktoré by sumárne hodnotilo magmatity, a to i vo vzťahu k tektonike, v našej odbornej literatúre chýbalo. Preto snahu akademika M. Maheľa rozhodne vítame ako pozitívny krok. Ani v zahraničí (ak berieme do úvahy najmä štáty KBGA) sa doposiaľ nevytvorilo dielo, ktoré by komplexne zhodnotilo magmatity karpatsko-balkánskej oblasti vrátane paleomagmatického modelu, či paleovulkanického vývoja. Pokiaľ ide o túto problematiku, kniha M. Maheľa splnila očakávanie iba čiastočne, a to predovšetkým v otázke vzťahu magmatizmu a tektoniky. Autor tu plne využil a uplatnil hlavne svoje poznatky z dlhoročného výskumu v Západných Karpatoch a z početných korelačných štúdií v iných častiach karpatsko-balkánskej oblasti. Žiada sa poznamenať, že v štátiach riešiacich problémy, ktoré nie sú autorovi celkom blízke, sa opiera o inú literatúru, a práve tu kniha nespĺnila očakávanie. V tomto smere sa autor dopustil niekoľkých chýb, ktorým sa mohol vyhnúť len priamym zapojením špecialistov – odborníkov pre otázky magmatizmu a vulkanizmu, magmatogenézy, petrografie, geochemie, petrológie, či metamorfizmu. Inými slovami, zámer knihy je dobrý, keby ho však bol realizoval kolektív autorov, všestranne odborne pripravených riešiteľov magmatizmu a vulkanizmu jednotlivých geologických útvarov, bol by ešte účinnejší a v medzinárodnom meradle by takého kolektívne dielo znieslo iste i tú najprísnejšiu kritiku.

Obsah diela sa člení na tri hlavné kapitoly: I. Geotectonic regional classification of the magmatites; II. Characteristics of the geotectonic types of magmatites; III. Some general conclusions. Druhá kapitola

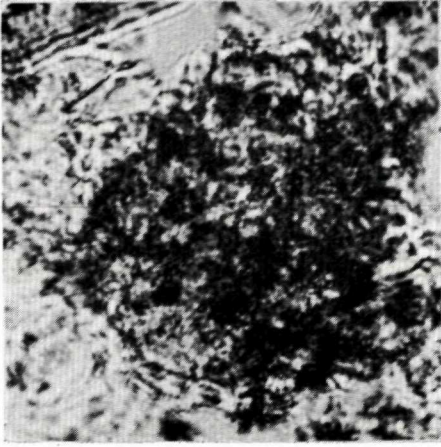
predstavuje charakteristiku magmatitov v slede: granitoidy, pozdnehercýnske geosynklinálne vulkanity, predalpínske eugeosynklinálne vulkanity, mezozoické ofiolity a bázity, mezoalpínske interorogénne magmatity (banatity), neogénny neskorogeosynklinálny vulkanizmus a finálny vulkanizmus (alkalické bazalty). Voči tomuto členeniu možno mať na základe celého radu výsledkov výskumu oprávnené výhrady, najmä pokiaľ ide o vymedzenie a charakterizovanie pozdnehercýnskej a predalpínskej etapy a príslušných magmatitov. Každá stať má v závere rozsiahlu diskusiu, zrejme čiastočne vyprovokovanú už recenzentmi. V podobnom duchu je štylizovaná i tretia kapitola. Autor sa snaží zovšeobecňujúcou formou (podľa vlastnej úvahy a výberu problémov) často nielen rekapitulovať niektoré myšlienky, ale na tejto báze i riešiť problémy geotektonickej charakteristiky magmatitov, ďalej vývoja alpínskeho geosynklinálneho systému a pozície magmatitov, osobitosti magmatizmu v jednotlivých alpídnych oblastiach a segmentoch, a napokon sa venuje, hoci veľmi skromne, aj terminologickým problémom, a práve tu by sa žiadalo mnohé sporné otázky objasniť.

Autor knihy má vždy právo vnieť do riešenej problematiky svoj názor, vyjadriť svoju koncepciu, najmä keď mu je problematika vlastná. S mnohými myšlienkami možno i v hodnotenej knihe plne súhlasiť s autorom; no voči celému radu riešených otázok, najmä magmatogenézy, postavenia vulkanitov, petrografie, petrológie, geochemii, voči otázke foriem a prejavov vulkanizmu, paleovulkanizmu, paleogeografie a do značnej miery i použitej (často nesprávne) petrografickej terminológii, možno mať výhrady, najmä ak v inej literatúre (československej i štátov KBGA) sú tieto problémy už na báze detailných výskumov presvedčivejšie spracované. Niektoré citácie literatúry sú nepresné alebo v zozname literatúry chýbajú, v niektorých prípadoch sa autor dopustil chyby — významove rovnaká myšlienka má rozdielnu citáciu v anglickom texte a v resumé, na inom mieste zase už známe výsledky z pôvodných prác sú nesprávne citované, alebo vôbec chýba odkaz na pôvodnú prácu.

Napriek tomu kniha „Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides“ znamená pokrok najmä v skĺbení problematiky tektoniky a magmatizmu. Myšlienka, zámer knihy je tu a zrejme jej hlavnou úlohou je provokovať k diskusii a k ďalšiemu výskumu, k riešeniu sporných problémov a ďalších aktuálnych otázok. Myslím, že hodnotená kniha podnieti kolektívu autorov i jednotlivcov zverejniť nielen diskusiu k problematike, ale i výsledky výskumov magmatitov v prospech rozvoja vedy a ich využitia v národnom hospodárstve. V tomto zmysle napriek už spomenuťným nedostatkom, znamená dielo akademika Michala Maheľa pozitívny prínos pre našu spoločnosť a pre rozvoj vedy v štátoch združených v Karptasko-balkánskej geologickej asociácii.

*J. Vozár*

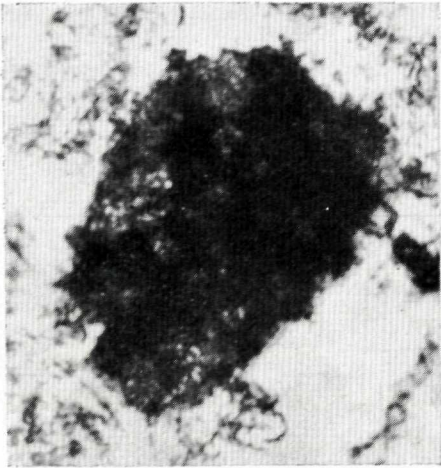




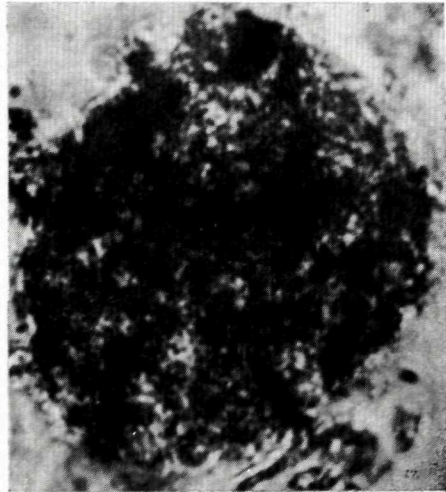
1



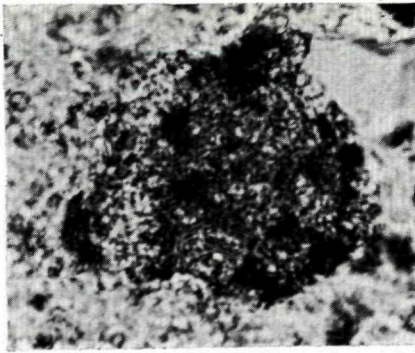
2



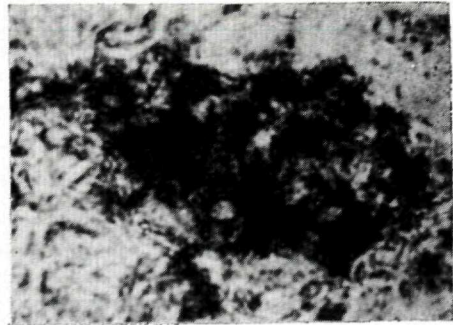
3



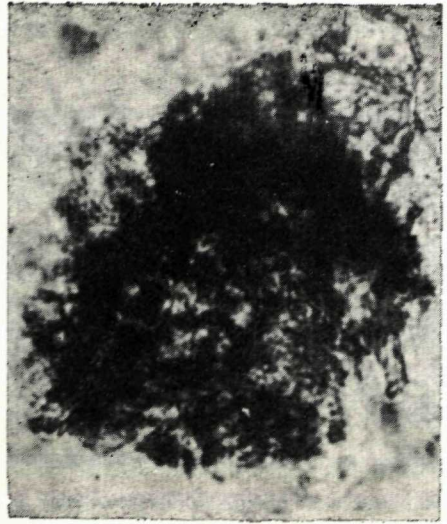
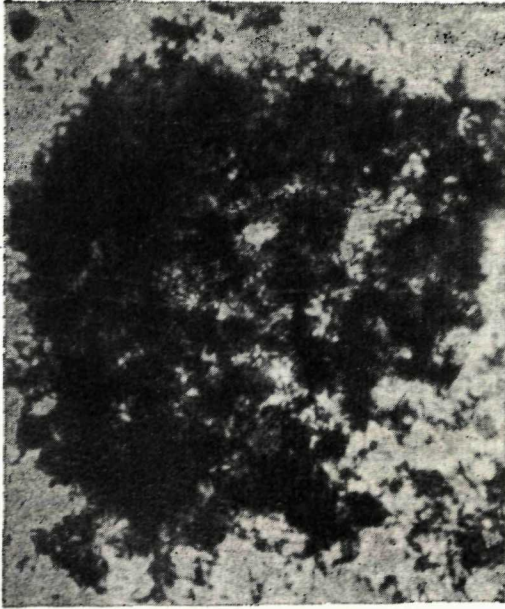
4



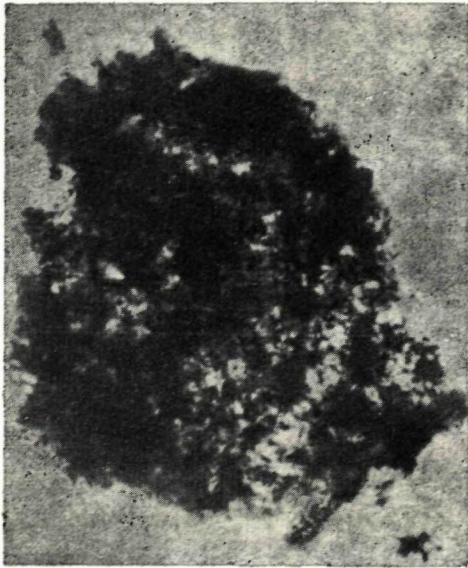
5



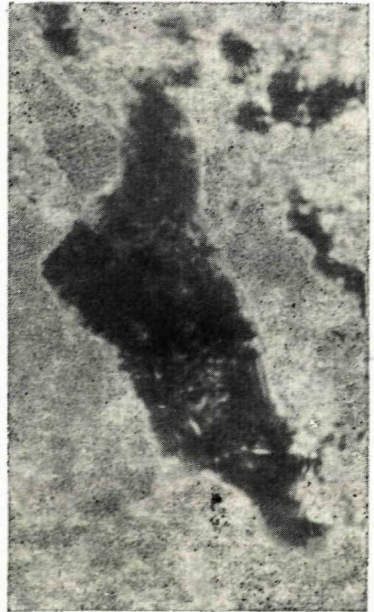
6



2



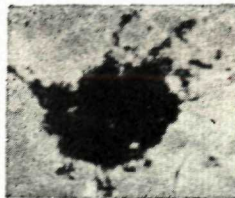
1



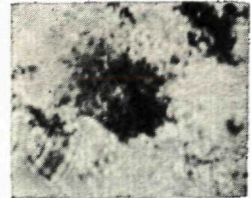
3 4



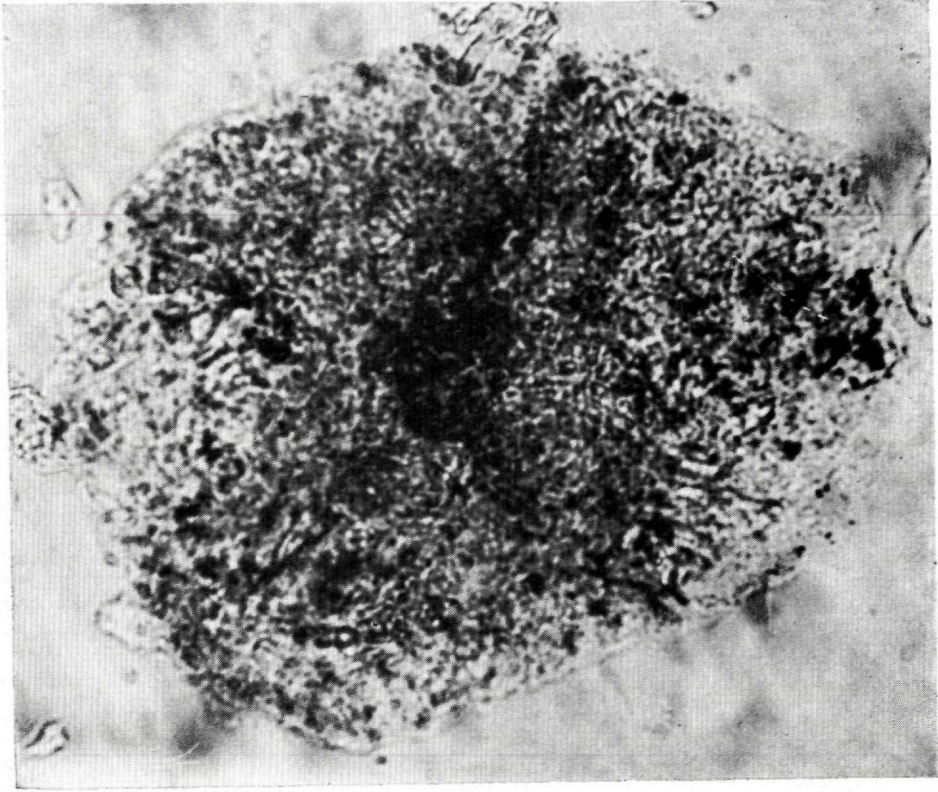
5



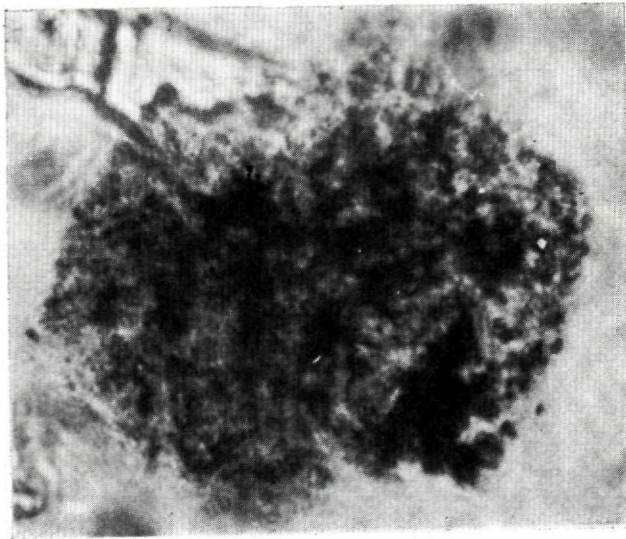
6



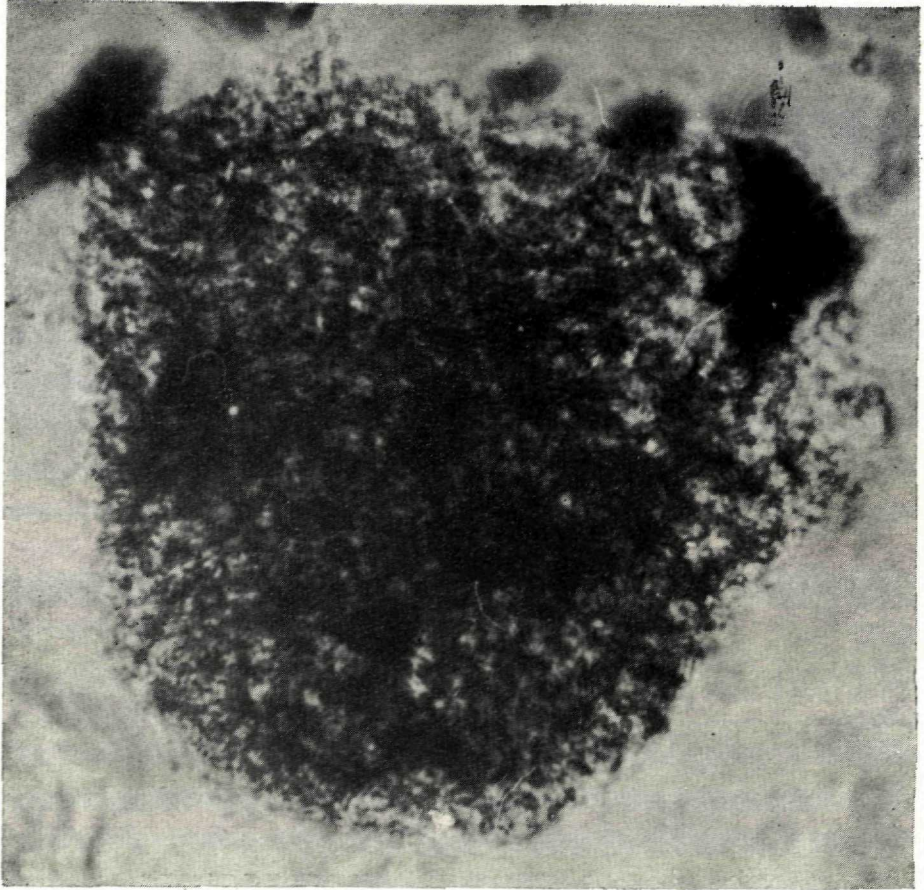
7



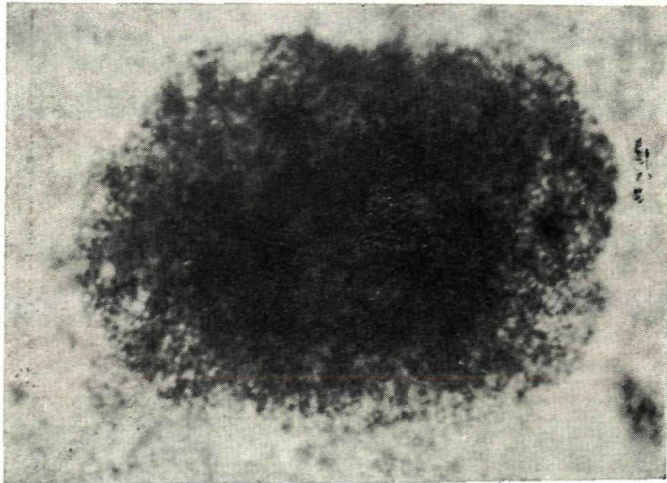
1



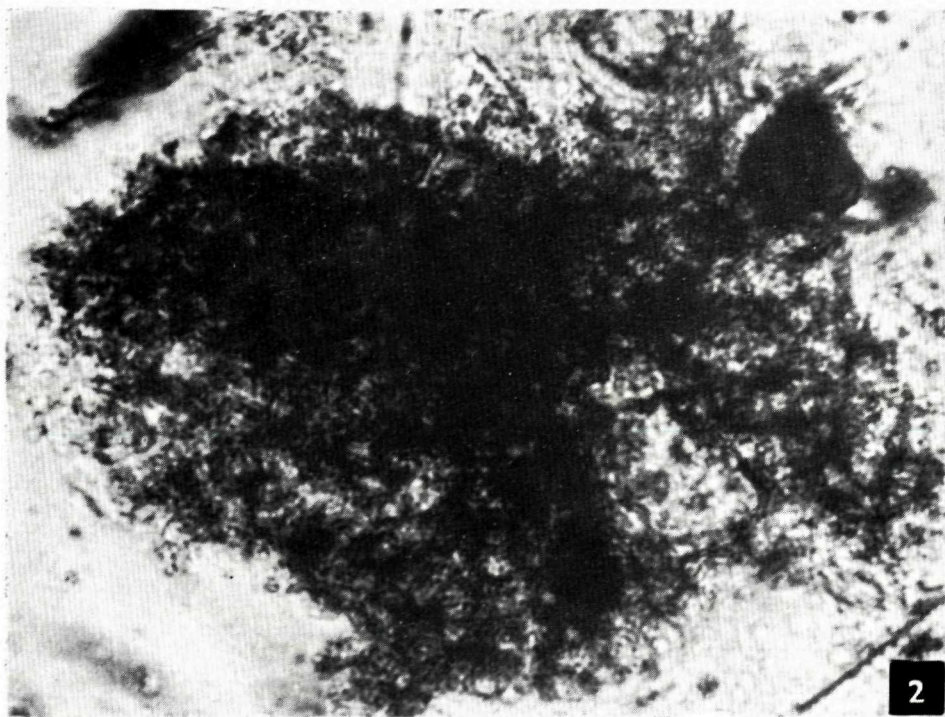
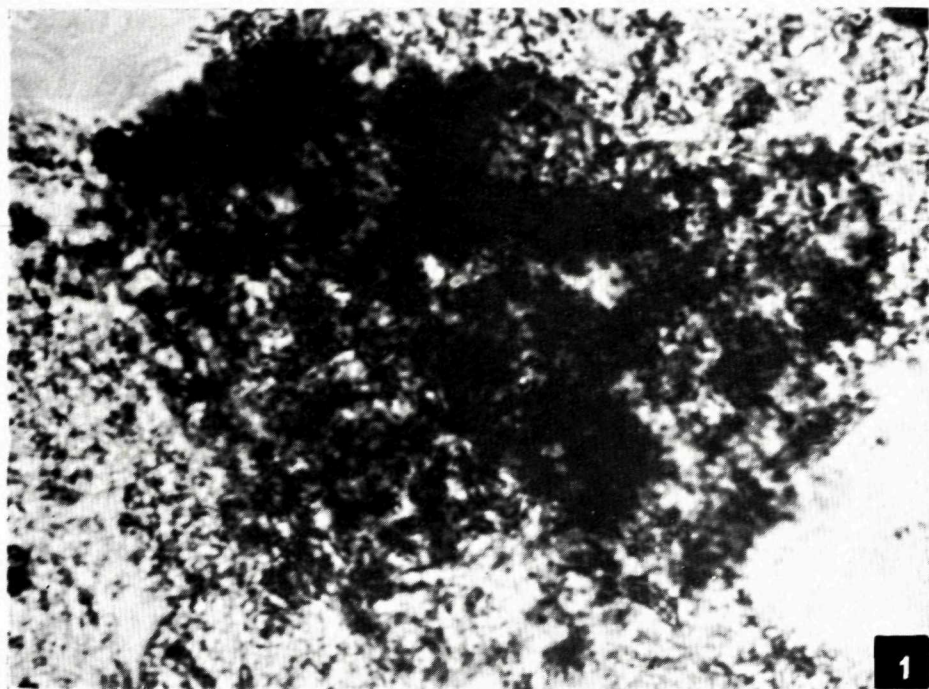
2

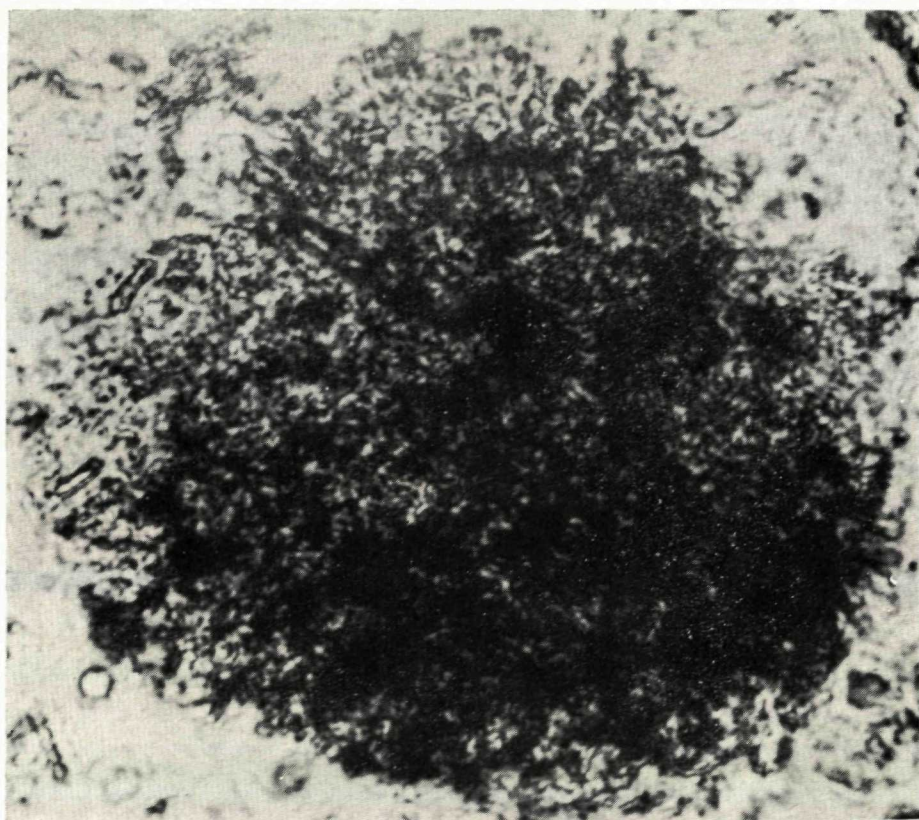


1

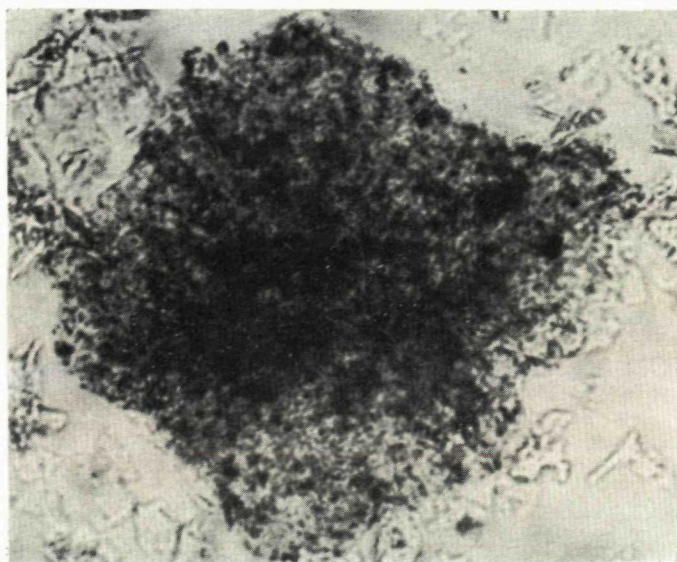


2

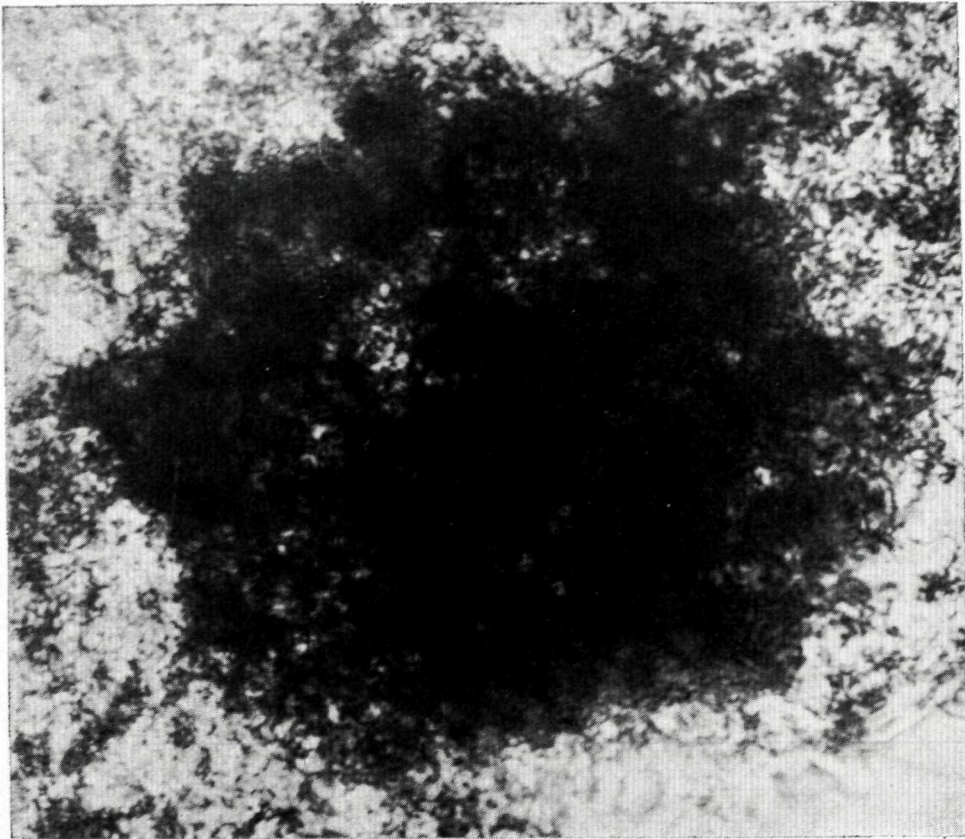




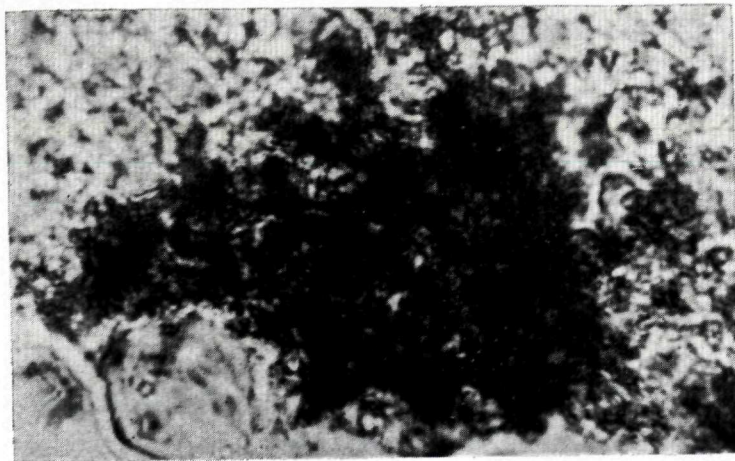
1



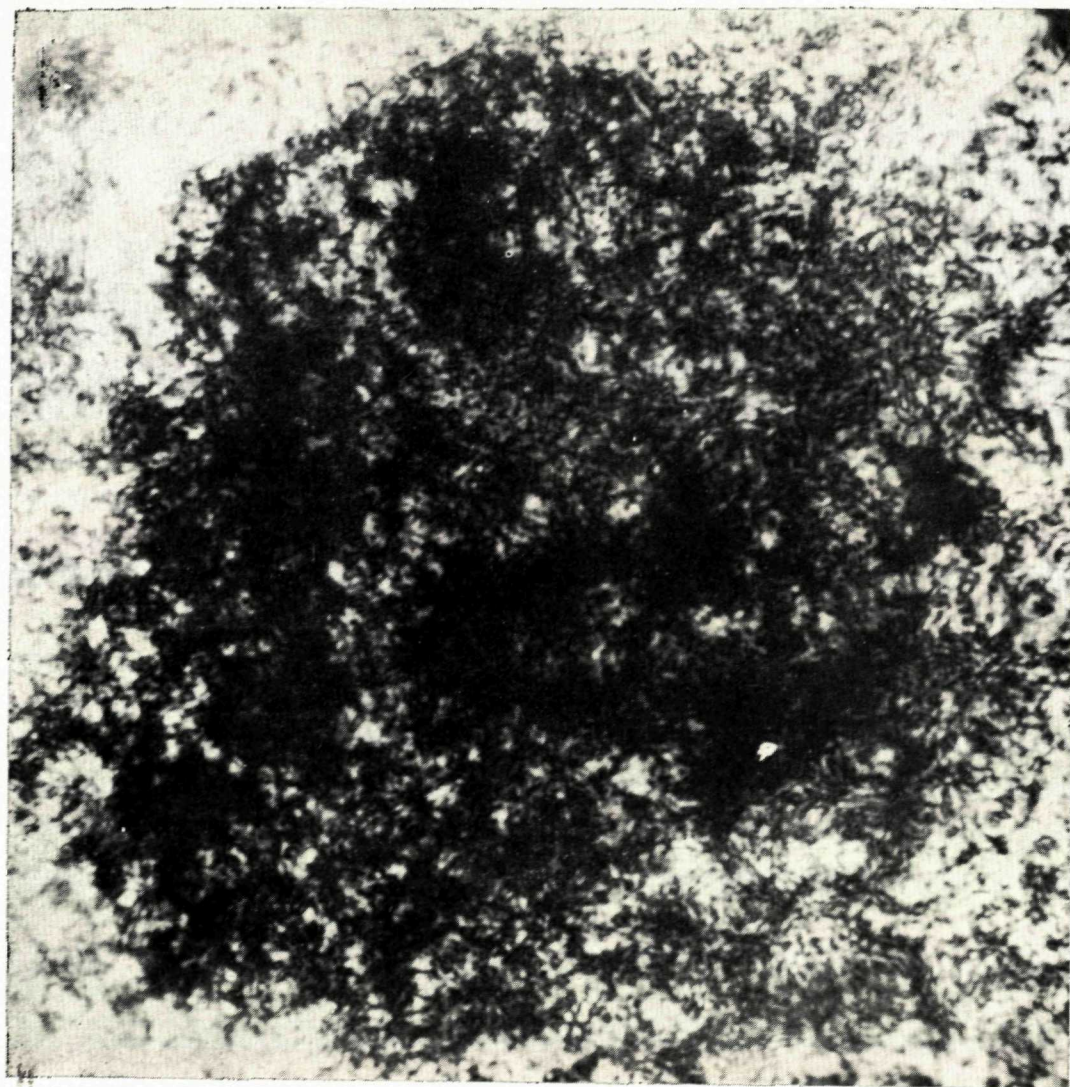
2



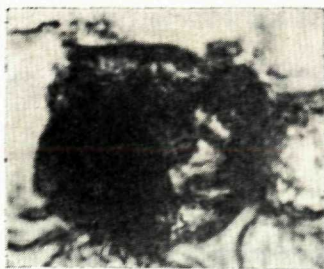
1



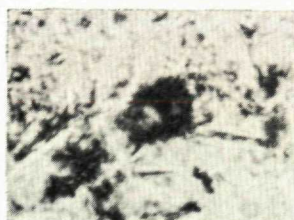
2



1



2

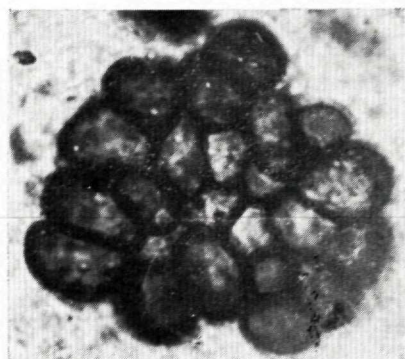


3

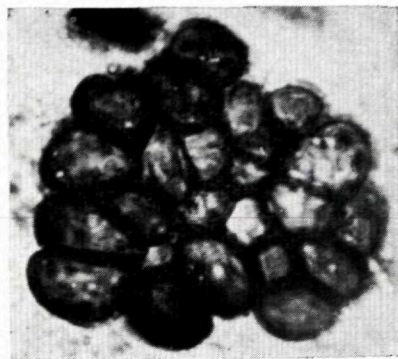


4

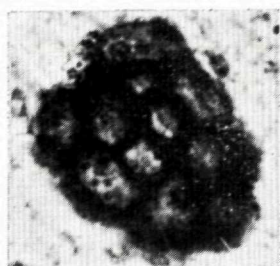




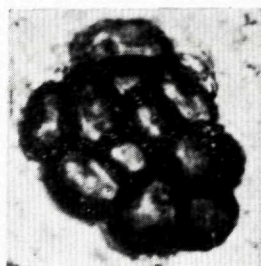
1



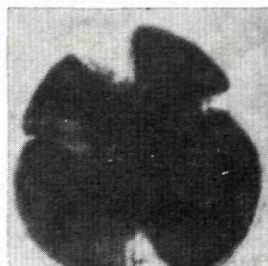
2



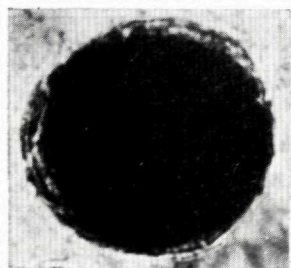
3



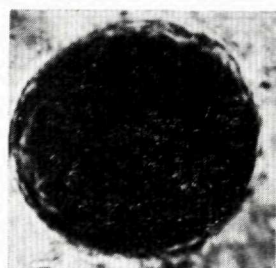
4



5



6



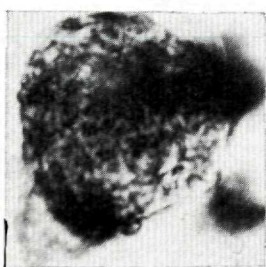
7



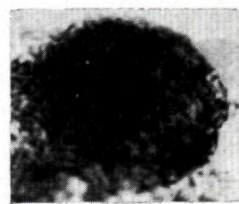
8



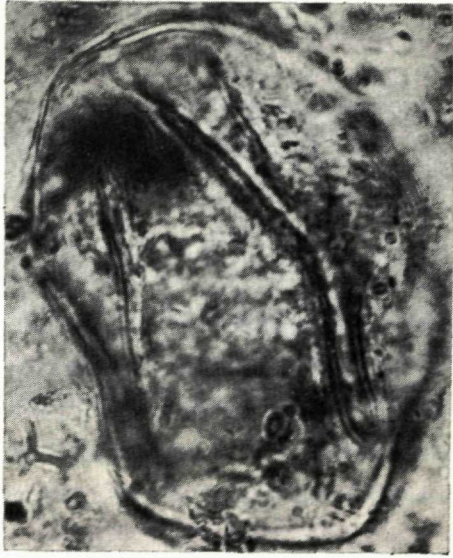
9



10



11



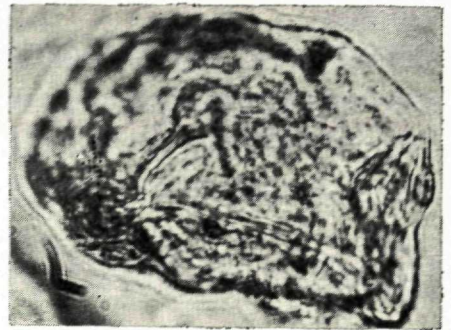
1



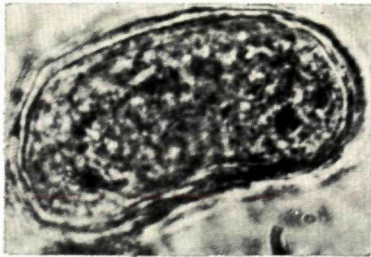
2



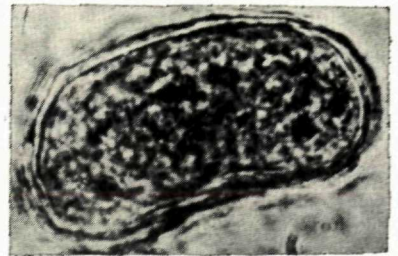
3



4



5



6



1



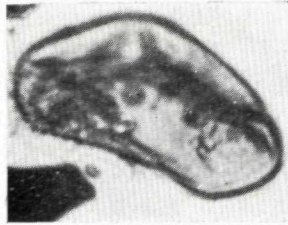
2



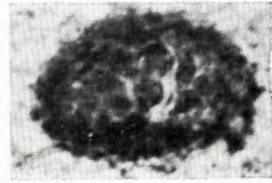
3



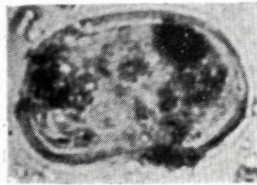
5



6



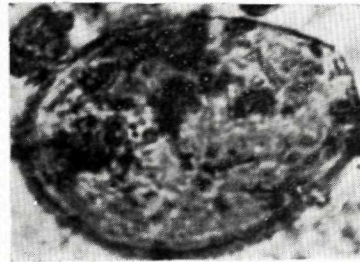
4



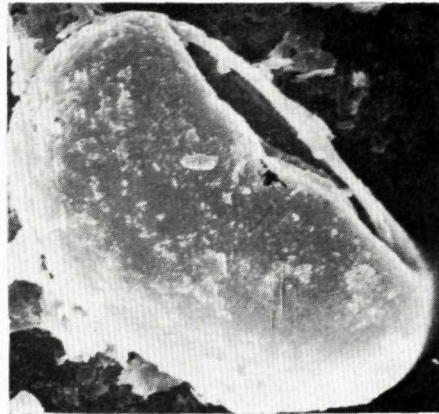
7



8



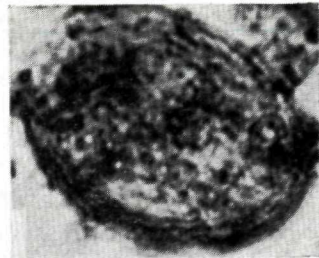
10



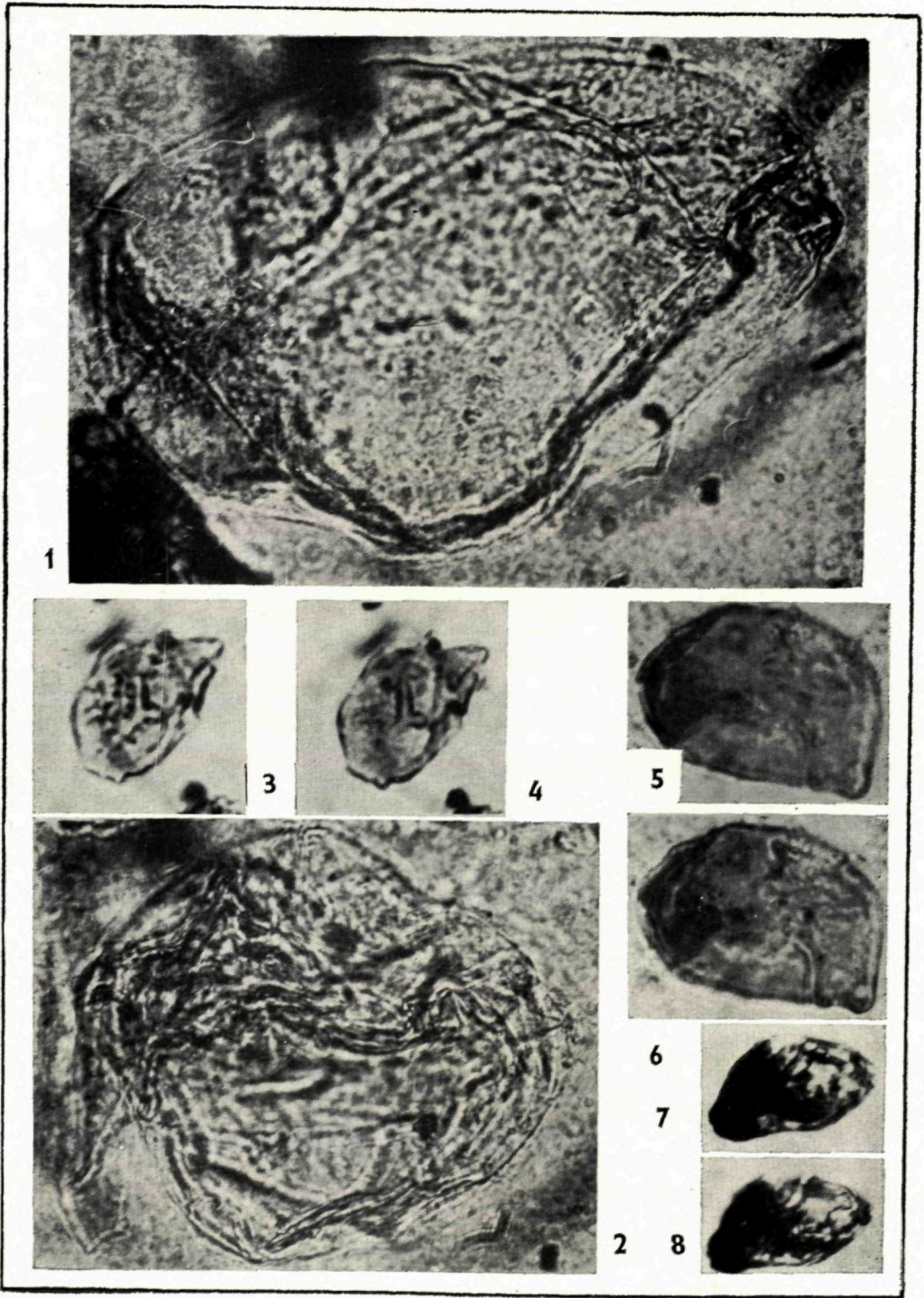
9



11



12





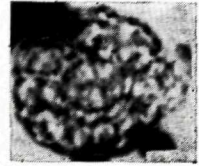
3



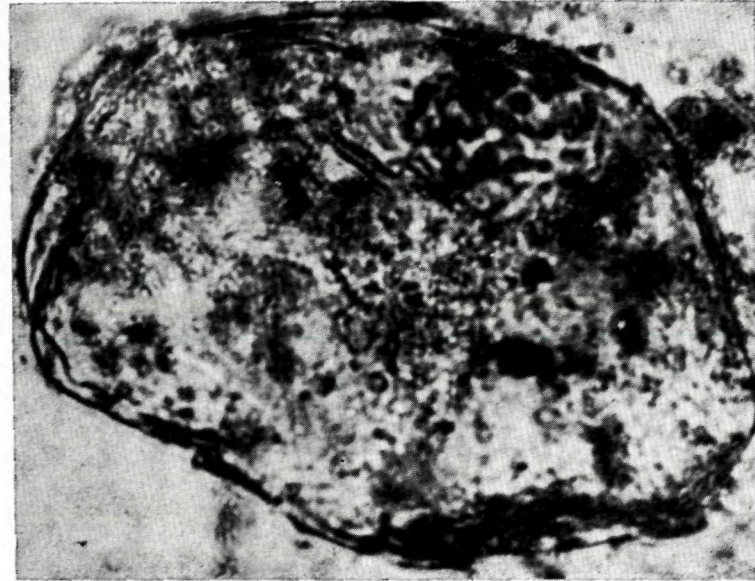
1



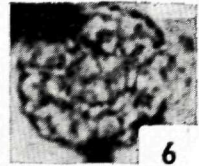
2



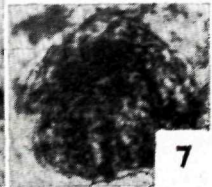
5



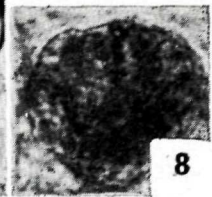
4



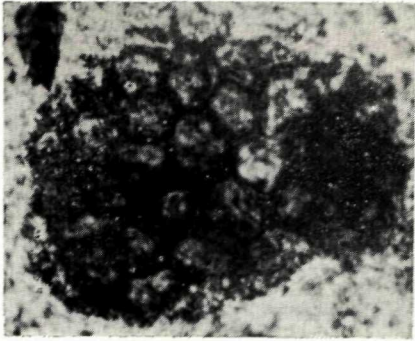
6



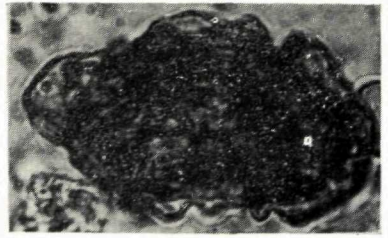
7



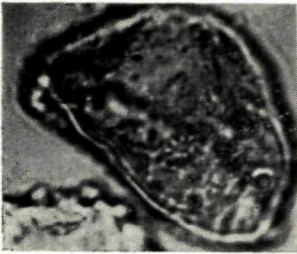
8



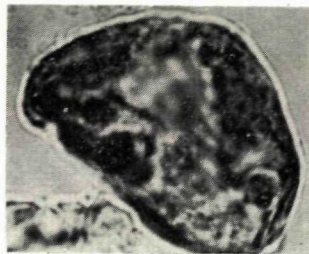
1



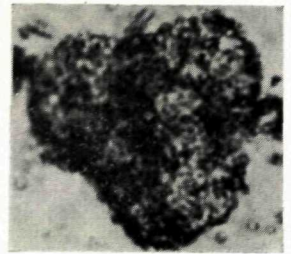
2



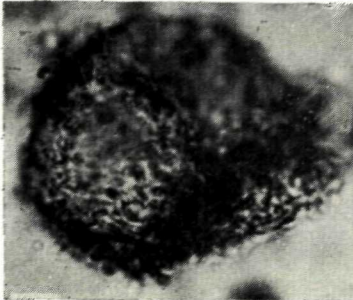
4



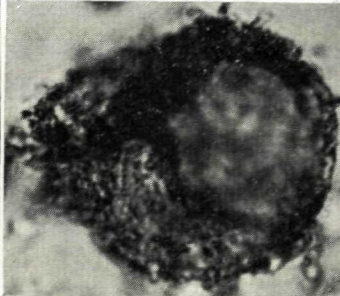
5



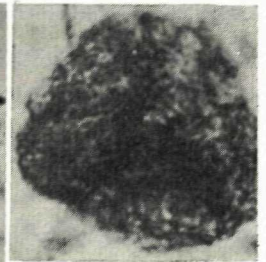
3



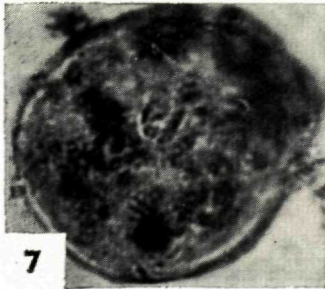
9



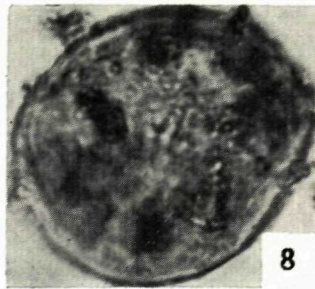
11



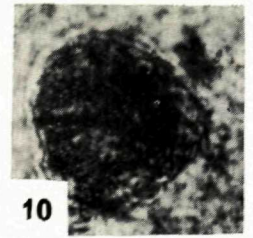
6



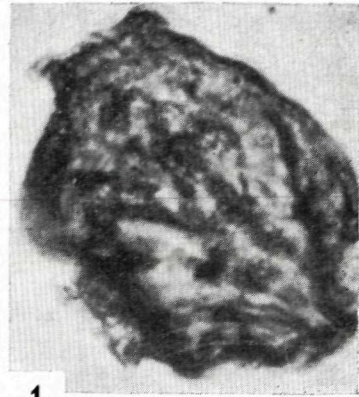
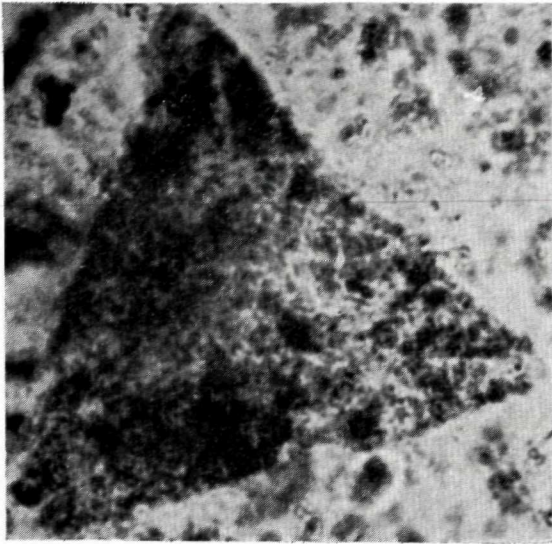
7



8



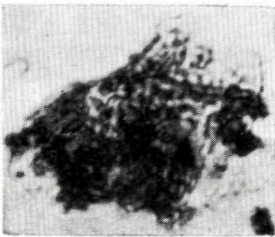
10



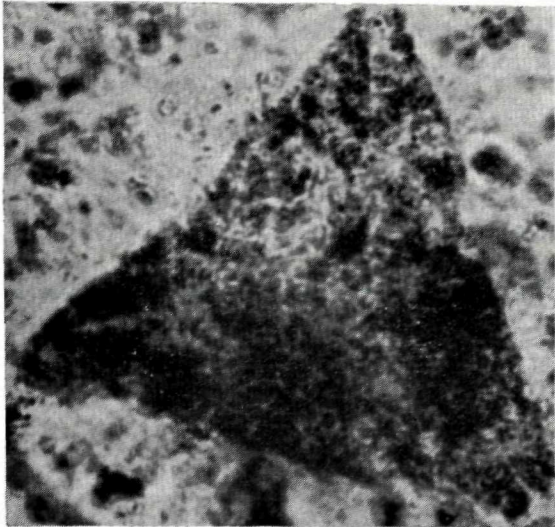
1



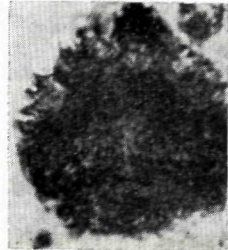
4



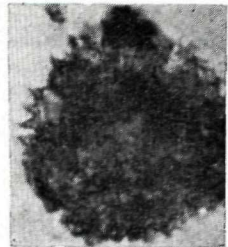
3



2

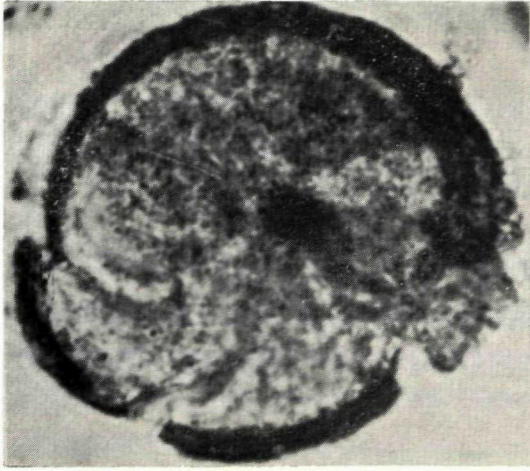


6

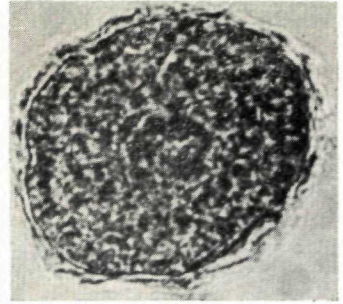


5

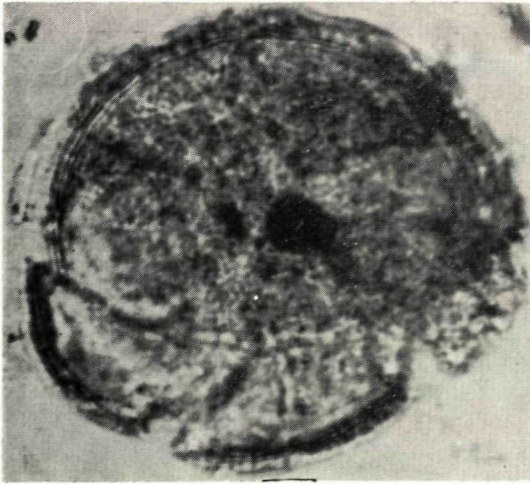
7



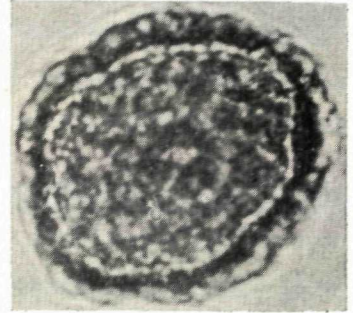
1



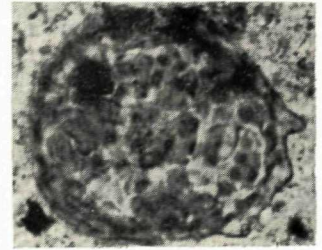
3



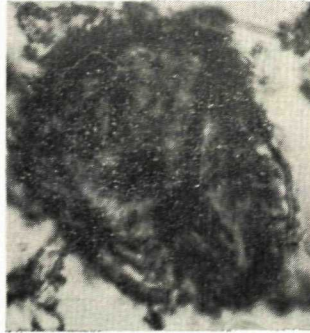
7



4



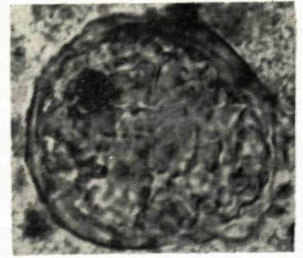
5



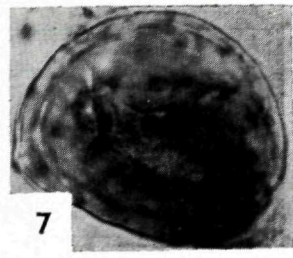
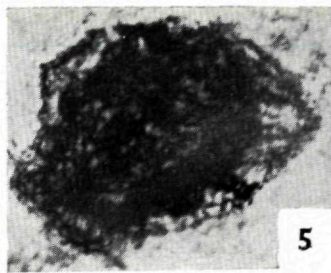
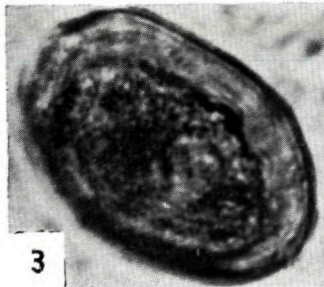
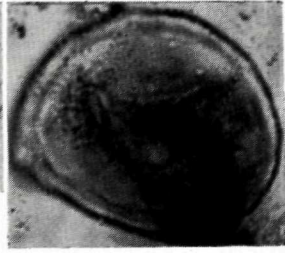
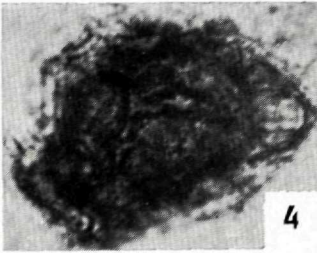
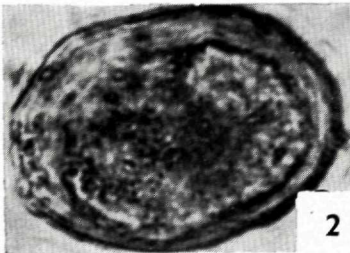
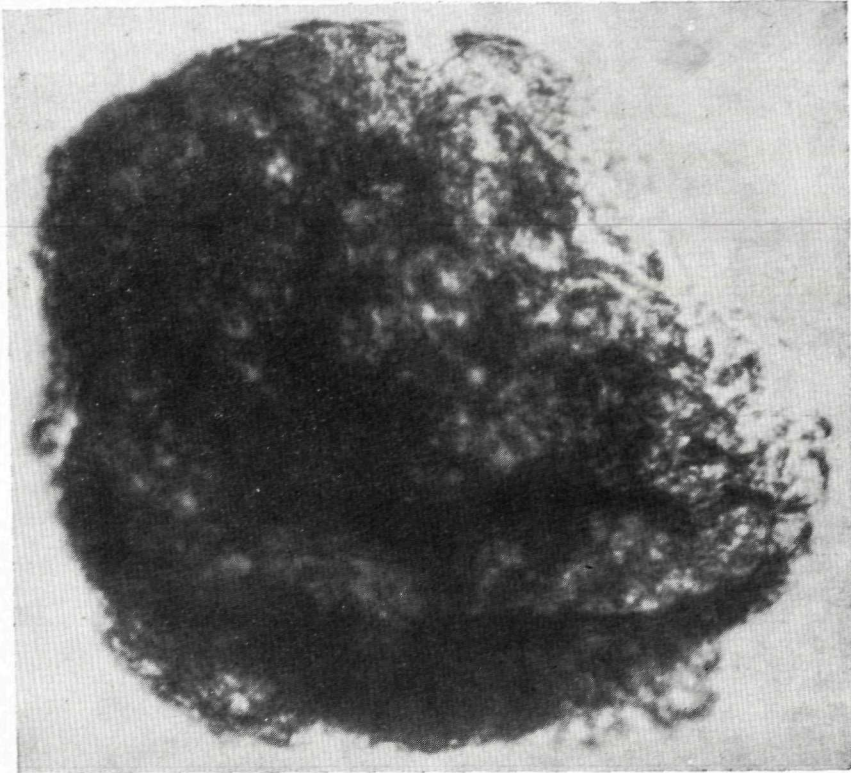
2

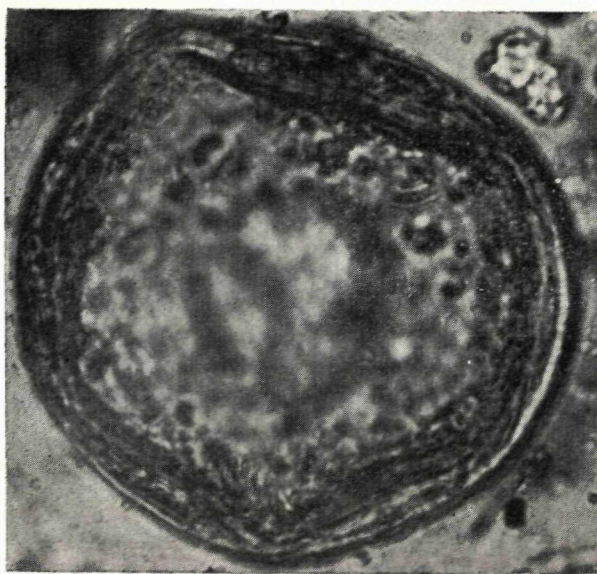
8

6

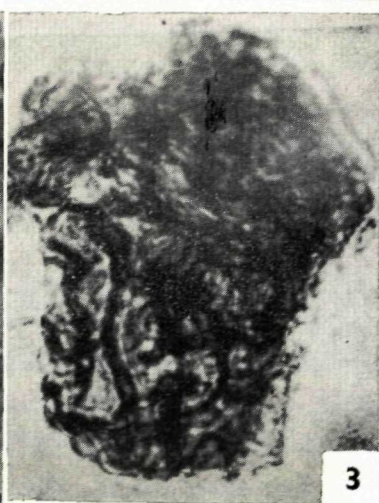




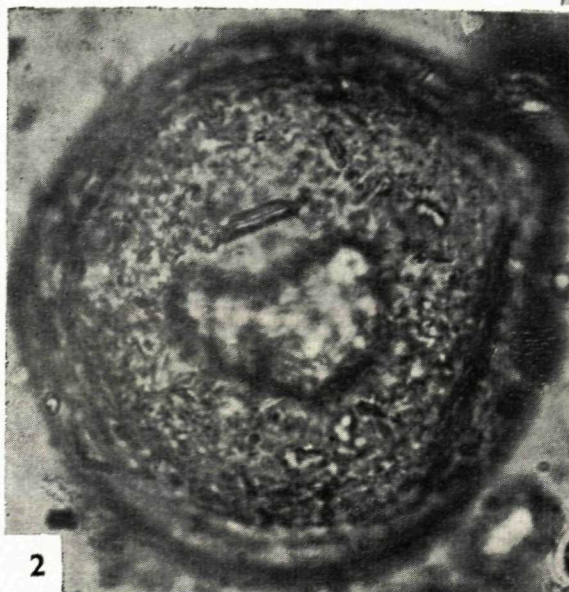




1



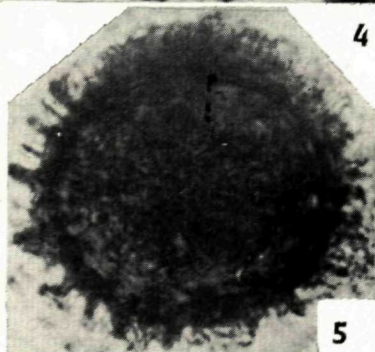
3



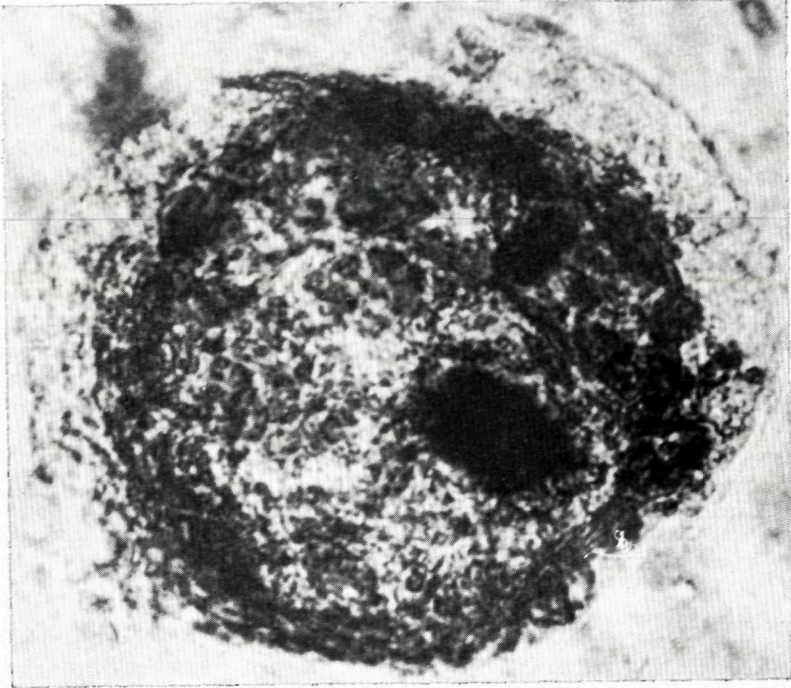
2



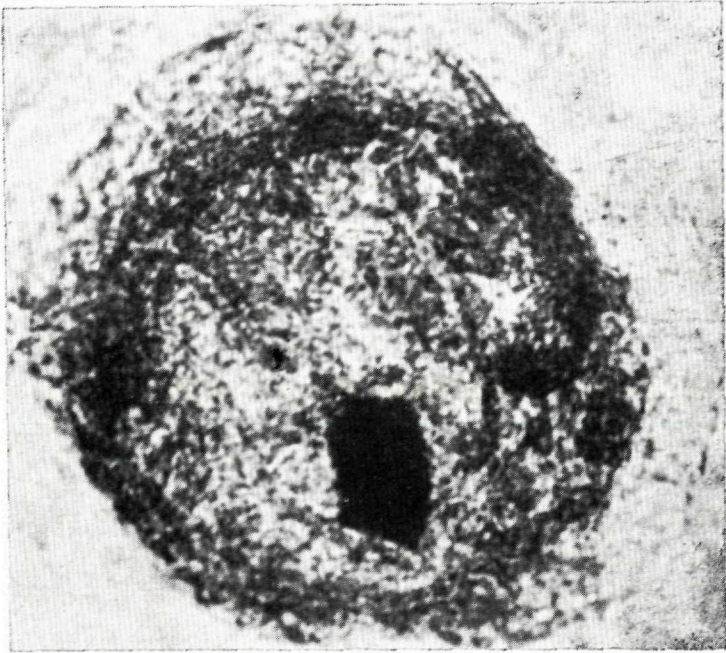
4



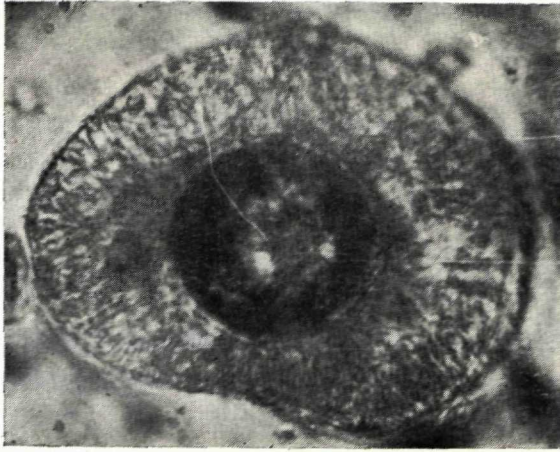
5



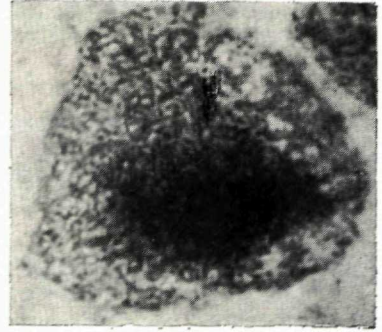
1



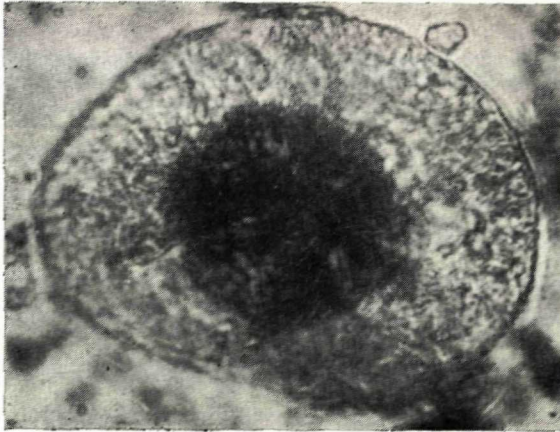
2



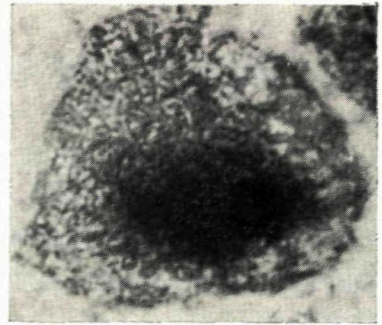
1



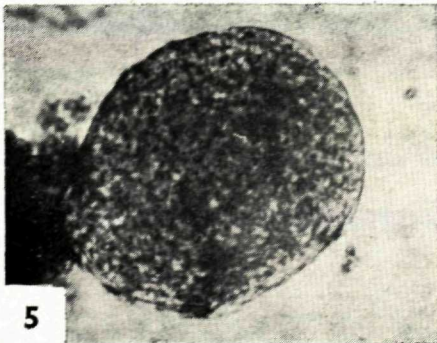
3



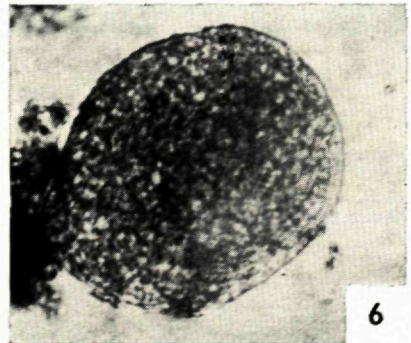
2



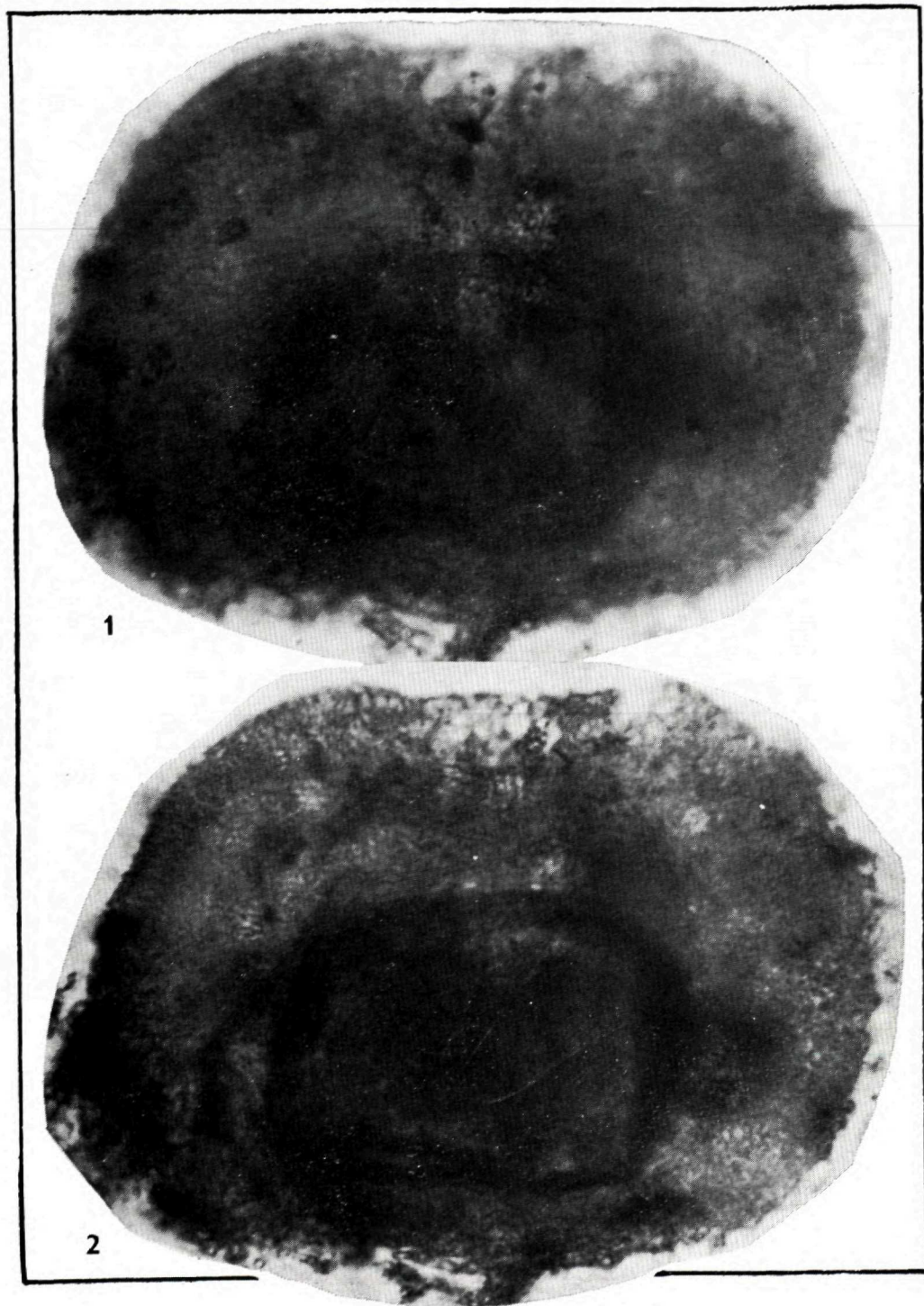
4

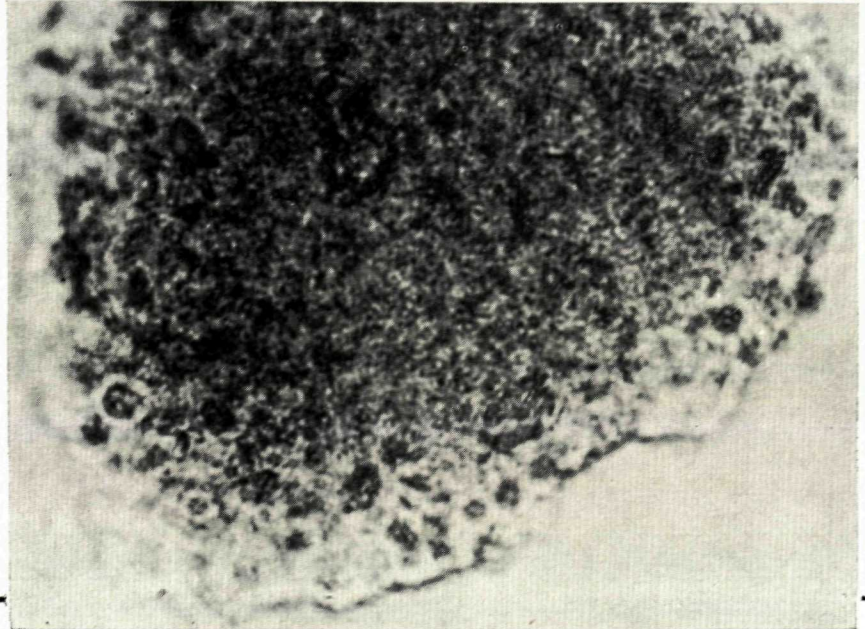
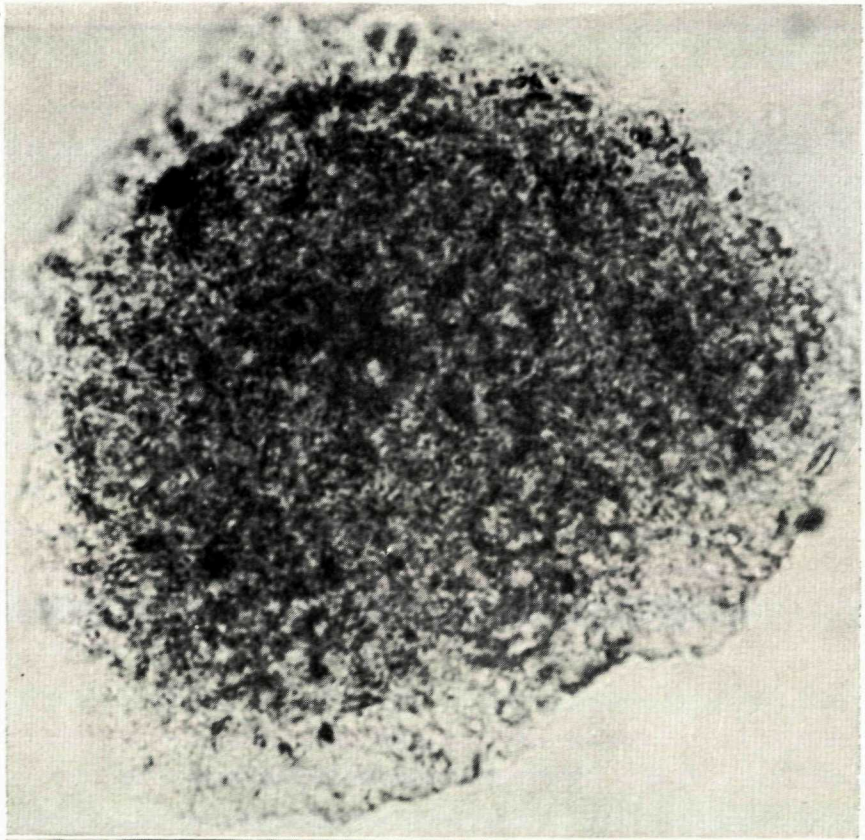


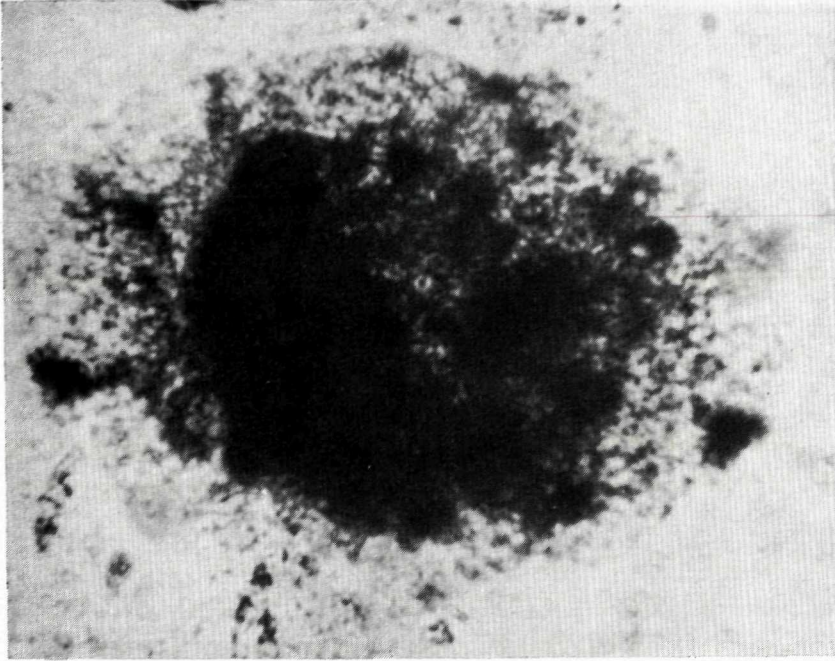
5



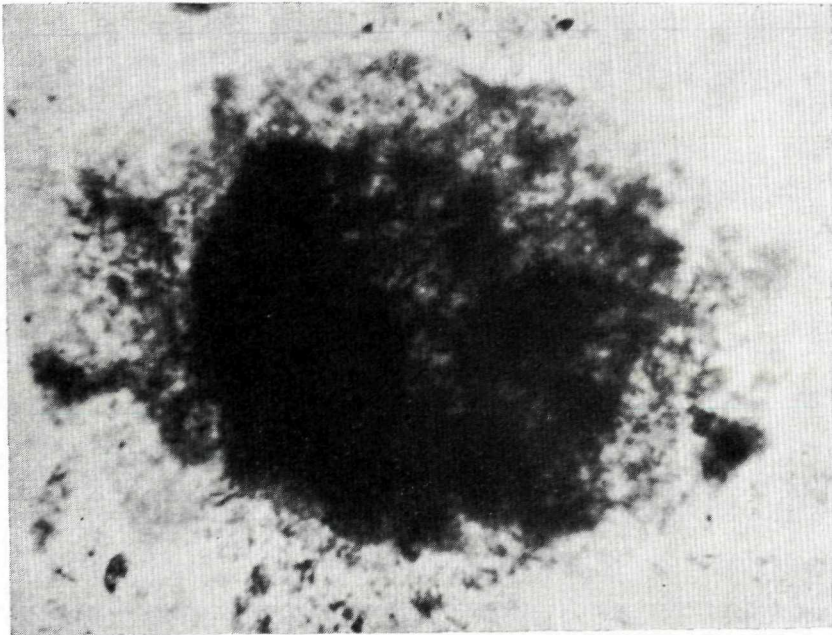
6



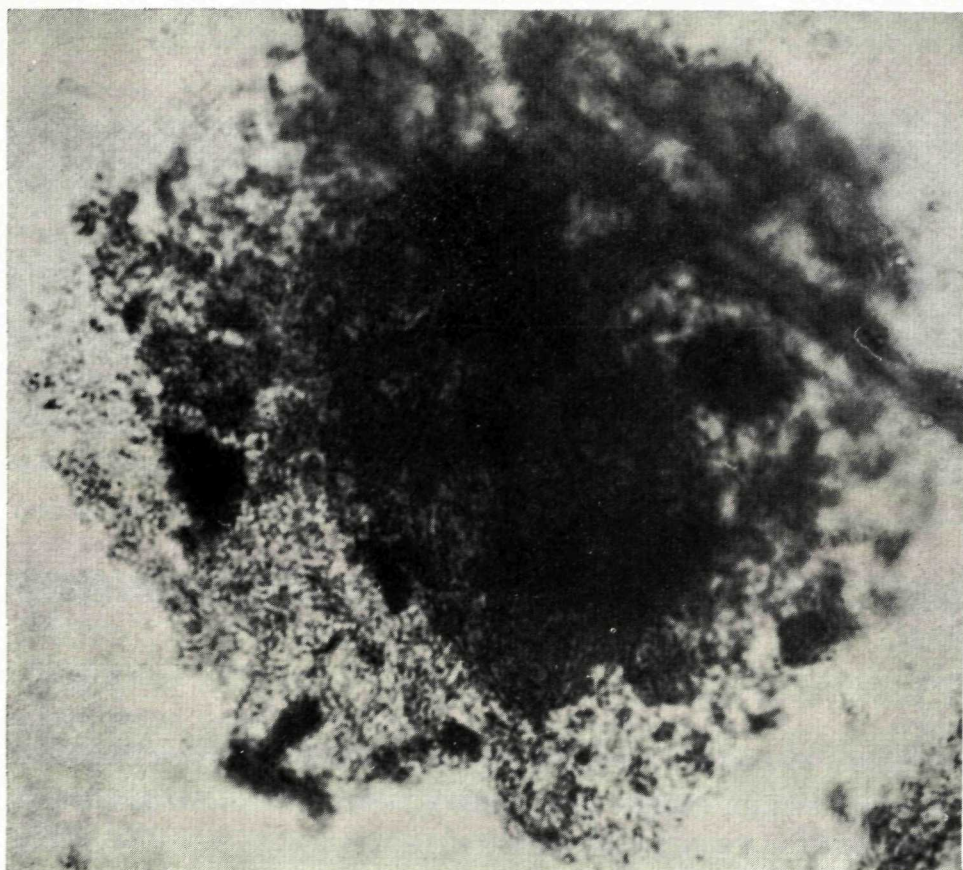




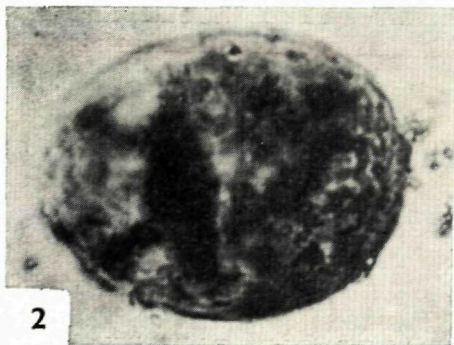
1



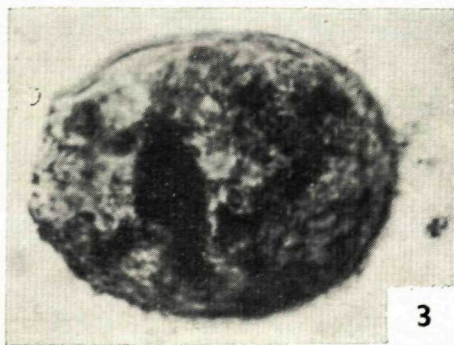
2



1

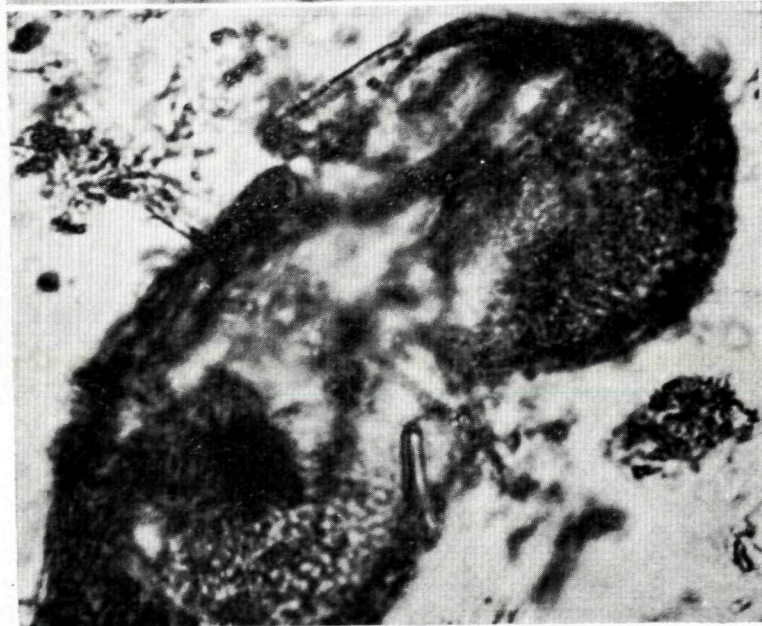


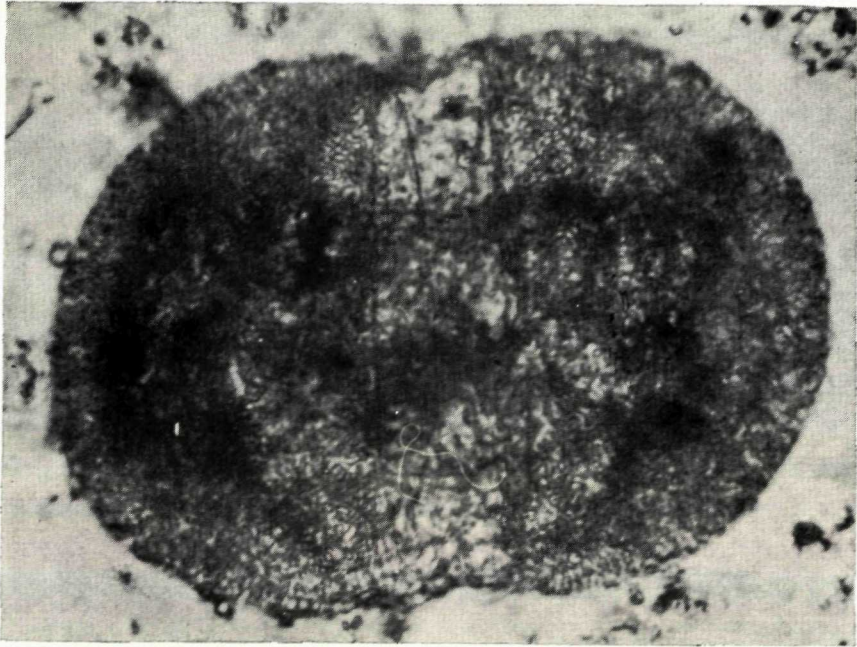
2



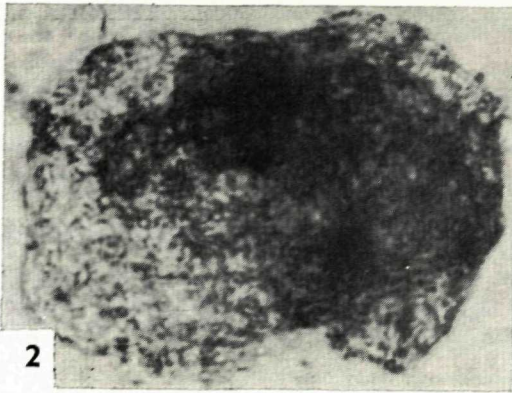
3



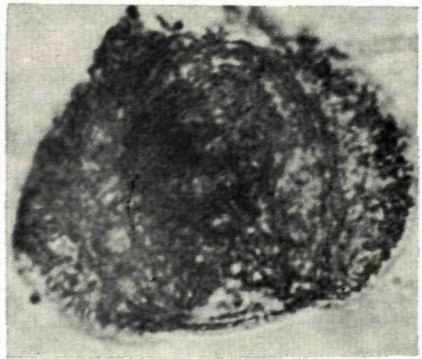




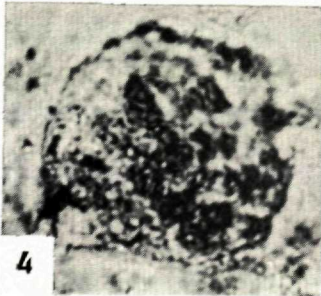
1



2



3



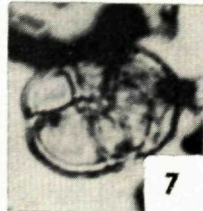
4



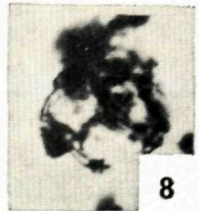
5



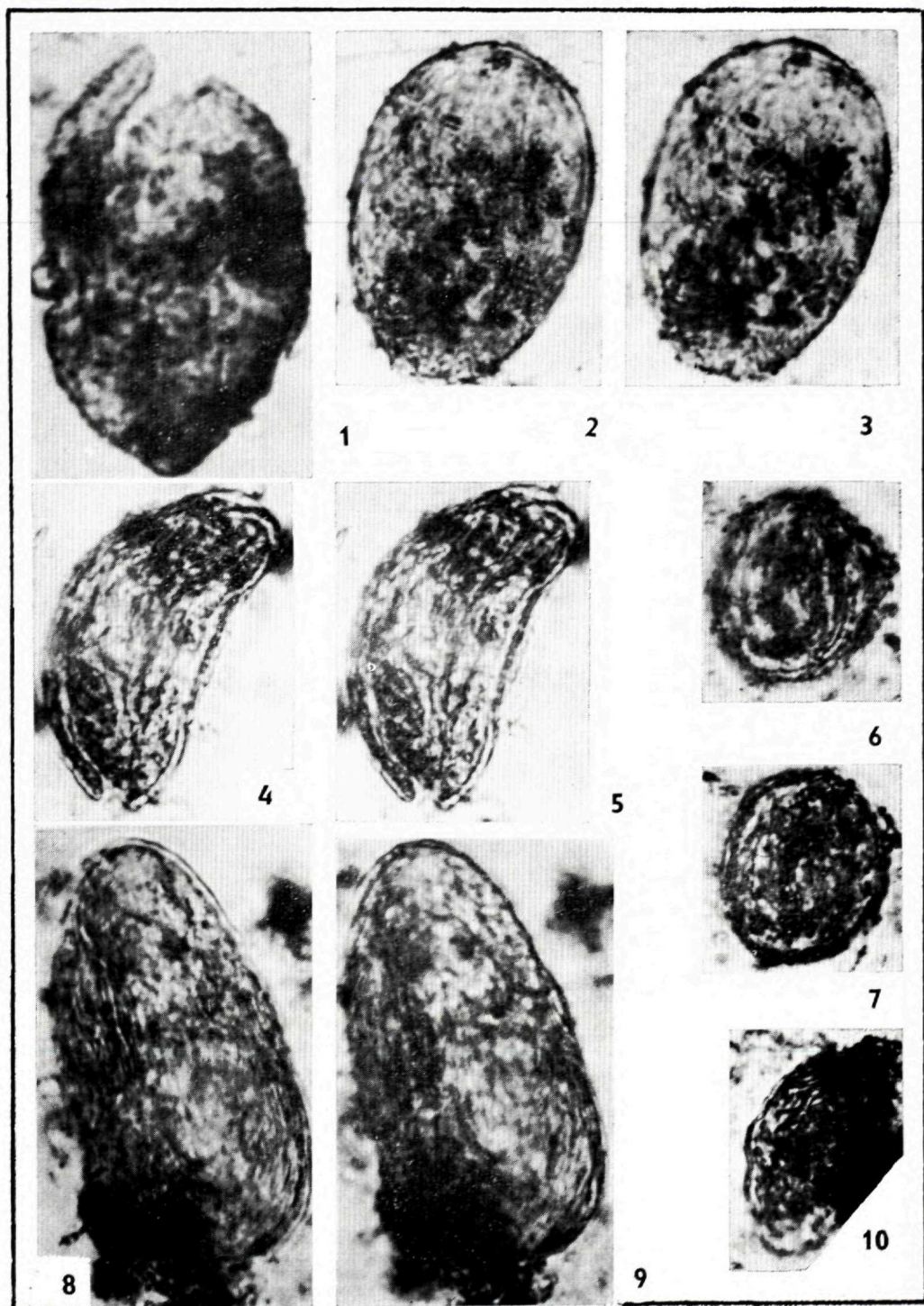
6

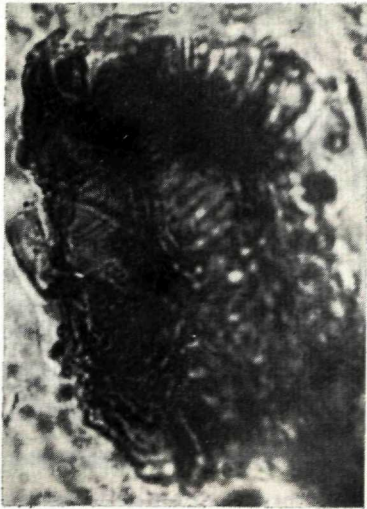


7



8

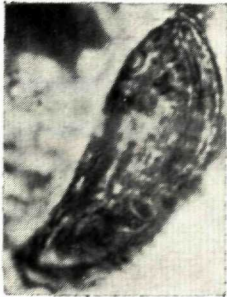




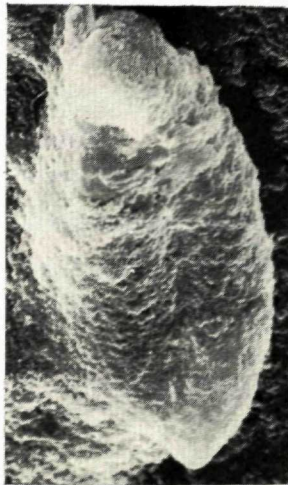
1



2



3



5



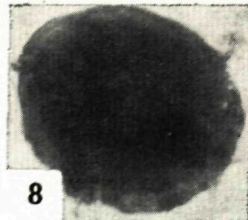
6



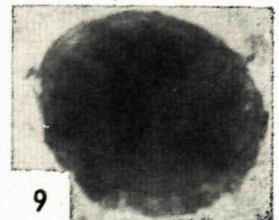
7



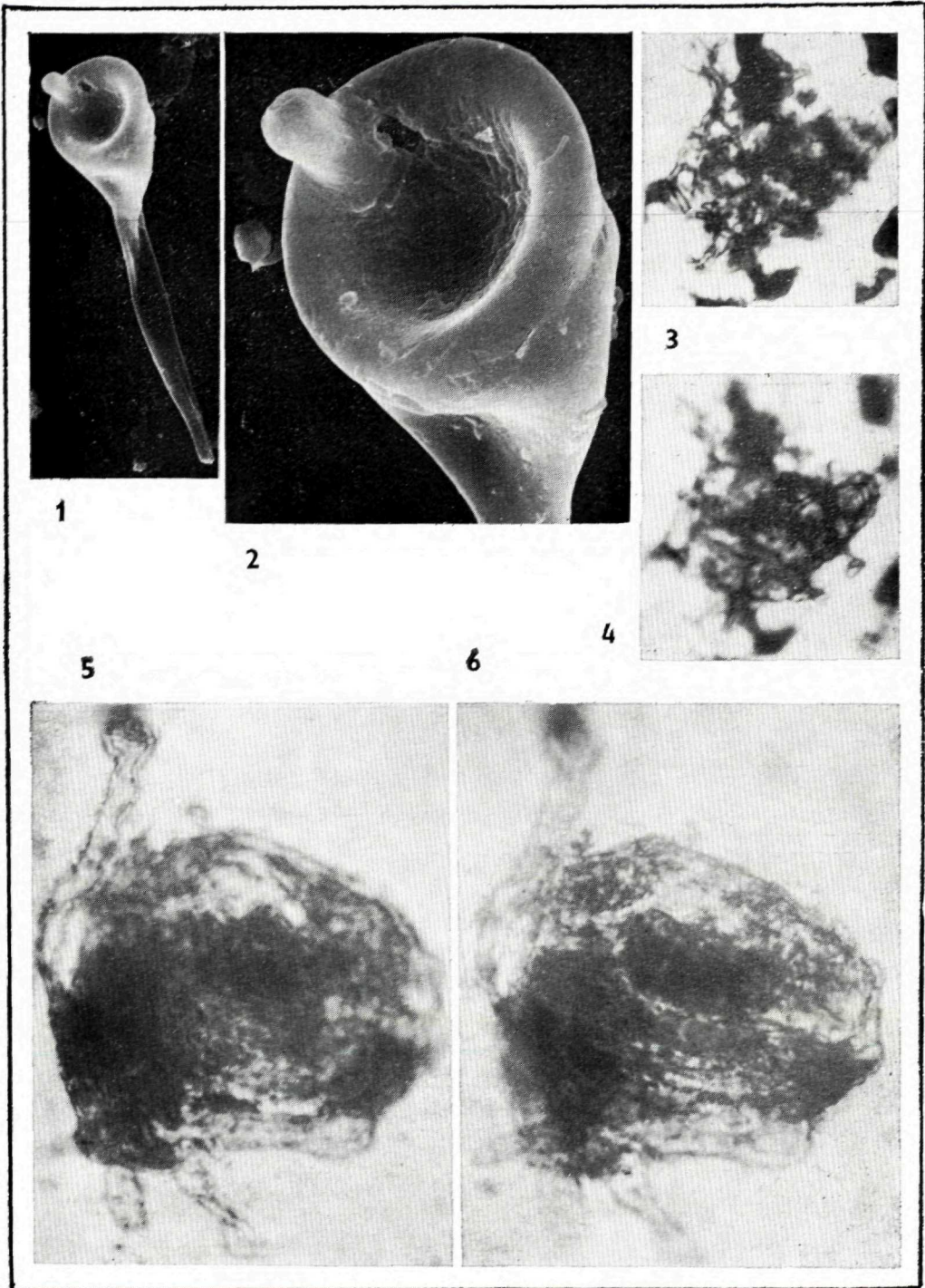
4

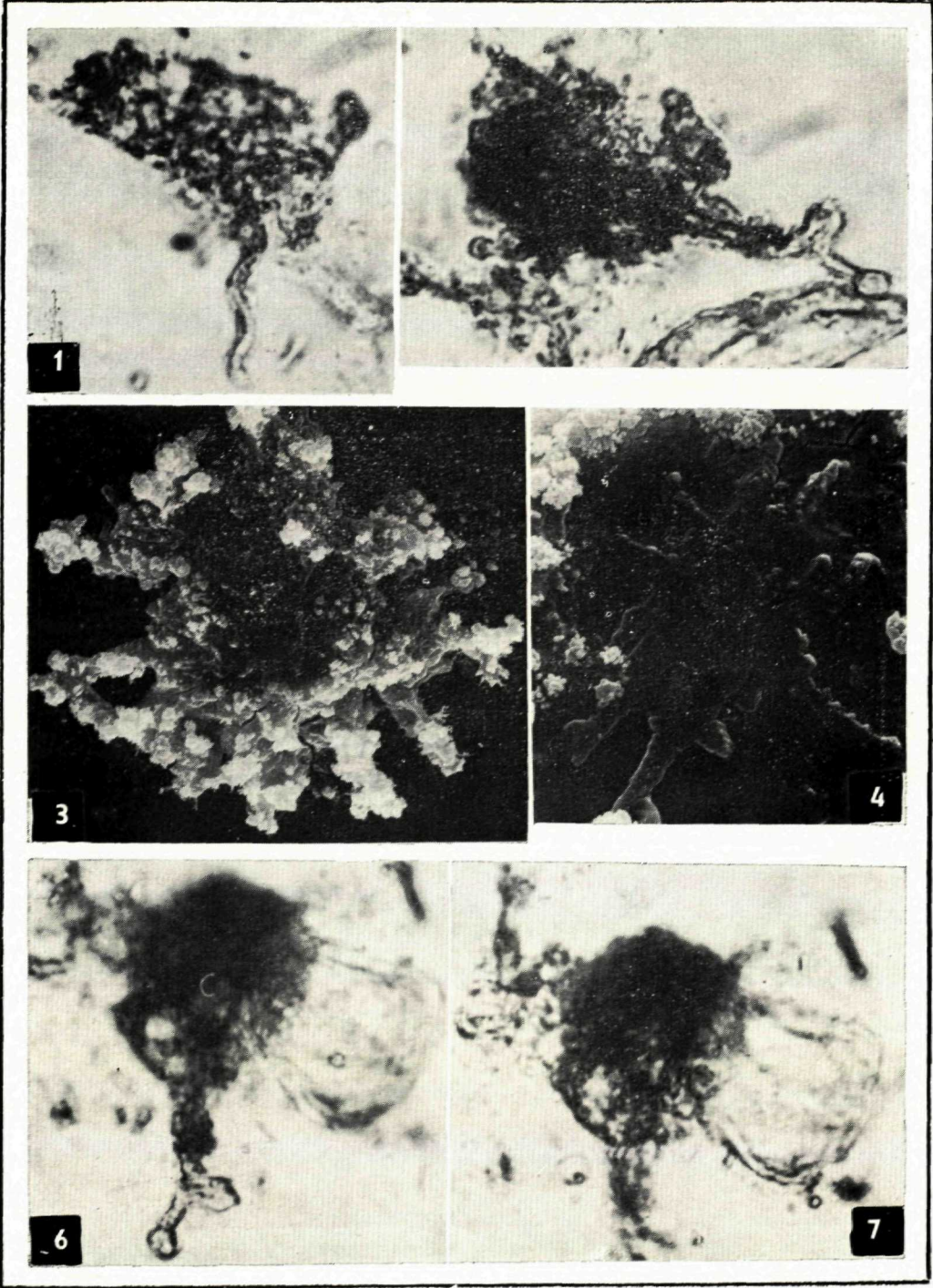


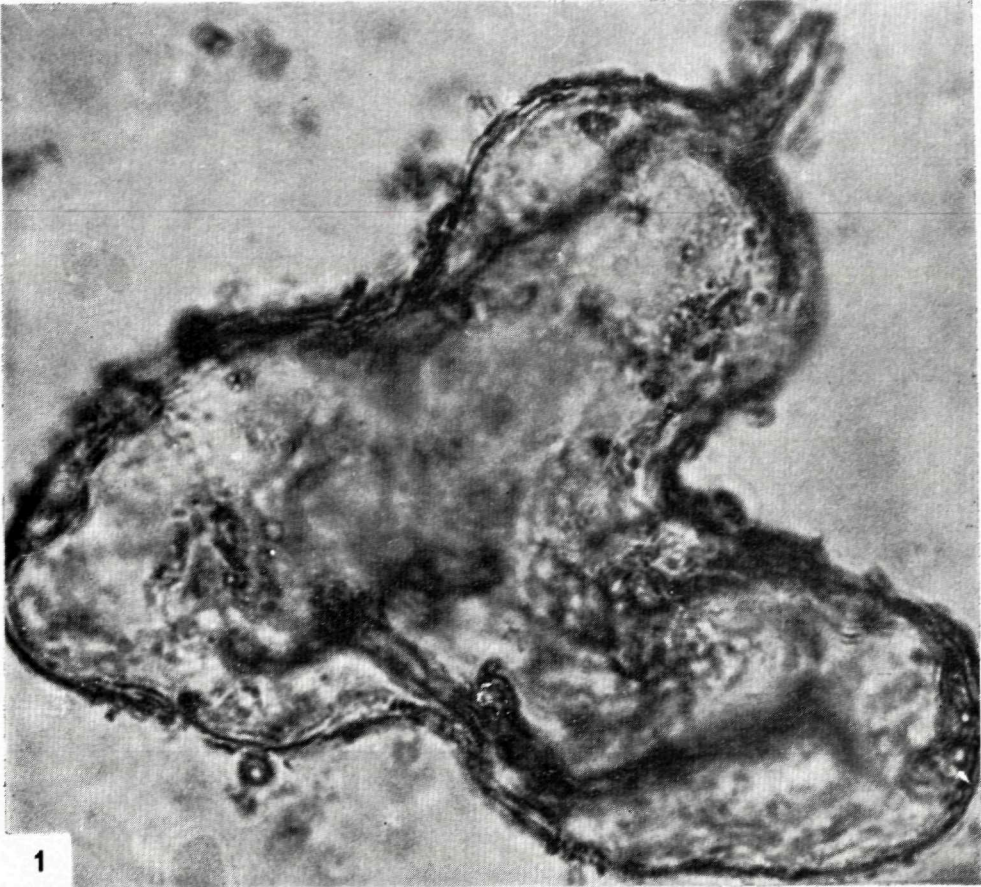
8



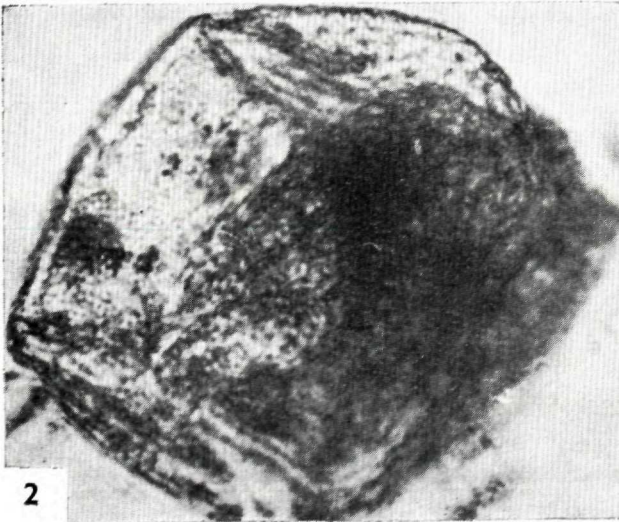
9



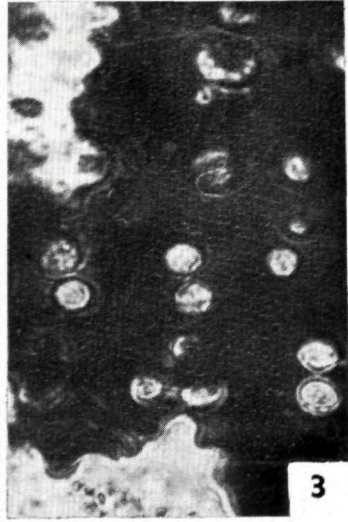




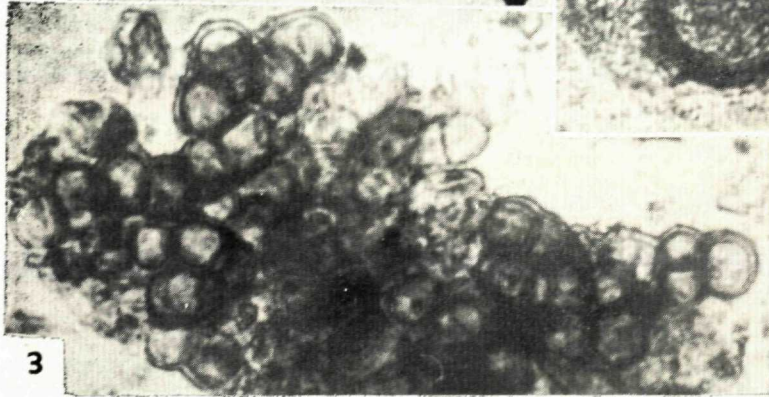
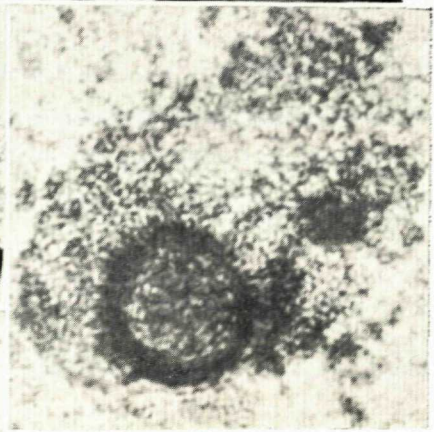
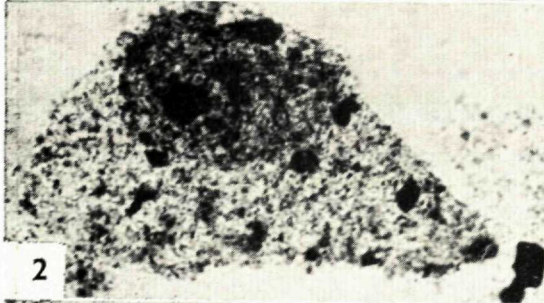
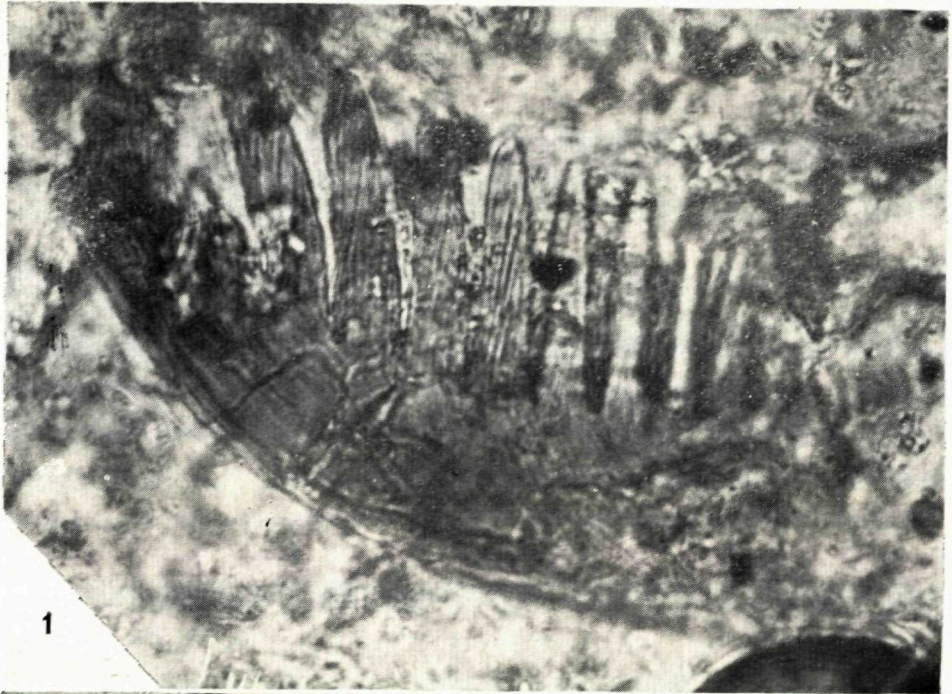
1



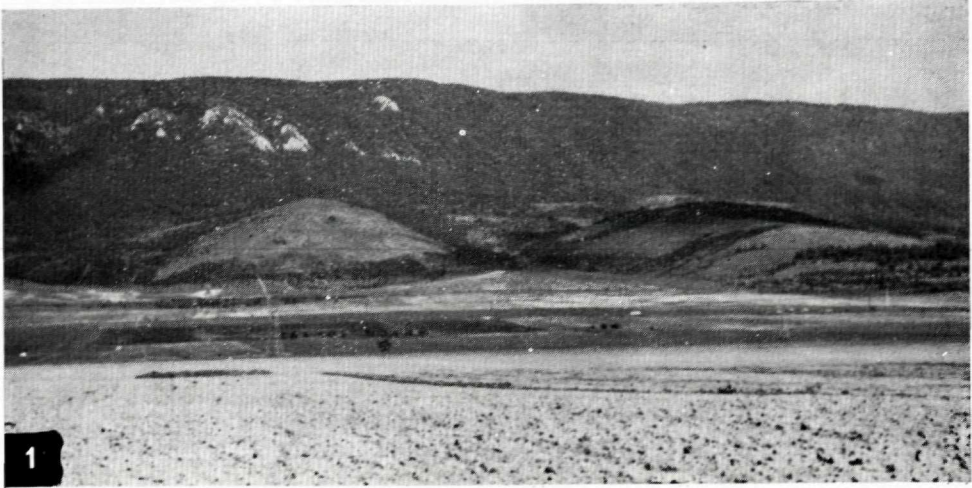
2



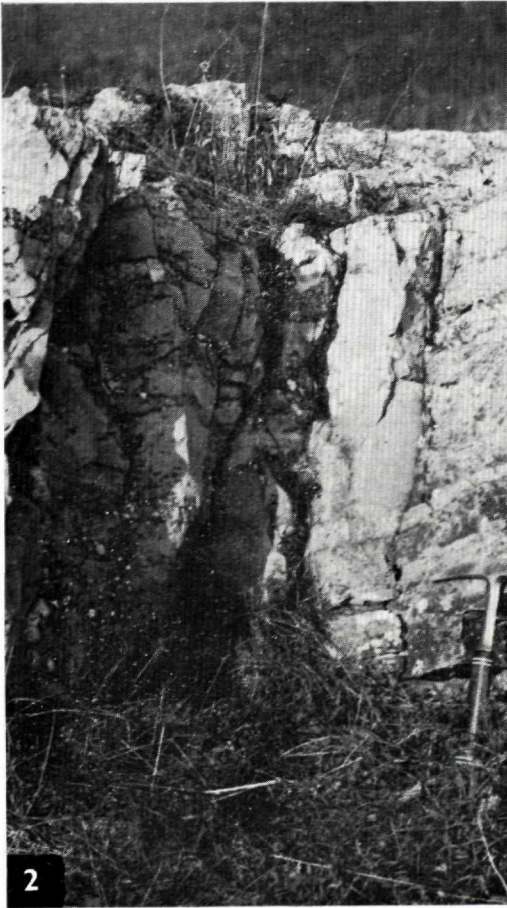
3



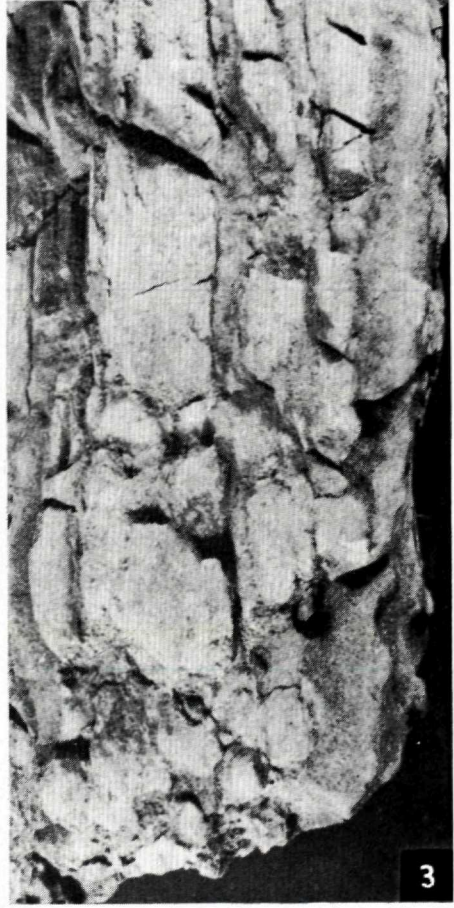




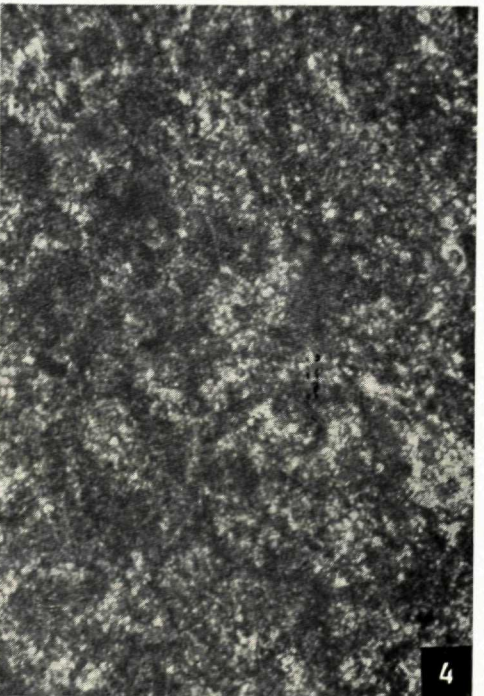
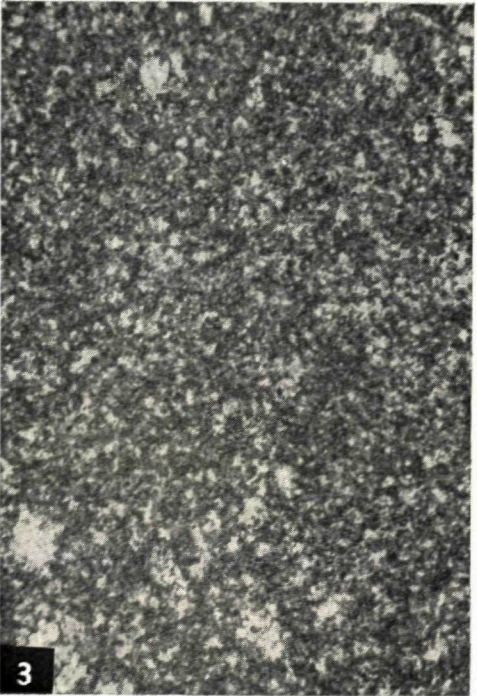
1

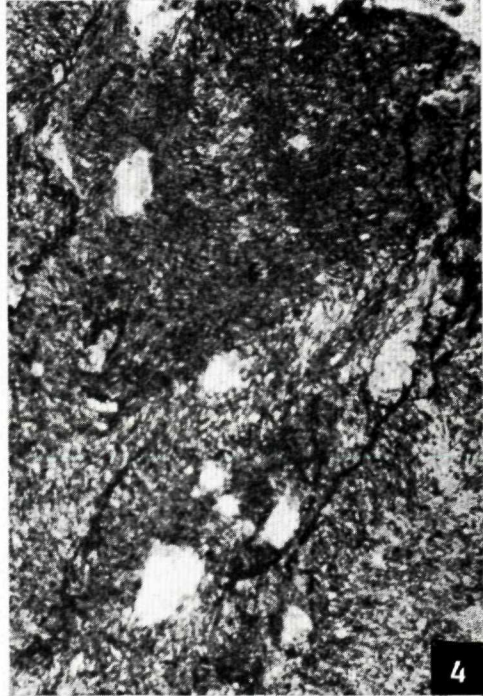
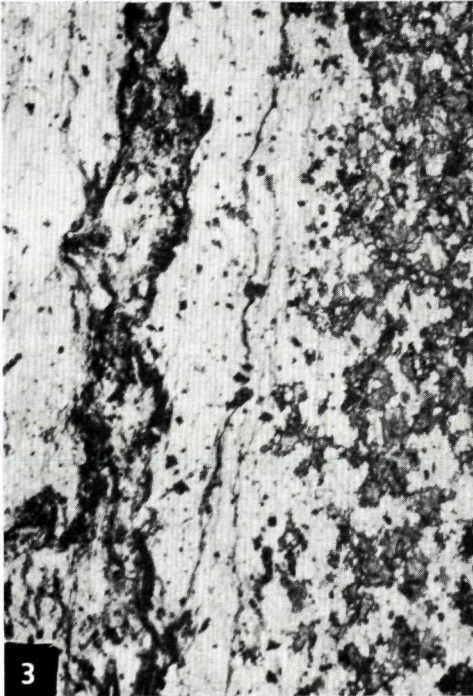
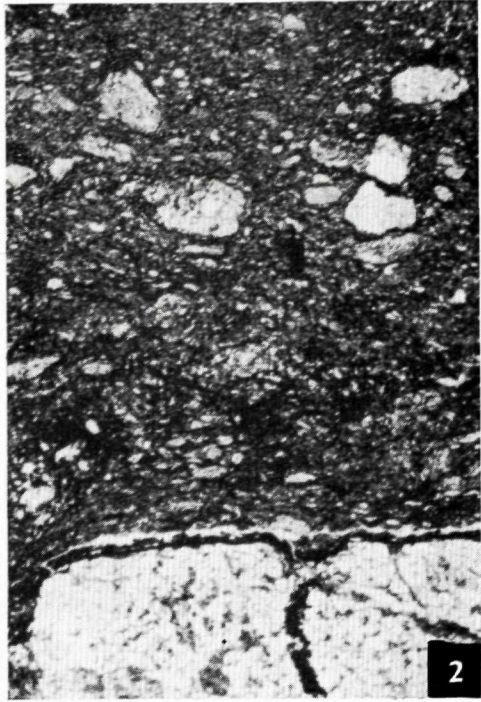
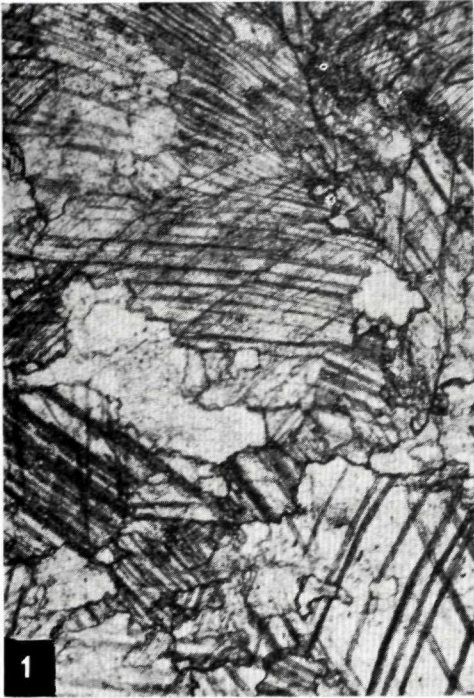


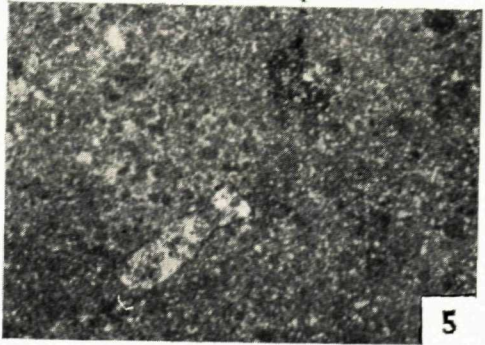
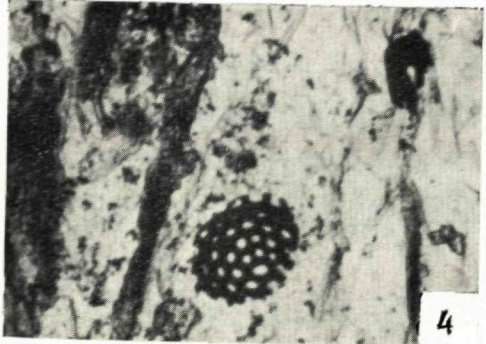
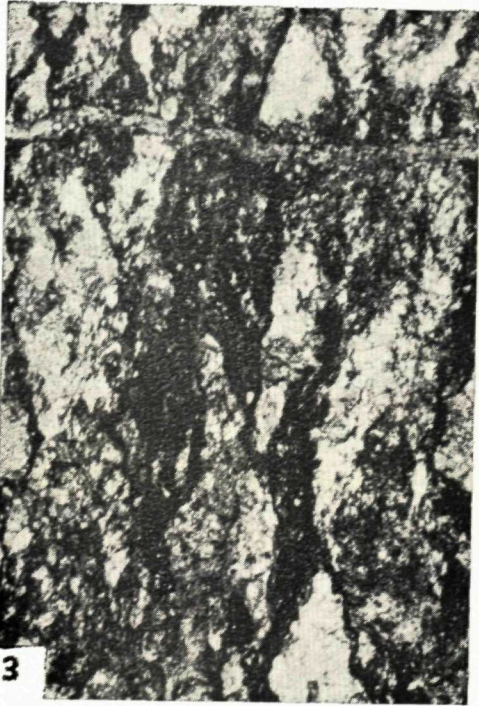
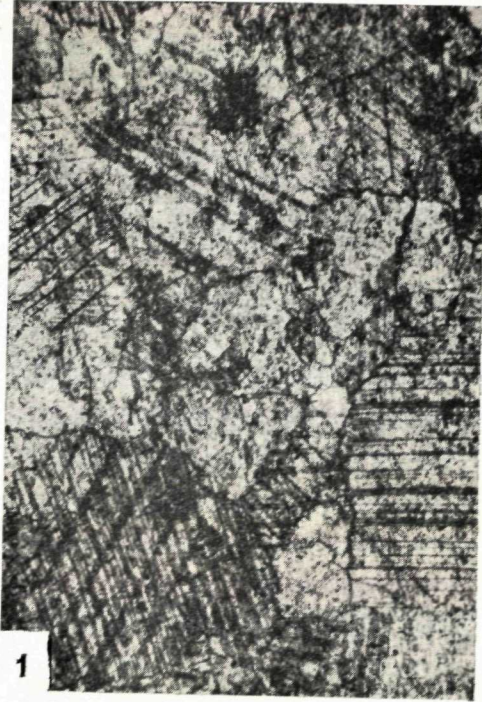
2

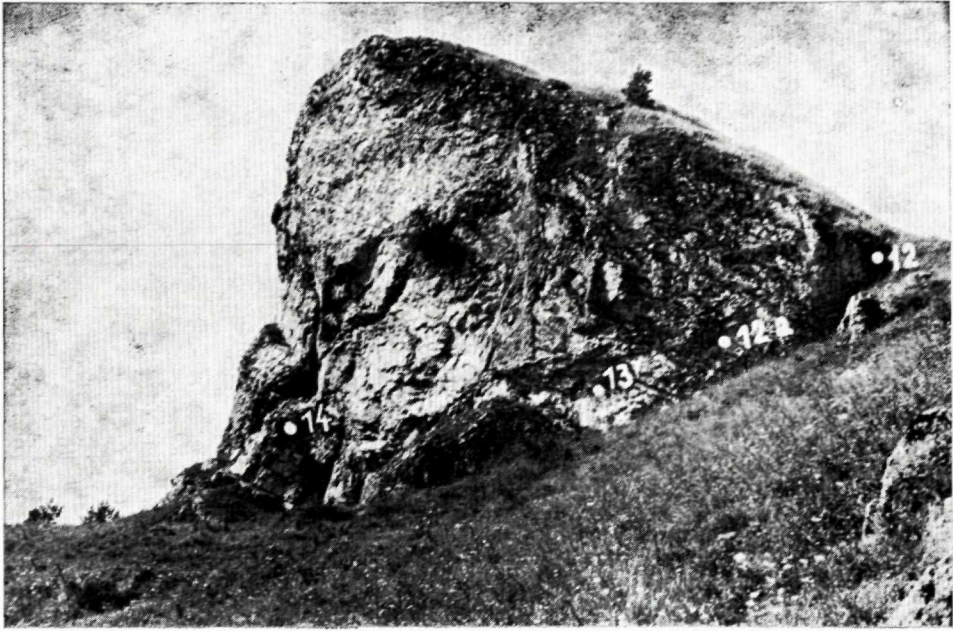


3

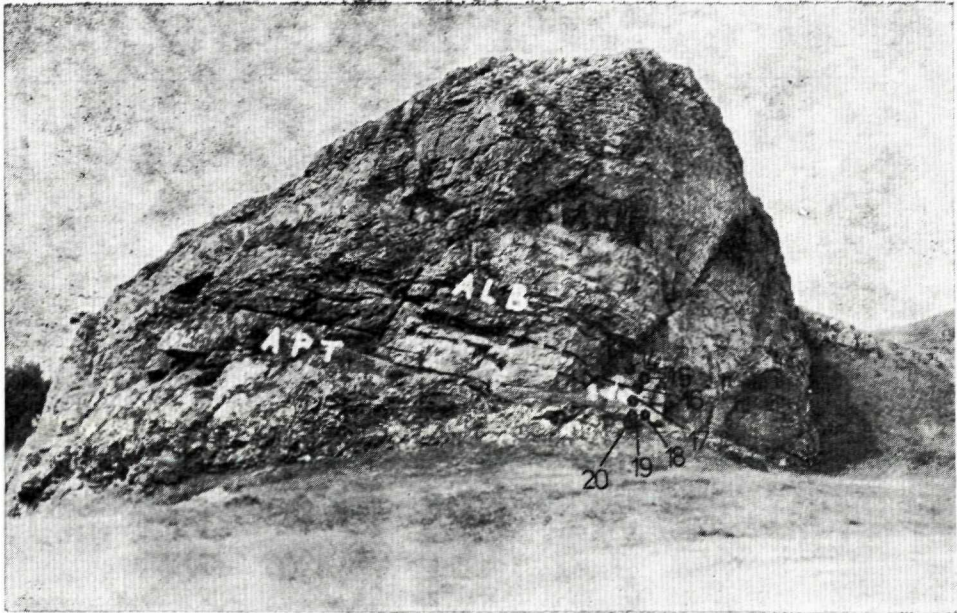








1



2



1



2



1



2

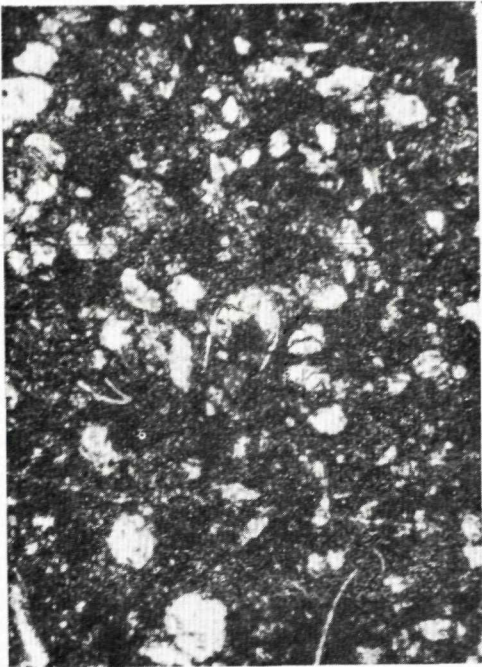


1

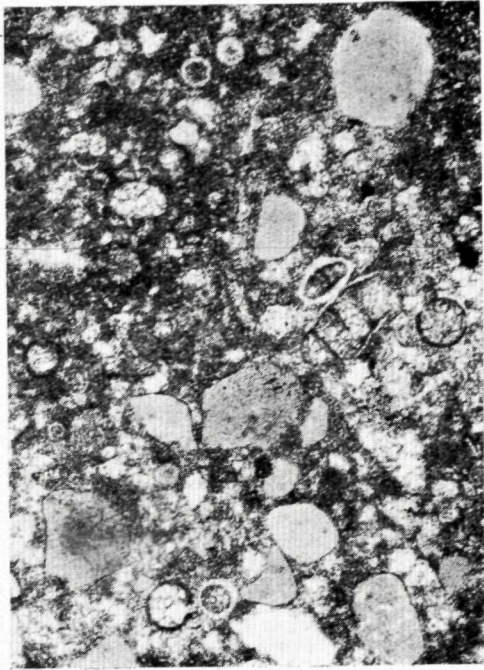


2

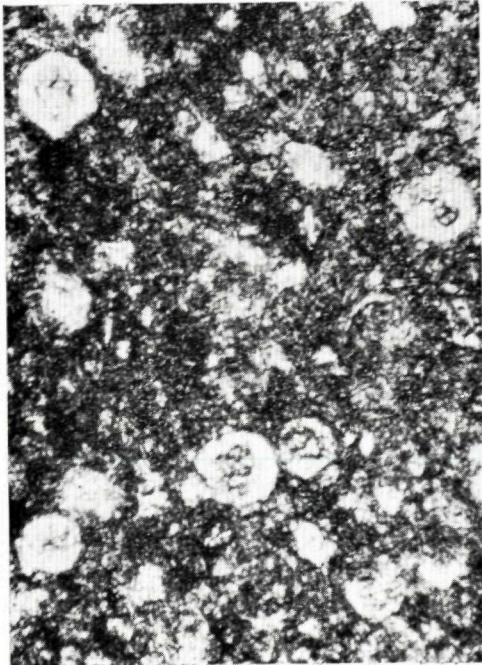




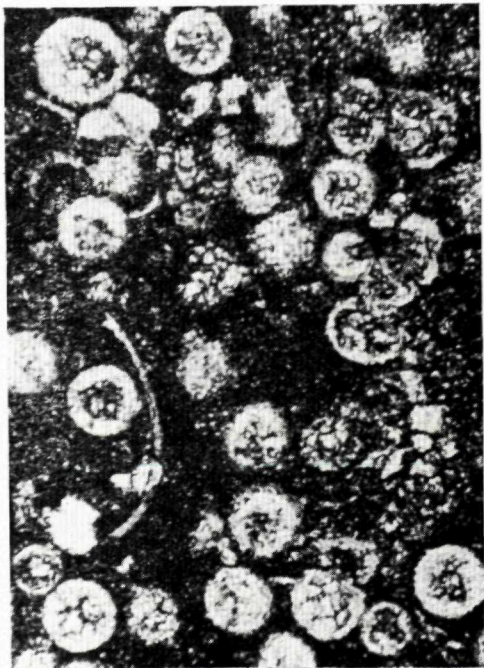
1



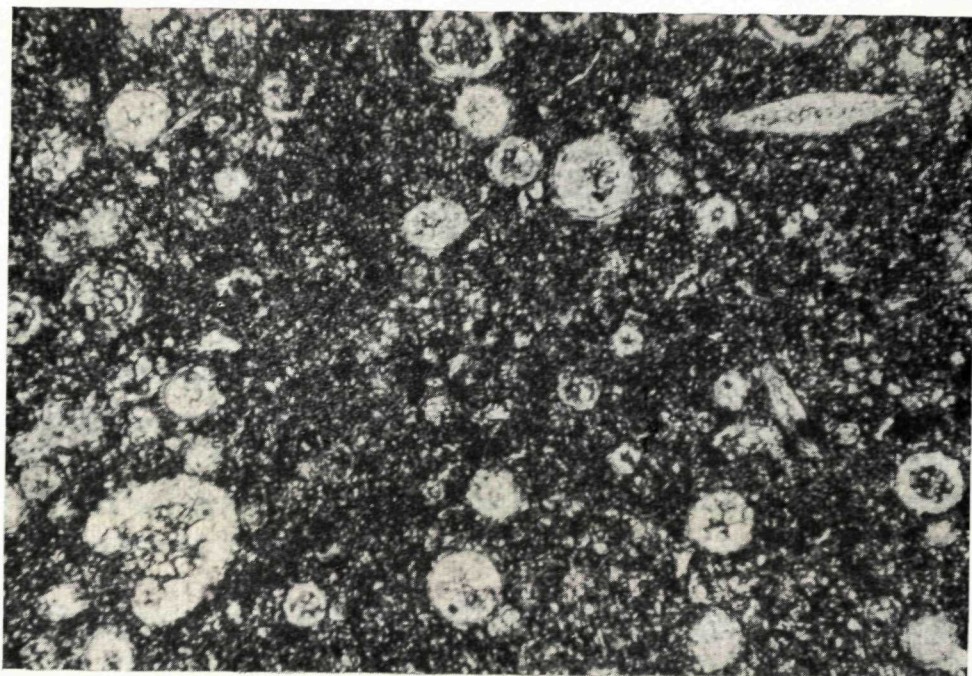
2



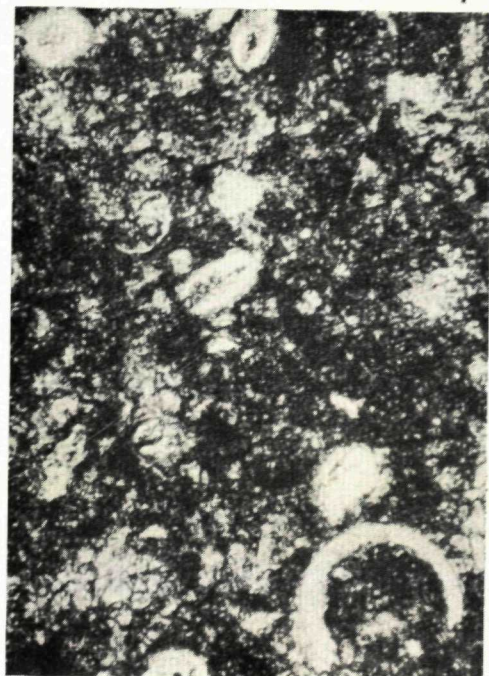
3



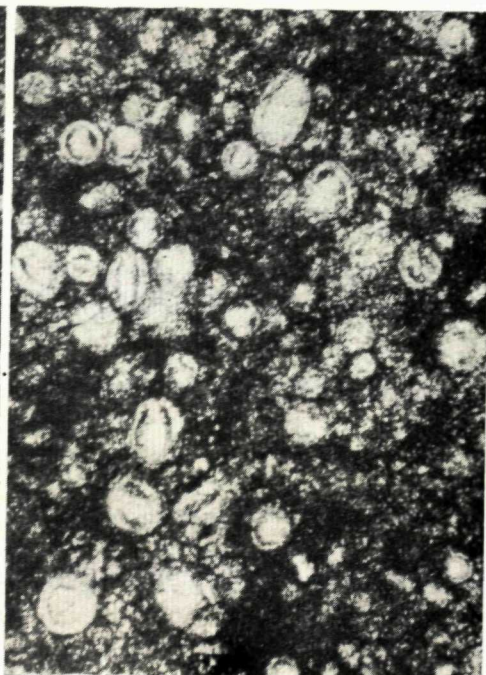
4



1



2



3

