Vyšli už prvé

VYSVETLIVKY ku generálnym geologickým mapám

list WIEN—BRATISLAVA
RIMAVSKÁ SOBOTA
NOVÉ ZÁMKY—ČALOVO
ŽILINA

Roku 1963 vyjdú:

list ČIERNA—TREBIŠOV
NITRA
VYSOKÉ TATRY
KOŠICE—ZBOROV
TRSTENÁ
SPIŠSKÁ STARÁ VES
ZVOLEN

Jednotlivé listy i celú edíciu máp i Vysvetliviek z celého územia Slovenska, prípadne celej ČSSR možno objednať v predajniach Slovenskej knihy, alebo priamo v GEOFONDE — redakcia, Bratislava, Mlynská dolina 1, tel. 442-12, 13.

Cena brož. Kčs 19,—

GEOLOGICKÉ PRÁCE — ZPRÁVY 27

Geologické práce

1B19e

ZPRÁVY 27

GEOFOND REDAKCIA BRATISLAVA

1B 19e
Zpr. 24 Geo

GEOLOGICKÉ PRÁCE

GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Hlavný redaktor člen-korešpondent ČSAV D. Sc. Michal Maheľ
Redakčná rada: inž. Ján Burian, inž. Ivan Čillík, dr. Oto Fusán, dr. inž. Ján Kantor, doc dr. Miroslav Kuthan, doc. dr. Jozef Švagrovský, dr. Ján Seneš, dr. Imrich Vaškovský

Dosiaľ vydané zošity geologických prác

Do 12. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1.

Zošit 13. Andrusov: Geol. výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
„ 14. Maheľ: Geológia časti Strážovskej hornatiny.
„ 15. Lukniš: Poznámka ku geomorfológii beckovskej Brány a priľahlých území.
„ 16. Katyk—Kuthan: Výročné zprávy ŠGÚ v Bratislave za r. 1941, 1944, 1945.
„ 17. Sborník pri príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
„ 18. Maheľ: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
„ 19. Katyk: Stavebné hmoty, list Piešťany.
„ 20. Andrusov: Zpráva o výskume nerastných surovín na Slovensku.
„ 21. Katyk: Stavebné hmoty, list Senec.
„ 22. Katyk: Stavebné hmoty, list Trnava.
„ 23. Seneš: Geologické štúdie terciéru juž. Slovenska.
„ 24. Aloiteau: Korály eocénu od Bojnických kúpeľov.
„ 25. Andrusov. Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky.
„ 26. Zorkovský: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
„ 27. Maheľ: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
„ 28. Kolbenhyer: O prácach s Nörgaardovým gravimetrom TNK 379.
„ 29.—38. Rozobrané.
„ 39. Ončáková: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. — Šalát: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín oblasti Hodruša—Vyhne.
„ 40. Seneš: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov vých. Slovenska na základe makrofauny.
„ 41. Kamenický J.—Kamenický L.: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. — Kantor: Diabázy juhoslovenského mezozoika. — Krystek: Alkalické vyvřeliny na jihovýchodní Moravě.
„ 42. Koděra: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v B. Štiavnici. — Cambel—Valach: — Granitoidné horniny v M. Karpatoch.
„ 43. Buday—Cicha: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. — Mišík: I. Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum. — II. Sedimentárno-petrografické štúdium Poltárskej formácie. — Juránek: Příspěvek k hydrogeochemii vnitrokarpatského paleogénu magurského a vnějšího flyšového pásma na území sv. Slovenska.
„ 44. Matula: Prehľad úloh inžiniersko-geologického prieskumu.
„ 45. Kamenický J.: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria — Kamenický L.—Marková M.: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. — Ivanov M.—Kamenický L.: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika M. Fatry. — Ivanov: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001016889

Zošit 46. Sborník X. jubilejného sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Košiciach v r. 1956.
„ 47. Lešku: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. — Polák: Mangánové rudy M. Karpát. — Ivanov: Genéza a vzťah granitoidných intruzií k superkrustálnym sériám kryštalinika M. Magury. — Janáček: Hydrogeológie a geochémie vývěrů léčivé jódové vody v Číži a okolí. — Zrůstek: Příspěvek k paragenesi a petrografii rudních žil v Hodruši.
„ 48. Maheľ: Geológia Stratenskej hornatiny.
„ 49. Sborník — K problémom neovulkanitov Slovenska I.
„ 50. Fiala: Hlavní typy hornin v širšom okolí Pramenů v Cisářském lese. — Kodym—Suk: Přehled geologických a petrografických poměrů Blatenska a Strakonicka.
„ 51. Maheľ: Nová jednotka v Západných Karpatoch. — Čtyroký: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Považí. — Vaňová: Spodnomiocénna fauna bazálnych zlepencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku.
„ 52. Janáček: Neogén východného Slovenska. — Kolektív: Geológia Podvihorlatskej uholnej panvy. — Boučeк—Přibyl: O geologických poměrech Zemplínskeho pohoří na východním Slovensku.
„ 53. Kolektív: Ku geológii Handlovej uholnej panvy (vydané z príležitosti 50. výročia HUB).
„ 54. Kolektív: K problémom neovulkanitov Slovenska II.
„ 55. Jubilejné číslo, vydané z príležitosti 15. výročia SNP a oslobodenia ČSSR. Viazané 334 strán, XVI. tabuliek.
„ 56. Kolektív: Príspevok ku geológii Spišsko-gemerského rudohoria I.
„ 57. Švagrovský: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrchného tortónu z východného úpätia Slanských hôr. — Cicha: Stratigrafické přehodnocení mikrofauny tzv. chatských vrstev na jižním Slovensku ve vztazích k sedimentům Paratethydy.
„ 58. Benard: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (v nemčine s českým resumé).
„ 59. Seneš—Dobra—Dlabač—Mořkovský—Michalíček—Rónai: Ku geologickým problémom Podunajskej nížiny. — Čechovič—Vass—Brestenská—Priechodská—Lehotayová—Ondrejíčková: Príspevok ku geológii južnej časti Košickej kotliny.
„ 60. Príspevky československých geológov k V. kongresu Karpato-balkánskej asociácie v Bukurešti. Práce sú publikované v reči anglickej, francúzskej alebo nemeckej.
„ 61. Materiály II. celoslovenskej geologickej konferencie: Úvodné referáty, rezolúcia; materiály komisie Spiša—Gemera.
„ 62. Materiály II. celoslovenskej geologickej konferencie: sekcia kryštalinika; sekcia mezozoika.
„ 63. Materiály II. celoslovenskej geologickej konferencie: sekcia flyša; sekcia neogénu.

Geologické práce, Zprávy 1—26

Obsahujú kratšie články a pojednania predbežného i zásadného charakteru zo všetkých odvetví geológie.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 27

GEOFOND – VYDAVATEĽSTVO
REDAKCIA BRATISLAVA 1963

UUG-
2K

1B192

19.- Kčs

294/1963

© Geofond — Vydavateľstvo, redakcia Bratislava

OBSAH

1. Kantor — Eliáš: Nález šelitu na rudných žilách v Banskej Štiavnici, Hodruši a Vyhňach *(tab. XI—XVI)* 5
2. Rozložník L.: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu *(tab. I)* . . 35
3. Žukov F. J.: Perspektívy vyhľadávania vzácnych kovov v efuzívno-sedimentárnych komplexoch permu v Slovenskom rudohorí na základe paleogeografického rozboru . 49
4. Šuf J.: Zpráva o geologickém průzkumu v okolí Štítniku *(tab. III—IV)* . . . 63
5. Siblík M.: K nálezu ramenonožců v neckomských tufitech u Košeckého Rovného *(tab. II)* 69
6. Seneš J.: Miocén východného okraja Podunajskej nížiny 75
7. Vass — Tomášek: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách 89
8. Bako J.: Príspevok k výskumu slovenských diatomitov 103
9. Němejc F.: Výsledky paleofloristických výzkumů v oblasti Modrého Kamene a Šahů na již. Slovensku 115
10. Pacltová B.: Palynologický výzkum souvrství chat-aquitanu v modrokamenské hnědouhelné pánvi 121
11. Horák — Pacltová: Nové poznatky o stratigrafii terciérních sedimentů SV od Banské Bystrice 124
12. Vaňová M.: Veľké foraminifery zo Sološnice *(tab. V—VI)* 131
13. Ctyroký — Fejfar: Fauna písků a pískovců karpatské formace u Dol. Netčic v karpatské čelní hlubině *(tab. VII—VIII)* 143
14. Schmidt Z.: *Tetralophodon grandincisivus* z pliocénu (pontu) v Kuzmiciach pri Topoľčanoch *(tab. IX)* 169
15. Holécyová — Ďurkovič: Príspevok k poznaniu silicitov menilitových vrstiev vo flyši vých. Slovenska *(tab. X)* 175

INHALT

1 Kantor — Eliáš: Scheelitfunde auf den Erzgängen von Banská Štiavnica, Hodruša und Vyhne *(Taf. XI—XVI)* 5
2. Rozložník L.: Basische vulkanische Gesteine im Karbon der Dobšinaer Entwicklung *(Taf. I)* 35
3. Žukov F. J.: Perspektiven von seltenen Metallen in permischen effusiv-sedimentären Komplexen des Slowakischen Erzgebirges 49
4. Šuf J.: Ergebnisse der geologischen Untersuchungen im Gebiete von Štítnik *(Taf. III—IV)* 63
5. Siblkk M.: On the finding of Brachiopods in the Neocomian Tuffite near Košecké Rovné *(Tab. II)* 69
6. Seneš J.: Miozäne Ablagerungen am Ostrand der Dunautiefebene 75
7. Vass — Tomášek: Elevation des vortertiären Untergrundes bei Šahy . . . 89
8. Bako J.: Beitrag zum Studium der Diatomiten (Dúbravica) 103
9. Němejc F.: Results of the Palaeofloristical Investigations in the region of Modrý Kameň and Šahy 115
10. Pacltová B.: Palynologische Forschung in den Chatt-Aquitan-Schichten im Braunkohlenbecken von Modrý Kameň 121
11. Horák — Pacltová: Neue Erfahrungen über Stratigraphie tertiärer Sedimente NO von Banská Bystrica 124
12. Vaňová M.: Grossforaminiferen von Sološnica *(Taf. V—VI)* 131
13. Čtyroký — Fejfar: Fauna der Sande und Sandsteine des Karpatiens (Mittelmiozän) bei Dolní Nětčice *(Taf. VII—VIII)* 143
14. Schmidt Z.: Tetralophodon grandincisivus aus dem Pliozän (Pont) von Kuzmice *(Taf. IX)* 169
15. Holécyová — Ďurkovič: Contribution to Knowledge of Menilite Beds Silicites in East-Slovakian Flysch *(Tab. X)* 175

JÁN KANTOR—KAROL ELIÁŠ

NÁLEZ ŠELITU NA RUDNÝCH ŽILÁCH V BANSKEJ ŠTIAVNICI, HODRUŠI A VYHNIACH*

Úvod

Na väčšine banskoštiavnických rudných žíl, v Hodruši a vo Vyhniach sa vyskytuje šelit. Zvýšenými koncentráciami sa miestami vyznačujú hlbšie partie rudných žíl, zvlášť Cu-zóna a spodná časť polymetalického pásma. Na ložisku Rozália v Hodruši je šelit bohatý na molybdén, kým na žilách v Banskej Štiavnici býva podiel powellitu v ňom podstatne nižší. Indície šelitu sa nachádzajú i v dokladovom materiáli z banských diel, razených v polovičke minulého storočia. Je pozoruhodné, že až do nášho nálezu unikal šelit pozornosti bádateľov i napriek tomu, že sa v štiavnicko-hodrušskom revíre vykonával intenzívny mineralogicko-geochemický výskum.

O kvantitatívnom zastúpení volfrámu v rôznych typoch hornín, minerálov a v zemskej kôre vôbec existujú pomerne neúplné a často si protirečiace dáta. Zo starších autorov uvádza Vernadský (1925—30) pre váhový clark volfrámu hodnotu 1 p. p. m. Hevesy a Hobbie (1933) zistili na základe početných analýz ďaleko vyššie obsahy. Pre 282 vzoriek eruptív zo strednej Európy uvádzajú priemernú koncentráciu volfrámu na 69. p. p. m., kým pre 67 bázických hornín (gabier a noritov) 24 p. p. m. Hodnotu 70 p. p. m. prevzal i Fersmann (1939) ako clark volfrámu. Goldschmidt (1937) a Rankama (1953) predpokladajú priemerné zastúpenie volfrámu v litosfére v rozmedzí 1.5—70 p. p. m.

Sandell (1946) skúmal rozšírenie volfrámu v eruptívnych horninách, pochádzajúcich prevažne zo Severnej Ameriky. Priemerný obsah W v granitoch a intermediárnych horninách stanovil na 1,5 p. p. m., teda podstatne nižšie ako Hevesy a Hobbie. Vinogradov (1949) udáva ako clark volfrámu 1 p. p. m.

Najnovšie sa Jeffery (1959) zaoberal výskumom rozšírenia volfrámu v rôznych typoch hornín na území Ugandy v Afrike. Hoci ide o materiál z regionálne obmedzeného územia, ktorý môže byť do určitej miery ovplyvnený lokálnymi odchýlkami od priemerných clarkových koncentrácií volfrámu, sú jeho výsledky pozoruhodné. Pre skúmanú oblasť udáva tieto koncentrácie W:

* Pozri poznámku na konci práce.

	W v p. p. m.		
granity (52 vzoriek)	1,4	sedimenty a metasedimenty (60)	3,9
dolerity a amfibolity (11)	5,2	grafitické fylity Ruhrza (40)	23,0
alkalické horniny bohaté Na a Ca (17)	10,0	vápence (7)	0,6
		karbonatity (6)	5,2

Najnovšie výsledky Sandella a Jefferyho sú v pomerne dobrom súlade s odhadom clarku W, učineným pred 30 rokmi Vernadským. V svetle týchto výskumov sa nám javia priemerné obsahy volfrámu v granitoidoch (Hevesy a Hobbie 1933) zvýšené oproti skutočným pomerom pravdepodobne v dôsledku analytických nepresností. Na nutnosť revízie clarku 69 p. p. m. upozornil už Goldschmidt (1954).

O osude volfrámu pri kryštalizácii granitoidnej magmy podávajú určitý obraz aj analytické údaje Jefferyho. Pre minerály granitu uvádza Jeffery (1959) obsahy:

Frakcia	% frakcie v granite	obsah W vo frakcii (p. p. m.)	príspevok k celkovému obsahu W (p. p. m.)
kremeň-živcová	95	0,2	0,2
magnetit	3	21,9	0,7
ilmenit (+ niečo magnetitu)	1	24,0	0,2
zirkón, biotit, granát a ostatné ťažké minerály	1	17,5	0,2
sumárny obsah W v granite: 1,3			

O volfráme predpokladáme, že býva v magme prítomný ako šesťvalentný viazaný na komplexný ión $(WO_4)^{-2}$. Komplexný anión $(SiO_4)^{-4}$ podieľajúci sa významnou mierou na vytváraní horninotvorných silikátov sa oproti iónu $(WO_4)^{-2}$ líši veľkosťou náboja, ale najmä polomerom iónu Si^{+4} ($r-0{,}42A^0$) v porovnaní s W^{+6} ($r=0{,}68\ A^0$).

V dôsledku toho volfrám nevstupuje izomorfne do mriežok horninotvorných silikátových minerálov, ani kremeňa, ale iba do niektorých akcesórií. Zbytok volfrámu, ktorý sa nespotreboval pri kryštalizácii týchto minerálov, sa postupne hromadí v kyslejších diferenciátoch a má hlavný význam pri metalogenetických procesoch.

Mineralógia volfrámu je vcelku jednoduchá a počet W-minerálov pomerne obmedzený. Výrazne sa v nej odzrkadľuje oxyfilný charakter volfrámu. K primárnym minerálom patria hlavne: 1. volframity $(FeMn)WO_4$; 2. šelit $(Ca)WO_4$; 3. seyrigit $(Ca, Mo)\ WO_4$; 4. sanmartinit $(Zn, Fe, Ca)\ WO_4$; 5. anthoinit $Al(WO)_4(OH) \cdot 2H_2O$; 6. tungstenit WS_2. Po ložiskovej stránke najvýznamnejšie sú volframity, t. j. členy izomorfného radu s ferberitom $FeWO_4$ na jednej a hübneritom $MnWO_4$ na druhej strane. Čo do významu sa k nim pridružuje šelit. Ostatné

minerály sú veľmi vzácne, známe doteraz väčšinou iba z jednej alebo niekoľkých lokalít. Ich praktický význam je preto nepatrný.

K sekundárnym minerálom volfrámu patria hlavne: 1. tungstit $WO_3 . H_2O$; 2. hydrotungstit $WO_3 . 2H_2O$; 3. stolzit, raspit $PbWO_4$; 4. cuprotungstit $Cu_2(WO_4)(OH)_2$; 5. ferritungstit $Fe_2(WO_4)(OH)_4 . 4H_2O$; 6. thorotungstit $WO_2 . H_2O . ThO_2 . ZrO_2(?)$.

V oxydačnom pásme volfrámových ložísk býva z nich všeobecne rozšírený iba tungstit, ostatné sú ďaleko zriedkavejšie.

Ložiská volfrámu

Ku „klasickým" ložiskám volfrámu patria *pneumatolytické ložiská*, obvykle viac-menej úzko späté s cínovcovými zrudneniami. Vystupujú vo vrchných partiách granitických intrúzií, alebo v kontaktnom pásme bezprostredne sa k nim primykajúcom. Volfrámovým minerálom je v nich predovšetkým volframit, veľmi zriedka šelit; niekedy bývajú doprevádzané kassiteritom v greisenoch. Turmalín, topas, litné sľudy, apatit atď. sú typické minerály týchto pneumatolytických ložísk, vyznačujúcich sa pomerne malým obsahom sulfidov. V minulosti predstavovali hlavný zdroj priemyselných volfrámových rúd. Ich praktický význam sa v dnešnej dobe podstatne znížil. V ČSSR sú tieto pneumatolytické ložiská oddávna známe z Krušných hôr v Čechách.

Pegmatity obsahujú len zriedka ťažiteľné koncentrácie volfrámu vo forme volframitu alebo šelitu.

Kontaktne pneumatolytické ložiská sú známe iba od prvej svetovej vojny (USA). Odvtedy ich význam neustále rastie, lebo majú často veľké zásoby, hoci priemerný obsah WO_3 sa v nich obvykle pohybuje v rozpätí 0,5—1,5 %, prípadne i nižšie. Hlavným minerálom týchto ložísk je šelit, tvoriaci impregnácie v kontaktných horninách na styku karbonatických hornín s granitoidnými intrúziami.

Katatermálne ložiská naväzujú niekedy na pneumatolytické ložiská volfrámu. Vyznačujú sa vysokým obsahom kremeňa, malým množstvom sulfidov, ku ktorým sa pridružuje niečo kassiteritu. Turmalín, muskovit a živce bývajú tiež prítomné, hlavne v prechodných typoch ku pneumatolytickým. Tieto ložiská majú veľký praktický význam. *Mezo- až epitermálne ložiská* volfrámu sa po mineralogickej stránke vyznačujú buď prítomnosťou šelitu, alebo konečných členov volframitového radu — ferberitu a hübneritu. Vlastný volframit býva na nich skôr výnimkou. Sulfidy sa na nich vyskytujú v kolísavom množstve, miestami aj značné koncentrácie.

Donedávna boli volfrámové minerály v ČSSR známe iba z oblasti Krušných hôr v českom masíve, kde sa intenzívne ťažili. Tieto ložiská patria ku tzv. „klasickému" typu, vyvinutému aj v Cornwale v Anglicku, sčasti na Iberskom polostrove

a inde. Mimo oblasť Krušných hôr a Cisárskeho lesa sú mineralogické výskyty volframitu známe od Kasejoviec a Dolních Borů. Šelit sa vyskytuje v Obřím dole v Krkonošiach, v Jílovém, pri Skutči a Jihlavé (srv. Pácal 1956).

Územie budované karpatskou sústavou sa považovalo za sterilné na volfrám. Z Malých Karpát sa síce uvádzal mineralogický výskyt šelitu bez podrobnejších dát, avšak pri nových výskumoch v posledných rokoch nebol jeho výskyt potvrdený. Pred časom sa zistili nové výskyty volfrámových minerálov v Spišsko-gemerskom rudohorí; po paragenetickej stránke patria k veľmi zriedkavému typu. Kantor (1953) popísal z antimonitového ložiska Rozabella JZ od Mníška nad Hnilcom ferberit a šelit. Ďalší volfrámový minerál — hübnerit sa našiel pri Chyžnom, S od Jelšavy, v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Kantor, 1955).

Pri geochemickom výskume v oblasti slovenských neovulkanitov zistil Pácal (l. c.) spektrograficky prítomnosť volfrámu v tzv. „cinoploch" (kremitá žilovina s jemne dispergovaným hematitom) z Banskej Štiavnice, ovšem o mineralogickej forme vystupovania volfrámu sa nezmieňuje.

Pri orientačnom prezeraní rudného materiálu zo štiavnicko-hodrušských žíl sme zistili, že šelit patrí k pomerne rozšíreným minerálom, presahujúcich miestami čisto mineralogický charakter. To platí aj o niektorých žilách, o ktorých by sa mohlo na základe rozsiahlych výskumných a publikovaných prác M. Koděru (1956, 1959) predpokladať, že sú po mineralogicko-geochemickej stránke dobre preskúmané. Je zarážajúce, že v nich o šelite nenájdeme ani zmienku, hoci tento minerál patrí k najľahšie identifikovateľným minerálom vôbec, a to aj v prípadoch, keď vystupuje akcesoricky, v celkom nepatrných koncentráciách. Až do nášho upozornenia M. Koděra, podľa vlastného vyjadrenia, o existencii šelitu v tomto obvode nevedel.

V ďalšom podávame hlavné výsledky nášho štúdia o volfráme, spätom s neogénnymi eruptívami u nás.

Náčrt geológie štiavnicko-hodrušského obvodu

Štúdiom geologických pomerov štiavnicko-hodrušského obvodu sa v minulosti zaoberal rad geológov a mineralógov. Väčšina starých prác bola kriticky zhodnotená a doplnená geológmi, zaoberajúcimi sa problematikou tohto územia v posledných rokoch. Spomenieme aspoň: F. Fialu (1933, 1937), J. Hettlera (1952), O. Fusána — J. Šaláta (1952), J. Šaláta (1954), L. Rozložníka — J. Šaláta (1956), A. Helkeho (1935, 1938), M. Koděru (1956, 1959), V. Zrůstka (1957), J. Štohla (1962) atď.

Metalogenéza štiavnicko-hodrušského rudného obvodu je jednotná, ako na to správne poukázal už Helke (l. c.), t. j. je odvodená v podstate z jedného spoločeného magmatického zdroja. Jestvujú však určité rozdiely medzi charakte-

rom rudných žíl i geologickou stavbou východnej a západnej časti. Preto sa člení na vlastný hodrušský obvod na západe a štiavnický na východe. Hodrušský obvod predstavuje oproti štiavnickému vyzdvihnutú kryhu, takže sú tu na povrchu obnažené i staršie elementy.

Medzi najstaršie sa počítajú injikované ruly a svory v okolí Banky pri Vyhniach. Ich vekové zaradenie nie je zatiaľ vyjasnené. Böckh považoval tieto horniny za metamorfované werfenské bridlice. V. Vojtěch predpokladal, že vyhnianska „ortorula"" kontaktne metamorfuje triasové horniny. J. Šalát (1954) naproti tomu poukazuje na ďaleko starší pôvod injikovaných rúl a pripisuje im karbónsky vek.

Ruly sa v minulosti spomínali aj z okolia Lillovej a Zipserovej šachty. Najnovšie ich však Klír (1961) považuje za tektonicky zbridličnatené migmatity granodioritov, ktoré týmto prepracovaním nadobudli makroskopický vzhľad ortorúl. Podobný názor na vznik časti ortorúl zastával aj Böckh.

Prevažnú časť ortorúl starších autorov vyčlenil Šalát (1954) ako tzv. „vyhniansku drvenú žulu", vedľa ktorej odlišuje ešte aplitické žuly. Drvenú žulu by podľa neho bolo možné paralelizovať so staršími žulami jadrových pohorí; môže však byť aj mladšia, ale evidentne staršia ako granodiorit a diorit. Proti názorom Vojtěcha (1937) uvádza, že na styku drvenej žuly s okolnými horninami (trias a mladšie) nezistil žiadne kontaktné účinky.

J. Šalát — O. Fusán (1952) zistili v hodrušskom obvode tiež karbónske vrstvy, budované z tmavých sľudnatých bridlíc a jemných až hrubozrnných pieskovcov s polohami konglomerátov; sú vyvinuté zvlášť v južnom okolí Sandriku. Hojne sa v tomto území uplatňujú spodnotriasové bridlice. Zastúpené sú tiež karbonatické horniny stredného a vrchného triasu, miestami intenzívne kontaktne metamorfované. V južnom okolí Vyhien sú v nich vyvinuté kontaktne-metasomatické ložiská magnetitu. Šalát (l. c.) uvádza z ich okolia žuly a aplitické žuly až aplity.

Komplex mladých eruptívnych hornín zaberá najrozsiahlejšiu časť štiavnicko-hodrušského obvodu. O neogénnej eruptívnej činnosti sa (Fiala, Kuthan atď.) predpokladá, že prebiehala v rozpätí medzi stredným tortónom a pliocénom. Jej najstaršími prejavmi sú pyroxenické andezity a ich pyroklastiká. Po nich sa miestami — mimo vlastný produktívny úsek štiavnicko-hodrušského obvodu — vyliali ryolity. Pyroxenické andezity bývajú spravidla postihnuté intenzívnou propylitizáciou.

Mladšie andezity sú pyroxen-amfibolické (s biotitom, alebo bez neho). Za výlevy týchto andezitov kladú Rozložník—Šalát intrúziu amfibolicko-biotitického granodioritu, rozšíreného na povrchu v hodrušskom, a v hĺbke aj v štiavnickom obvode. Dacitoidné horniny prerážajú na mnohých miestach granodiorit i diorit. Z andezitov sú rozšírené (hlavne mimo hodrušský obvod) biotiticko-amfibolické andezity a ich tufy III. erupčnej skupiny andezitov (vrchného sarmatu; Fiala, Kuthan).

Na Kalvárii v Banskej Štiavnici vystupuje malé teleso bazaltu, patriace k finálnemu vulkanizmu pliocénneho veku.

V štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode sú koncentrované naše najvýznamnejšie rudné ložiská, geneticky späté s neogénnym vulkanizmom. Hoci celé hydrotermálne zrudnenie tohto obvodu odvodzujeme od spoločného zdroja, prejavuje sa v ňom zreteľná diferenciácia čo do mineralogického zloženia i vývoja jednotlivých rudných žíl.

Z uvedených dôvodov sa obvykle člení na: štiavnický rudný obvod; hodrušský rudný obvod.

Hydrotermálne žily vo vlastnom banskoštiavnickom rudnom obvode sú oriento-

Banskoštiavnické rudné žily (situácia podľa Szabóa). -.-.-.- ohraničené oblasti so zistenou šelitovou mineralizáciou.

Oblasť so zistenou šelitovou mineralizáciou

vané SV—JZ smerom, so strmými úklonmi a pomerne značnými smernými dĺžkami (až do ca 5 km), pričom dosahujú aj veľkých mocností. Väčšie žily bývajú často doprevádzané paralelnými žilami a odžilkami v tesnej blízkosti, takže tvoria akési žilné pásy (až do 50 m). S exploatáciou banskoštiavnických žíl sa započalo kvôli striebru a zlatu, ktoré boli koncentrované zvlášť v najvyšších partiách. Smerom do hĺbky ich obsah spravidla rapídne klesal a podstatnejšie sa uplatnila Pb-Zn-Cu mineralizácia v uvedenom poradí. Najčastejšie bývajú rudné žily tohto obvodu vyvinuté v pyroxenických andezitoch, zriedkavejšie v dioritoch a dacitoch (Koděra 1956).

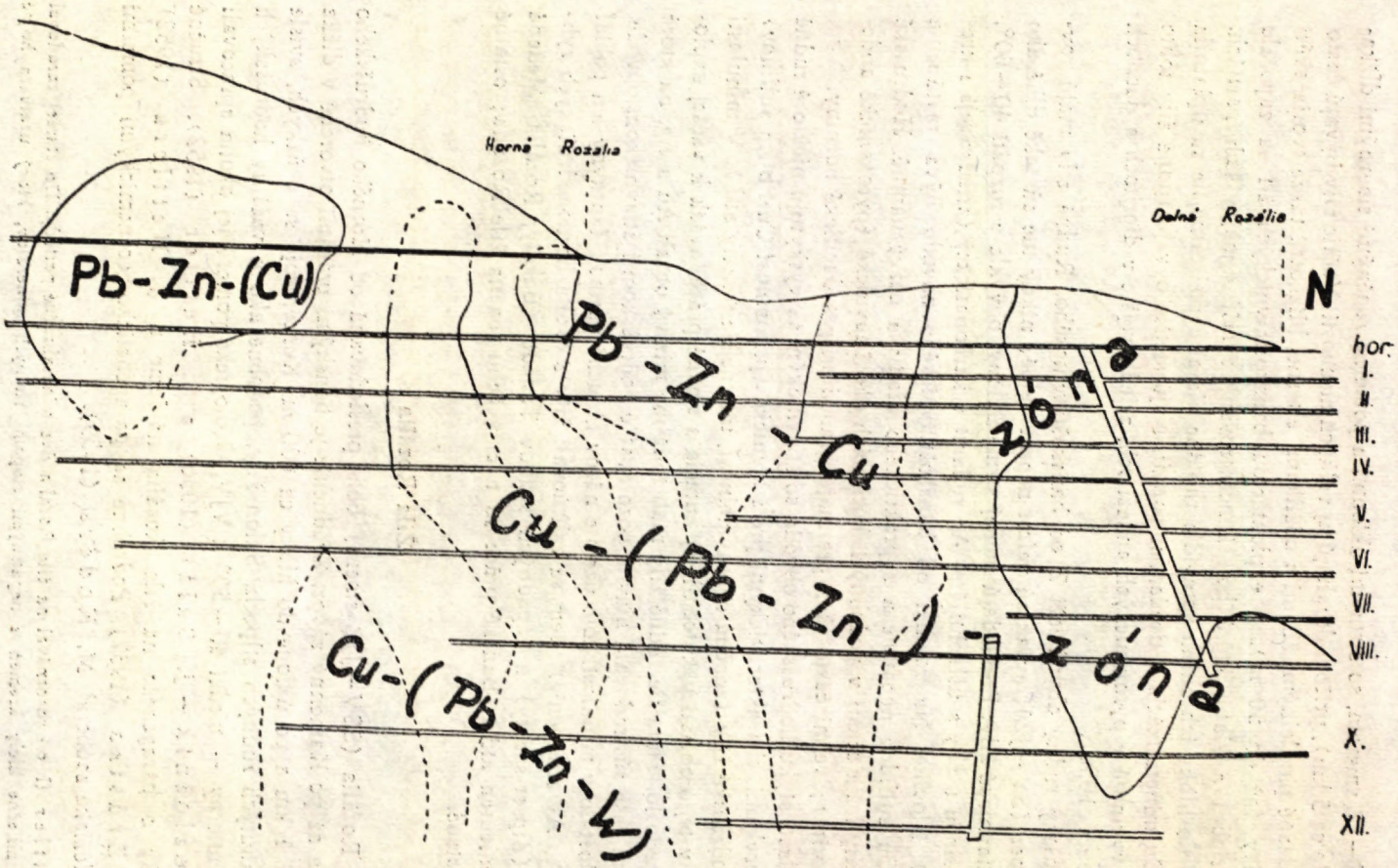
Hodrušský rudný obvod leží Z od banskoštiavnického. Rudné žily majú rovnaký smer (SV—JZ), avšak sú veľmi nepravidelné; nikdy nie sú také dlhé ako veľké štiavnické žily. Prevládajú menej strmé úklony, obvykle v rozpätí 40—60°. Ide väčšinou o žily s ušľachtilými Ag rudami v karbonatickej (zriedkavejšie kremennej) žilovine. Na rozdiel od banskoštiavnického obvodu býva zastúpenie Pb-Zn-Cu sulfidov nepatrné a z praktického hľadiska bezvýznamné. Hodrušské rudné žily ležia sčasti v podobných horninách ako štiavnické (pyroxenické andezity, diority); veľmi často však pretínajú granodiority a dacitické horniny.

V oblasti styku hodrušského obvodu so štiavnickým sa vyskytujú niektoré rudné žily s prvkami, charakteristickými pre štiavnické (prítomnosť Cu-Pb-Zn sulfidov) i pre hodrušské žily (značná nepravidelnosť, miernejšie úklony atď.). V minulosti sa síce v tejto oblasti uskutočnili aj kutacie a sledné práce, avšak k väčšej exploatácii nedošlo. Tunajšie rudné žily mali totiž iba mizivý obsah Au a Ag, na ktoré sa v tom čase sústreďovala hlavná pozornosť v hodrušskom i štiavnickom obvode. Preto dostalo v minulosti toto územie názov „hluché pásmo" (správny len pokiaľ ide o Au-Ag zrudnenie). Sem sa zahrňovali žily z okolia hornohodrušských rybníkov (Zipser-šachty) a západných svahov Tanádu (Bakaly, Rozália, Medená a Bärenleuten atď.). Banské práce sú t. č. v behu iba na žile Rozália; ostatné sú opustené.

Žila Rozália

Žila Rozália (SSV—JJZ smeru) bola presledovaná od Horného hodrušského rybníka až po Kamenný závoz. Zrudnenie je banskými prácami otvorené v dĺžke takmer 1 km a po úklone do hĺbky ca 600 m. Koncentruje sa v úzkych, zvisle pretiahnutých rudných stĺpoch. Sklon žily, podobne ako u väčšiny hodrušských žíl, je mierny — medzi 40—50° k VJV. Geologické pomery jej okolia spracovali L. Rozložník—J. Šalát (1956) a J. Hettler (1952). Stručné zmienky o paragenéze na žile Rozália nájdeme u J. Hettlera (1952) a V. Zrůstka (1957). Podrobne sa parageneticko-geochemickými pomermi tohto ložiska zaoberal M. Koděra (1959).

Hettler (l. c.) rozoznával na žile Rozália dve mineralizačné periódy. Do staršej zaraďoval hlavne mliečne biely kremeň s nepatrnými stopami rudných minerálov, ktorý uzatvára hojné



Hĺbkové zmeny zrudnenia na žile Rozália.

úlomky okolných hornín. Tento kremeň bol po rozdrvení opäť stmelený rudnými minerálmi s prevládajúcim chalkopyritom (vedľa sfaleritu a galenitu), alebo viacerými generáciami kremeňa. Tým vznikol brekciovitý charakter zrudnenia.

M. Koděra (l. c.) vyčlenil na žile Rozália šesť prínosových období. Do prvej periódy začleňuje podobne ako Hettler kremeň sivej farby s ojedinelými zrnkami chalkopyritu a pyritu, ku ktorým sa pridružuje nepatrné množstvo karbonátu. K druhej — polymetalickej — perióde počíta minerály: sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrit, kremeň a z karbonátov nepatrne v drúzach zastúpený dolomit. Sfalerit s galenitom sú zastúpené v premenlivých množstvách, kým chalkopyritu je v nej vcelku málo, menej ako Pb a Zn-sulfidov. Aj pyrit je sporadický. Všetok galenit a sfalerit je prakticky koncentrovaný v tejto perióde.

Cinopel je hlavným minerálom tretej periódy, vyvinutý v troch generáciách: ako lístkovitý hematit v prvej, drobnošupinkovitý hematit s približne rovnakým množstvom kremeňa v druhej a kremeň pigmentovaný do ružova veľmi jemným hematitom v tretej generácii. Celkom ojedinele sú zastúpené drobné zrnká chalkopyritu a pyritu.

Štvrtú periódu podľa Koděru zastupuje takmer výlučne chalkopyrit a kremeň. Celkom bezvýznamne a len lokálne sú zastúpené: pyrit, galenit, sfalerit, hematit. Ako výplň drúz sa vyskytuje kaolinit. Pre vysoký obsah chalkopyritu je táto perióda z praktického hľadiska na žile Rozália najdôležitejšia.

Piata perióda pozostáva takmer výlučne z kremeňa, prechádzajúceho do ametystu. Ako mladšie minerály nasadajú naň kalcit a žltohnedý siderit. Len mikroskopicky pozorovať bezvýznamné množstvá pyritu a chalkopyritu.

Šiesta je karbonát — barytová perióda so siderítom, kalcitom a jemnozrnným kremeňom. Zastúpenie rudných minerálov je tu celkom bezvýznamné. Okrem sfaleritu, chalkopyritu, pyritu a galenitu uvádza Koděra i markazit.

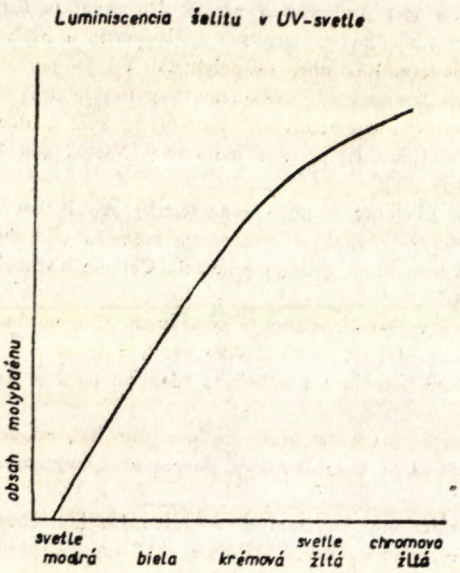
V doteraz preskúmaných partiách žily Rozália sú kvantitatívne najviac zastúpené druhá a štvrtá perióda, ktoré majú najväčší praktický význam. Mocnosť i priestorové rozšírenie ostatných je podstatne menšie. Podľa Koděru nebadať v jednotlivých periódach žiadne zmeny paragenetických asociácií ani v horizontálnom, ani vo vertikálnom smere. Aj zastúpenie stopových prvkov v určitej generácii minerálov považuje Koděra za nezávislé od ich priestorového rozmiestnenia.

Doteraz popísali autori, ktorí sa zaoberali parageneticky výskumom žily Rozália, 20 minerálov: chalkopyrit, sfalerit, galenit, pyrit, tetraedrit, kremeň, chalcedon, opál, kalcit, siderit, baryt, aragonit, kaolinit, ako i sekundárne produkty limonit, sadrovec, bornit, chalkozín, kovelín a malachit. Na základe našich pozorovaní pribudne k nim šelit. V celkom ojedinelých indíciách sme ho zistili i vo vrchnejších partiách ložiska, počínajúc druhým obzorom. Pozoruhodnejšie koncentrácie však vytvára v najjužnejších častiach žily, a to v hlbších partiách štvrtého rudného stĺpu i v tzv. slepom rudnom stĺpe.

Šelit sa makroskopicky vyznačuje žltkavo- až bielosivým sfarbením a mastným leskom. Je veľmi krehký, ľahko drviteľný s lastúrnatým lomom. Väčšinou je púhym okom ťažko zistiteľný pre drobné rozmery. Len výnimočne dosahujú zrná veľkosť 3—5 mm. V HCl je rozpustný. Vylučuje sa po ňom žltá WO_3, ktorá sa po pridaní kovového Sn (a Zn) a po zahriatí zafarbí intenzívne modro.

Vo výbrusoch je nápadný svojím vysokým reliéfom (index lomu väčší ako 1,92) a pomerne nízkym (okolo 0,016) pozitívnym dvojlomom. V ultrafialových paprškoch (vlnová dĺžka 2530 Å) má luminiscenciu krémovo- až chromovožltej

farby, čo svedčí o pomerne značnom obsahu Mo. Vo vrchných častiach ložiska sa vyskytujú aj šelity so svetlomodrou luminiscenciou v UV-svetle.



Príčinami rôznofarebnej luminiscencie u šelitov sa zaoberal R. Greenwood (1943), ktorý ich chemizmus sledoval na čiste vyseparovaných zrnách pomocou spektrálnych analýz. Tieto výskumy ukázali, že pre šelity neobsahujúce Mo je charakteristická svetlomodrá luminiscencia. Šelity s menším obsahom Mo sa vyznačujú bielym sfarbením po ožiarení UV-svetlom. So stúpajúcou koncentráciou Mo sa mení aj farba cez krémovú, svetložltú až na chromovožltú. Pre minerál powellit ($CaMoO_4$) je tiež príznačná krémovo- až zlatožltá luminiscencia.

Závislosť medzi obsahom Mo v šelitoch a jeho zafarbením v UV-svetle je schematicky znázornená na pripojenom obrázku. Koncentrácie Mo sú na tomto grafe vyjadrené podľa intenzít sčernania spektrálnych línií. Vyjadrujú teda semikvantitatívny odhad, nie percentuálny obsah.

Zo slepého rudného stĺpu na X. horizonte žily Rozália sme analyzovali bohatšiu rudnú žilku so šelitom, vyznačujúcim sa intenzívne žltou luminiscenciou. Vzorka obsahovala: WO_3 — 3,24 %; MoO_3 — 0,21 %. Analýzu na volfrám vyhotovil P. Lešták, obsah Mo zisťoval G. Kupčo z GÚDŠ. Tieto údaje majú pravda iba orientačný charakter, lebo neboli získané na mineralogicky čistých šelitoch, ale z minerálneho agregátu žilnej výplne. Aj tak z nich vyplýva, že nejde tu o čistý šelit, ale o člena izomorfného radu minerálov so šelitom $CaWO_4$ na jednej a s powellitom $CaMoO_4$ na druhej strane. Výstižnejšie by preto bolo označenie šelit-powellit, keďže je v ňom zastúpené značné percento powellitovej molekuly.

So stúpajúcim obsahom Mo v šelitoch sa mení nielen ich luminiscencia, ale i ostatné fyzikálne vlastnosti. Súbežne stúpa i index lomu, kým dvojlom sa znižuje. Špecifická váha šelitov zákonite klesá so zvyšujúcim sa izomorfným zastupovaním Mo.

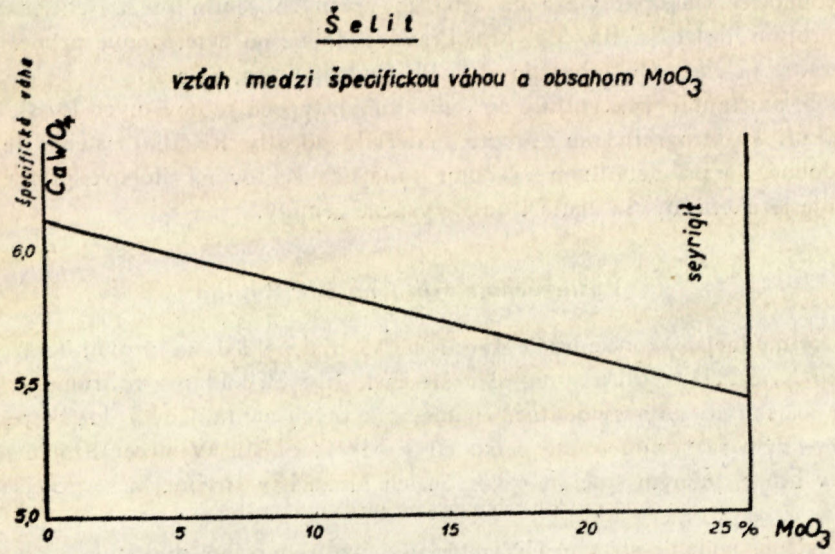
Röntgenometrická identifikácia šelitu z ložiska Rozália metódou Debeye-Scherrerovou je uvedená na strane 17 (vyhodnotila J. Holécyová).

Pre porovnanie sú uvedené debeyegramy šelitov podľa ASTM a Michejeva, s ktorými javí dobrú zhodu.

Obsah stopových prvkov podľa spektrálnej analýzy G. Kupču: 100 — 10 % — Ca, W; 10 — 1 % Mo; 1 — 0,1 %: Si, Al; 0,1 — 0,01 %: Fe, Bi, Ag, Sr; 0,01 — 0,001 %: Pb, V, Y, Cu, Ti, Mn; 0,001 — 0,0001 %: Mg, Yb, Ba, Cr.

Ide tu teda o pomerne čistý šelit, v ktorom sa okrem Ca a W uplatňuje predo-

všetkým Mo. To sa výrazne prejavuje aj na fyzikálnych vlastnostiach tunajších selitov, ako sme sa už o tom zmienili.



Prehľad o možnom izomorfnom zastupovaní volfrámu a kalcia v šelitoch podáva pripojená tabuľka, opierajúca sa o rozmery polomerov príslušných iónov.

Prvky, ktoré môžu izomorfne zastupovať ión W^{+6}	Polomer iónu v A°	Prvky, ktoré môžu izomorfne zastupovať ión Ca^{+2}	Polomer iónu v A°
W^{+6}	0,63	Ca^{+2}	1,06
Mo^{+6}	0,61	Yb^{+3}	1,00
Nb^{+5}	0,69	Ce^{+4}	1,02
Ta^{+5}	0,69	Y^{+3}	1,06
Bi^{+5}	0,72	Dy^{+3}	1,07
Ti^{+4}	0,64	Tr^{+3}	1,09
Cr^{+3}	0,64	Eu^{+3}	1,13
V^{+3}	0,65	Sa^{+2}	1,13
Fe^{+3}	0,67	Nd^{+3}	1,15
		Pr^{+3}	1,16
		Sr^{+2}	1,26
$(WO_4)^{-2}$	3,52	Mn^{+2}	0,91
$(MoO_4)^{-2}$	3,45	Fe^{+2}	0,83
$(FeO_4)^{-5}$	3,25	Mg^{+2}	0,78
$(TiO_4)^{-4}$	3,28	Cu^{+2}	0,70
		$Pb^{+2}(?)$	1,32
		$Ba^{+2}(?)$	1,43
		$Ag^{+1}(?)$	1,13

V šelitoch z ložiska Rozália môžeme preto považovať prvky Mo, Ti, V, Bi, Fe a pravdepodobne i Cr za izomorfné prímesi, zastupujúce W.

Dvojmocný Ca opäť viaže na seba zo vzácnych zemín predovšetkým ytrium a ytterbium, ďalej Sr, Ba, Mg, Mn. Pravdepodobne na heterogénne prímesi iných minerálov sa viaže Cu (chalkopyrit), Pb (galenit), Ag, Si a Al.

Niób, ani tantál, vyskytujúce sa v niektorých typoch šelitov iných ložísk, neboli zatiaľ pri spektrografickom rozbore materiálu zo žily Rozália zistené. Je pravdepodobné, že pri detailnom výskume tunajších šelitov na stopové prvky, ktorý ešte nie je ukončený, sa zistia i ďalšie vzácne zeminy.

Vystupovanie šelitu na žile Rozália

Pozoruhodnejšie koncentrácie šelitu sú sústredené asi na úrovni teraz rozfáraného X. a XII. obzoru v najjužnejšie časti žily. Pribúdanie volfrámu s hĺbkou je na ložisku Rozália evidentné, známe aj z iných zahraničných ložísk podobnej genézy. Tým sa rysujú určité perspektívy odkryť ďalšiu W-mineralizáciu na Rozálii v hĺbke, južným smerom i vo väčších hĺbkach v strednej a severnejšej časti žily.

V ďalšom podáme stručnú charakteristiku volfrámového zrudnenia a objasníme postavenie a vzťah šelitu k jednotlivým aktom zrudnenia.

Podľa M. Koděru sa na tvorbe štvrtého rudného stĺpa z oboch rudných období (druhej a štvrtej) podieľa iba štvrtá; na typickejšie pre ňu má byť takmer úplne prevládanie chalkopyritu z rudných minerálov, kým sfalerit a galenit nie sú makroskopicky pozorovateľné. O jedinele ich možno zistiť iba pri chalkografickom výskume. Pyrit patrí tiež k zriedkavým minerálom, kým ako veľká vzácnosť sa uvádza i tetraedrit. Jalovina pozostáva takmer výlučne z kremeňa.

Pri našich výskumoch na ložisku Rozália sme zistili šelit v rôznych asociáciách a typoch zrudnení.

Karbonatické žilky vystupujú často samostatne v okolných horninách i vo vlastnej žilovine. Obvykle majú nepravidelný priebeh, často sa rozvetvujú a rýchle vykliňujú. Ich mocnosť sa spravidla pohybuje medzi niekoľkými milimetrami a centimetrami.

K makroskopicky pozorovateľným komponentom patrí takmer výlučne stredne až hrubokryštalický kalcit bielosivej farby, prípadne s jemným ružovkastým nádychom. Celkom sporadicky pozorujeme, hlavne v okrajových partiách žiliek, drobučké zrnká chalkopyritu, sfaleritu a galenitu.

Pod mikroskopom má kalcit obvyklý vzhľad a vlastnosti. K nemu sa pridružuje kremeň v celkom nepatrných kvantách, tvoriaci výlučne idiomorfné kryštáliky, nasadajúce viac-menej kolmo na hydrotermálne rozloženú okolnú horninu. To svedčí o jeho vylučovaní na počiatku tvorby žilnej výplne.

Podobným spôsobom ako kremeň býva v týchto karbonatických žilkách rozmiestnený aj šelit — vytvára lem medzi okolnou horninou a kalcitovou výplňou

Röntgenometrická identifikácia šelitu

Co — antikatóda, Fe — filter, exp. 4 hod., ∅ komôrky 57,3 mm; 30 KV, 20 mA

č	1		2		3		4	
	d	Im	d	Im	d	I	d	I
1	4,73	s	4,76	s	4,76	31	4,76	7
2	4,25	v. sl						
3	3,32	m	3,37	sl			3,40	5
4	3,09	v. s.	3,08	v. s.	3,09	100	3,15	10
5	2,826	m	2,828	m	2,83	8	2,825	5
6	2,609	m	2,610	m	2,61	13	2,608	8
7	2,285	m	2,289	m	2,28	10	2,311	7
8	2,070	sl						
9	1,980	sl	1,987	sl	1,98	5	1,989	5
10	1,911	s	1,920	s	1,92	23	1,925	9
11	1,842	m	1,850	m	1,85	8	1,858	7
12	1,797	v. sl						
13	1,709	v. sl						
14	1,674	m	1,680	m	1,67	10	1,685	6
15	1,620	sl	1,624	sl	1,62	5	1,630	5
16	1,579	s	1,584	s	1,58	20	1,590	9
17	1,540	m	1,550	m	1,54	10	1,549	7
18	1,436	sl	1,437	sl			1,442	4
19	1,413	v. sl						
20	1,377	sl						
21	1,353	sl	1,354	sl			1,349	6
22	1,331	sl	1,324	sl			1,322	6
23	1,306	sl	1,306	sl				
24	1,245	s	1,245	s	1,24	10	1,250	8
25	1,225	v. sl						
26	1,206	m	1,202	m	1,20	3	1,206	5
27	1,189	m	1,186	m				
28	1,171	m	1,168	m	1,17	3	1,174	6
29	1,125	sl	1,125	sl				
30	1,108	sl	1,108	sl				
31	1,083	s	1,081	s	1,08	5		
32	1,042	sl	1,042	sl				
33	1,032	m	1,031	sl				
34	1,010	s	1,009	s	1,01	3		
35	0,9999	v. sl						
36	0,9675	v. sl						
	0,9610	sl	0,9610	m				
38	0,9508	m	0,9508	m				
39	0,9360	s	0,9357	s				
40	0,9246	v. sl						
41	0,9135	v. sl						
42	0,9109	v. sl						

1 — B. Štiavnica, Grüner žila — šelit; 2 — Hodruša, Rozália; — 3 Michejev, šelit, Ural, č. tab. 522; 4 — ASTM 1-0809 (1956)

žiliek. Niekedy nasadá na idiomorfne vyvinuté kryštáliky kremeňa, prípadne ich takmer obaľuje. V centrálnej časti hrubších (viac cm) žiliek nebol zatiaľ nikde pozorovaný.

Z uvedeného vyplýva, že W sa do týchto žiliek dostal v počiatočných štádiách ich zaplňovania, keď hydrotermálne roztoky boli obohatené kyselinou kremičitou a z nich kryštalizoval idiomorfný kremeň. Len čo sa v týchto roztokoch objavili ióny $Ca^{"}$, vylúčil sa všetok volfrám vo forme šelitu.

Šelit z karbonátových žiliek býva vyvinutý vo forme idiomorfných kryštálikov tabuľkovitého habitu (tab. XII, obr. 3), prípadne ako drobné zaoblené zrnká. Veľkosť kryštálikov šelitu v tomto type žiliek veľmi kolíše — od zlomku mm do 3—5 mm. Zdá sa, že tu boli aspoň lokálne vhodné podmienky pre rast väčších kryštálikov šelitu, čo zaiste do určitej miery súvisí s charakterom žiliek i s nárazovým spôsobom, akým došlo k zlučovaniu W s Ca na šelit. Kalcit-šelitové žilky sme pozorovali na ložisku Rozália v okolí štvrtého a slepého rudného stĺpu. Pre šelit tu je charakteristická krémovožltá luminiscencia v ultrafialových paprškoch, svedčiaca o značnejšom obsahu Mo.

Karbonátové žilky so šelitovým zrudnením patria k najmladším prejavom hydrotermálnej činnosti na Rozálke. Zreteľne pretínajú kremene z počiatočných štádií tvorby ložiska, zaradené Koděrom (l. c.) do prvej periódy, polymetalickú mineralizáciu druhej periódy, cinoplové polohy 3. periódy, chalkopyritovú periódu (4), i kremene 5. periódy.

Polymetalický typ zrudnenia predstavuje impregnácie v prekremenených okolných horninách, i žilky a žilníkovité zrudnené pásma. Minerálom jaloviny je prakticky iba kremeň v kolísavých množstvách. V impregnačnom type môže kvantitatívne ustupovať sulfidom, inde môže byť zastúpený v ďaleko väčších množstvách.

Makroskopicky k najhojnejším rudným minerálom patrí chalkopyrit; po ňom nasleduje tmavý sfalerit a galenit. Kremeň má výraznú tendenciu k idiomorfnému vývoju. Prevládajú kryštáliky stredných rozmerov nad xenomorfnými zrnami. Galenit a sfalerit obvyklého vývoja býva o niečo mladší ako hlavná časť kremeňa. To platí aj o sfalerite, uzatvárajúcom obyčajne drobné emulzné telieska chalkopyritu.

Šelit vystupuje najčastejšie vo forme drobných zaoblených zŕn, niekedy sčasti idiomorfne obmedzených, spravidla pod 1 mm veľkých. Z jeho pomeru k ostatným minerálom výplne i z povahy žiliek vyplýva, že šelit je súčasťou polymetalickej mineralizácie. Vznikal v jej počiatočných štádiách, po vylúčení prvej časti kremeňa a súbežne s ním. Sulfidy (chalkopyrit, sfalerit a galenit) vznikli hlavne po ňom.

Vzťah šelitu ku kremeňu a galenitu ilustruje obr. 1, tab. XI. Žilníkovitý charakter polymetalického zrudnenia znázorňujú obrázky naleštenej kusovej rudy (obr. 1, 2, tab. XIII) ca $^3/_4$ skutočnej veľkosti. Z obrázku 1 vyplýva, že ide o celkove jednotnú mineralizačnú výplň jemných žiliek, ničím mladším nepretínanú, ani nepostihnutú mladšou hydrotermálnou činnosťou. Rozmiestnenie šelitu

je patrné na obr. 2 (tab. XIII) fotografovanom v ultrafialovom svetle (šelit – biely).

Polymetalický typ zrudnenia zaraďuje M. Koděra (l. c.), ako sme sa už o tom zmienili, do druhej periódy.

Chalkopyritový typ so šelitom má v podstate charakter ako polymetalický typ zrudnenia, iba sfalerit s galenitom sú celkom podradne zastúpené. Aj vzťah šelitu ku kremeň-chalkopyritovej výplni je analogický. Miestami sme však pozorovali aj tento sled: kremeň, chalkopyrit, sfalerit, galenit, šelit. Pritom sa kremeň vylučoval priebežne. Sulfidy a niečo šelitu vznikali po vylúčení časti kremeňa. V závere vypĺňovania žiliek vznikal potom prakticky iba kremeň s hojnejšie zastúpeným šelitom. V zmysle genetických štúdií M. Koděru patrí chalkopyrit s celkom nepatrne zastúpenými Pb-Zn sulfidmi a bez nich do štvrtej prínosovej periódy.

Chalkopyritové brekcie tmelené kremeňom vyskytujú sa na ložisku Rozália pomerne často. Pozostávajú v podstate z ostrohranných, prípadne zaoblených útržkov chalkopyritu, obvykle popretkávaných spleťou kremenných žilôčiek a tmelených stredne až hrubšie kryštalickým kremeňom. Koděra chalkopyritové fragmenty začleňuje do štvrtej a kremenný tmel do piatej periódy. Miestami brekcie obsahujú vtrúseniny šelitu, ktorý v nich býva viazaný na kremenný tmel v najbližšom okolí chalkopyritových fragmentov; tieto fragmenty však neuzavierajú zrná W-minerálu (tab. XV, obr. 4).

Sem patria i brekcie s prstencovitou textúrou napr. v slepom rudnom stĺpe na XII. horizonte. Úlomky v nich tvoria hydrotermálne premenené okolné horniny, prípadne s cinoplom, kusy chalkopyritu so starším kremeňom alebo bez neho a pod. Takúto brekciovitú rudu s vyznačeným rozmiestnením šelitu vidno na tab. XXI, obr. 1 (obr. 2 to isté v UV svetle). Prvá vrstvička kremenného tmelu o hrúbke 1—2 mm, bezprostredne lemujúca fragmenty, býva silne obohatená šelitom, kým mladšia časť kremeňa ho obsahuje len pomerne málo. Tým vzniká na prierezoch výrazné prstencovité rozmiestnenie šelitu.

Šelit býva v brekciovitých rudách pomerne jemnozrnný, obvykle pod 0,5 mm veľký. Najčastejšie vystupuje vo forme zaoblených zŕn, zriedka i kryštálikov, aspoň čiastočne idiomorfne obmedzených.

Hematitovú brekciu so šelitom sme pozorovali v štvrtom rudnom stĺpe. Väčšina fragmentov v nej patrí hematitu rôzneho vývoja: od lístkovitého so šupinkami (do 2—3 mm veľkými), až po mikroskopické emulzie v kremeni. Zrejme patria „cinoplom" I—III, vymedzeným Koděrom v 3. perióde. Miestami je v cinopli vtrúsené niečo chalkopyritu, ktorý by mohol patriť k rovnakej perióde, pričom ovšem nemožno vylúčiť ani jeho príslušnosť k mladšej chalkopyritovej mineralizácii (4. perióda). K cinoplovej perióde patrí zrejme aj časť bielosivého kremeňa, zúčastňujúceho sa na tvorbe brekcie. Okrem toho sme pozorovali vo forme fragmentov sivobiely kryštalický (drúzovitý) kremeň bez stôp po rudných mineráloch. Jeho postavenie v rámci períód, vymedzených Koděrom, nie je zatiaľ pre nedo-

statok materiálu celkom jednoznačne objasnené. Tento typ dobre znázorňuje obr. 1, 2 na tab. XIV.

Ako fragmenty vystupujú v brekcii úlomky okolných hydrotermálne zmenených dacitov s drobnými žilôčkami kremeňa zo starších periód. V tmele brekcií môžeme makroskopicky pozorovať z rudných minerálov: pyrit, chalkopyrit a šelit.

Šelit je niekedy až 2—3 mm veľký, vyvinutý buď vo forme zŕn, alebo dokonale idiomorfných kryštálikov (tab. XII, obr .1, 2). V mnohých šelitoch sú uzatvorené drobné mikrolity kremeňa, hematitu i bližšie neurčiteľného pigmentu. Niekedy sledujú tieto inklúzie kryštalografické tvary šelitu (srv. napr. tab. XI, obr. 4).

K minerálom tmelu v týchto brekciách patrí spravidla dokonale idiomorfne obmedzený pyrit, prevažne idiomorfný kremeň, niečo chalkopyritu i xenomorfné útržky karbonátu.

Časové začlenenie šelitu na ložisku

Z prvej periódy zatiaľ výskyt šelitu nie je známy. V polymetalickom type sa $CaWO_4$ uplatňuje a nemôže byť o tom pochýb, že k nemu skutočne patrí. V tretej (cinoplovej) perióde nebol zatiaľ zistený. Vyskytuje sa v brekcii, vzniklej rozdrvením tejto periódy, avšak v postavení zreteľne mladšom, než sú fragmenty cinopľa. Šelit je tu súčasťou tmelu.

V chalkopyritovej žilovine, ktorú možno na základe Koděrových charakteristík pričleniť k štvrtej perióde, sa opäť objavuje šelit. Avšak časť šelitu býva i mladšia než chalkopyritové zrudnenie. Svedčia o tom brekcie vytvárané z chalkopyritových fragmentov, v tmele ktorých sa šelit vyskytuje. Ojedinele sme ho pozorovali aj v hrubozrnnom drúzovitom kremeni piatej periódy.

Karbonátové žilky šiestej periódy obsahujú sporadicky tiež kryštáliky šelitu. Žilky sú preukázateľne mladšie ako polymetalická i chalkopyritová perióda.

Kvantitatívne zastúpenie šelitu v jednotlivých periódach nie je stále. K maximálnej koncentrácii dochádza podľa doteraz preskúmaného materiálu hlavne v polymetalickom a chalkopyritovom type rúd (podľa Koděru II. a IV. prínosová perióda), ako aj v období po vzniku a tektonickom drvení posledného typu. V karbonátových žilkách má výskyt šelitu skôr čisto mineralogický charakter.

Podľa M. Koděru polymetalické zrudnenie (II. perióda) je vyvinuté iba v niektorých rudných stĺpoch a siaha do hĺbky asi po štvrtý horizont. Sčasti je teleskopicky prekryté mladšou chalkopyritovou mineralizáciou (4. periódy), ktorá vytvára produktívnu časť rudnej žily v hĺbke. Podľa Koděrovej schémy sa vždy mladšie periódy postupne sťahujú do väčších a väčších hĺbok.

Pod Cu-zónou z vyšších obzorov sa na VIII. horizonte v tzv. slepom rudnom stĺpe opäť objavuje polymetalické Cu-Pb-Zn zrudnenie. Jeho existenciu by sme v zmysle Koděru mohli vysvetliť iba predpokladom, že ide o novú periódu, mladšiu, než sú hlavné rudné periódy (polymetalická a chalkopyritová). Toto

polymetalické zrudnenie z hlbších častí žily Rozália je naviac pretínané zreteľne mladšou mineralizáciou, prakticky zhodnou s tou, ktorú Koděra zaradil do svojej 5. a 6. periódy. Museli by sme preto podľa tejto schémy na ložisku Rozália vymedziť dve polymetalické periódy a ešte aspoň dve mladšie periódy; tým by sa genetická schéma nielen skomplikovala, ale aj dostala do rozporu s pozorovanými skutočnosťami.

Aj za tohto predpokladu by sa musel objasniť vzťah medzi polymetalickou mineralizáciou (šelitonosnou) zo slepého rudného stĺpa na jednej, a polymetalickou (2. perióda) a chalkopyritovou (4.) periódou na druhej strane. Prijateľnejšie je ovšem pripustiť určitú zmenu jak v mineralogickom zložení jednotlivých periód, tak azda i v mikrochemizme istých minerálov podľa hĺbky a termálnych podmienok, za ktorých vznikali. Tým by sa dal vysvetliť aj hojnejší výskyt šelitu v hĺbke v južnej časti žily Rozália.

Poymetalické zrudnenie zo slepého rudného stĺpu treba chápať buď ako časový ekvivalent polymetalickej periódy z vyšších (nad štvrtým) horizontov, alebo tu ide o štvrtú periódu s hojným PbS, ZnS, ako aj $CaWO_4$. Treba však poznamenať, že pomer polymetalickej periódy ku chalkopyritovej bude ešte treba detailne sledovať nielen na ložisku Rozália, ale i na ostatných rudných žilách kremnicko-štiavnického obvodu.

Nami naznačené začlenenie šelitovej mineralizácie na ložisku Rozália v Hodruši dobre odpovedá aj pomerom pozorovaným na banskoštiavnických rudných žilách, ako sa o tom ešte zmienime.

Výskyty šelitu na iných žilách hodrušského obvodu

Účelom nášho štúdia nebol systematický mineralogicko-paragenetický výskum a hodrušskému obvodu sme sa mohli venovať v teréne iba niekoľko dní. Preto nemôžeme podať celkový prehľad o výskyte šelitu na jednotlivých žilách, napr. podľa materiálu zanechaného na opustených banských dielach, povrchových kutacích prácach a pod. Sledovanie rozšírenia šelitu v takomto zmysle si vyžaduje dôkladné prezretie všetkých opustených banských a kutacích diel. Ovšem ani tieto práce vzhľadom na nepravidelný charakter volfrámového zrudnenia na ložiskách tohto typu si nemôžu činiť nárok na úplnosť. Materiál zanechaný na haldách je náhodilý, nereprezentuje spravidla danú mineralizáciu úplne a môže slúžiť iba pre celkom hrubú orientáciu. To isté platí o vzorkách nesystematicky odobratých zo starých, dnes neprístupných baní. Napriek tomu sme sa snažili prekontrolovať všetok v zbierkach dostupný vzorkový materiál z t. č. opustených žíl na možný výskyt šelitu. V Hodruši sme zistili indície šelitu blízko západného okraja rudného obvodu, v oblasti žily Schöpfer. Táto žila je SSV—JJZ smeru so stredným úklonom (40—60°) k VJV a ca 3 km dlhá. V minulosti sa v nej ťažilo striebro a je prakticky vyčerpaná. Žila leží v biotiticko-amfibolickom granodiorite.

O mineralogicko-paragenetických pomeroch sa stručne zmieňujú F. Slavík (1928), V. Zrůstek (1957). Podľa nich žilovinu tvorí hlavne kremeň dvoch generácií (starší — čiernosivý; mladší — svetlý) a hrubozrnný kalcit. Vzácnejšie vystupujú ametyst a dialogit. Rudné minerály tvorí len nepatrné percento zo žilnej výplne.

Zrůstek (l. c.) rozoznáva kompaktné a drúzovité rudy. V kompaktných bývajú rudné minerály najčastejšie rozptýlené vo forme veľmi jemných impregnácií. Zriedkavejšie vytvárajú drobné šošovkovité a šmuhovité nahromadeniny (niekoľko mm až cm) v kremenno-kalcitovej žilovine. V drúzovitých rudných typoch, vzniklých vyluhovaním karbonátov z brekciovitej žiloviny, dosahujú rudné minerály väčších rozmerov.

K najobvyklejším rudným minerálom patrí: sfalerit, chalkopyrit, pyrit, galenit. Zriedkavo sa vyskytuje bournonit. Striebro sa podľa Slavíka (l. c.) viaže na ušľachtilé rudy — argentit, pyrargyrit, polybazit, pearceit a stefanit. V podpovrchových partiách žily sa vyskytovalo i rýdze Ag. Je zaujímavé, že pri najnovších výskumoch Schöpfer žily nezistil Zrůstek prítomnosť žiadneho ušľachtilého Ag-minerálu.

Šelit sme našli v kompaktnom type rúd, vyznačujúcom sa prítomnosťou nepravidelných šmuhovitých zhlukov rudných minerálov. V študovanom materiáli malo vystupovanie šelitu čisto mineralogický charakter. Koncentrácie sa pohybovali hlboko pod limitom dobyvateľnosti.

Vyhne. Celkom ojedinelé indície šelitu sme zistili aj v najsevernejšej časti hodrušského revíru. JV od Vyhien. Vzorky pochádzali zo žíl ležiacich medzi žilami „Alžbeta" a „Nádej".

Postavenie šelitu z Rozálie žily v systéme šelit-powellit

Pre orientáciu bola analyzovaná vzorka obsahujúca najvyššiu koncentráciu Mo (zlatožltá luminiscencia šelitu v ultrafialovom svetle). Analýza predstavuje najbohatšiu kusovú rudu, nie čistý šelit, ktorý sme zatiaľ vzhľadom na iné práce v dostatočnom množstve a potrebnej čistote nemohli vyseparovať.

Analýza: WO_3 — 3,20 % (P. Lešťák, GÚDŠ); MoO_3 — 0,21 % (G. Kupčo, GÚDŠ)

a) potrebné množstvo CaO na tvorbu šelitu: $CaO \times \frac{WO_3}{CaO} = WO_3$

$CaO \times 4{,}14$	= 3 20 %
CaO	= 0,77 %
$CaWO_4$	= 3,97 % ... obsah $CaWO_4$ v analyzovanej vzorke

a) potrebné množstvo CaO na tvorbu powellitu: $CaO \times MoO_3 = MoO_3$;

$CaO \times 2{,}56$	= 0.21 %
CaO	= 0,08 %
$CaMoO_4$	= 0,29 %

Sumárny obsah šelitu a powellitu vo vzorke za predpokladu, že Mo je viazaný výlučne na šelit-powellit:

$CaWO_4$	= 3,97 %
$CaMoO_4$	= 0,29 %
$Ca(W, Mo)O_4$	= 4,26 %

Podiel powellitovej molekuly v šelit-powellite činí podľa uvedeného ca 6,75 %.

Banská Štiavnica

V Banskej Štiavnici sa indície šelitu, čisto mineralogického charakteru, vyskytujú na väčšine rudných žíl. Ojedinelé impregnácie nachádzame i v rudnom materiáli Banského múzea D. Štúra, ktorý pochádza z banských diel razených ešte v minulom storočí. Impregnácie šelitu sa vyskytujú napr. na Terézia žile v okolí šachty Maxmilián, Žigmund a veľmi vzácne v okolí štôlne Ferdinand. Špitáler žila, a to hlavná i nad- a podložná, obsahujú miestami tiež vtrúsený šelit, ktorý nechýba ani na žile Bieber, Michal, Hymber a Grüner. Vyskytuje sa teda na všetkých dôležitejších banskoštiavnických žilách, ako sme mohli zistiť pri našom orientačnom výskume, pre ktorý sme mali k dispozícii len niekoľko dní, takže zďaleka neobsiahol všetky žily a nemohol ísť do potrebnej hĺbky.

Doteraz nebol šelit z Banskej Štiavnice vôbec popísaný, hoci tomuto ložisku sa u nás po mineralogickej stránke venovala bezpochyby najväčšia pozornosť. Staršie práce i výsledky novších výskumov sú zhrnuté hlavne v publikáciách M. Koděru (1956 atď.). U štiavnických žíl ide zväčša o slabé impregnácie bez praktického významu. Pri výskume banských priestorov sme však zistili i niektoré úseky s intenzívnejšou šelitovou mineralizáciou, najmä oblasť šachty Michal v centrálnej časti banskoštiavnického revíru. Šelitová mineralizácia tu dosahuje miestami koncentrácie, ktoré si zasluhujú detailnejšie sledovanie. Hlbšie partie žily Špitáler i Bieber poli prevŕtané v rozpätí ca 200—500 m po úklone pod úrovňou V. obzoru. V materiáli z tejto vrtby sa však našli iba stopy šelitu, čo pri nepravidelnom charaktere volfrámového zrudnenia nijak neprekvapuje.

V Banskom múzeu D. Štúra v Banskej Štiavnici sa nachádza tiež vzorka, označená ako: Grünerova žila, Mária šachta, zlatonosný FeS_2 s $CuFeS_2$, PbS a Ag-rudami (múz. č. 1676, I—43), ktorá sa vyznačuje pomerne intenzívnou impregnáciou šelitu. (Pozri röntgenometrickú identifikáciu na str. 17.) Vo vrte hĺbenom do spodných partií tejto žily sme však indície šelitu nenašli.

Po mineralogicko-geochemickej stránke štiavnické zrudnenie veľmi detailne študoval M. Koděra (l. c.), ktorý ho paralelizoval s pomermi na žile Rozália v Hodruši. Nebudeme sa tu preto podrobnejšie zaoberať parageneticky mi otázkami. K rozšíreniu W treba však poznamenať nasledovné:

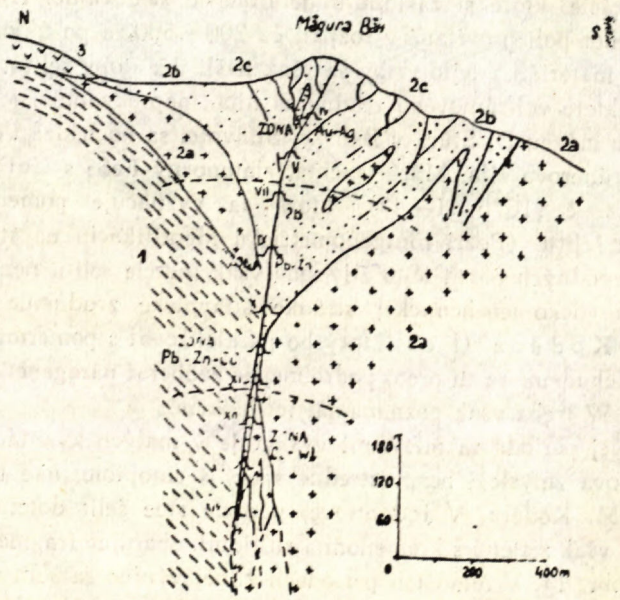
V cinoplovej perióde sa miestami vyskytuje v malých kvantách ako volframit (v širšom slova zmysle), bezprostredne spätý s cinoplom, ako to predpokladajú Z. Pácal a M. Koděra. V rodonitovej perióde sme šelit doteraz nepozorovali; ojedinele bol však zistený s kremeňom a sulfidmi, obaľujúc fragmenty tejto periódy (tab. XIV, obr. 1). V mladších periódach žilnej výplne sa šelit vyskytuje častejšie, a to až po chalkopyritovú, v ktorej dosahuje maximálne koncentrácie. Šelit mladší ako chalkopyritová perióda sme zatiaľ zistili iba vo forme slabých, čisto mineralogických indícií.

Jak v Hodruši, tak i v Banskej Štiavnici sa šelit najčastejšie vyskytuje v hlbších

partiách rudných žíl. Za pomerne najpriaznivejšie pre koncentráciu šelitu treba považovať spodnú časť polymetalickej zóny, obohatenú chalkopyritom, ako i hlbšie ležiacu Cu-zónu. V Banskej Štiavnici sú to hlavne partie žíl ležiace pod XII. horizontom. Volfrámové zrudnenie sa na polymetalických ložiskách štiavnického typu vyznačuje vždy veľkou nepravidelnosťou tak čo do intenzity, ako aj čo do priestorového rozmiestnenia. Intenzívnejšie zrudnené partie bývajú obvykle iba viac desiatok, zriedka sto metrov dlhé. Tieto skutočnosti treba mať na zreteli pri ďalších výskumných a prieskumných prácach v štiavnicko-hodrušskom revíre.

Keďže u nás nemáme bezprostredné skúsenosti z výskumu volfrámového zrudnenia, spätého s neovulkanitmi, nebude bez zaujímavosti zmieniť sa o niektorých cudzích ložiskách, najmä ktoré javia určité analógie ku štiavnicko-hodrušskému typu. Ložisko Baia Sprie javí najväčšiu podobnosť, a to nielen vekove, spätosťou s neovulkanitmi, ale i celkovým charakterom zrudnenia, hĺbkou volfrámového zrudnenia pod povrchom a pod.

Ložisko Baia Sprie leží v SZ Rumunsku v pohorí Baia Mare, zvanom tiež Oas-Gutii, ktoré je súčasťou mohutného neovulkanického pásma, ťahnuceho sa z východného Slovenska od pohoria Vihorlat cez Gutii-Calimani a Harghitu v Rumunsku. Subsekventný vulkanizmus začína v oblasti Baia Mare vo vrchnom tortóne. Jeho produkty patria trom eruptívnym fázam (Association géol. Carpato-Balkanique, 1961).



Rez ložiskom Baia Sprie. 1 — piesčito-slienitý komplex silicifikovaný (paleogén ?); 2a — amfibol—pyroxen—andezit (sarmat); 2b — lávy, brekcie, aglomeráty amfibol-pyroxen-andezitov, prekremenené, adularizované, kaolinizované; 2c — rudné žily; 3 — pyroxenické andezity (pliocén).

Najstarší andezit (Seini) je neobyčajne intenzívne propylitizovaný rovnako ako niektoré horniny druhej fázy, zvlášť dacit Limpedea. Častá je tiež K-metasomatóza v okolí rudných žíl, prevažujúca sa vznikom aduláru na úkor plagioklasov. Kým eruptíva I. a II. fázy bývajú obvykle viac, alebo menej postihnuté propylitizáciou a rôznymi druhmi hydrotermálnych premien, odlišujú sa od nich andezity tretej fázy značnou čerstvosťou.

Rudné žily vystupujú najčastejšie v propylitizovanom andezite Seini. Miestami tiež prerážajú efuzíva druhej fázy. Mladé andezity (pont) III. fázy sú prakticky sterilné, neobsahujú žiadne rudné žily.

Röntgenometrická identifikácia volframitu z Baia Sprie (Rumunsko)
XII. horizont, podložná žila

č	1		2		č	1		2	
	d	Im	d	I		d	Im	d	I
1	5,64	sl	5,72		28			1,639	2
2			5,28		29	1,598	sl	1,597	5
3	4,85	m	4,796	3	30	1,520	m	1,520	7
4	4,12	sl	(4,059)	1	31	1,468	m	1,474	5
5	3,73	s	3,728	6	32	1,442	m	1,441	7
6			(3,304)	1	33	1,379	m	1,378	7
7	3,298	sl	3,276	2	34	1,359	v. sl.	(1,354)	1
8			(3,161)	1	35	1,346	v. sl.	(1,338)	1
9	2,968	v. s.	2,989	9	36	1,320	m	1,322	6
10	2,850	sl	2,871	5	37	1,296	v. sl	1,287	3
11			(2,755)	2	38	1,277	v. sl		
12			2,658	1	39	1,248	sl	1,243	1
13			2,537	1	40	1,229	sl	1,226	4
14	2,496	m	2,497	7	41	1,202	sl	1,198	6
15	2,414	sl	(2,419)	3	42	1,153	v. sl	1,172	5
16			2,292	2	43	1,136	sl		
17	2,216	m	2,217	7	44	1,117	m	1,119	5
18	2 055	v. sl	2,062	3	45	1,105	m	1,087	
19	2,015	v. sl	2 022	4	46	1,094	m		
20			(1,965)	3	47	1,086	m		5,5
21	1,911	sl	1,919	4	48	1,076	v. sl	1,076	2
22	1,877	sl	1,889	4	49	1,059	v. sl	1,060	2
23	1,833	sl	1,838	5	50	1,041	sl	1,043	7
24	1,799	m	1,783	8	51	1,017	s	1,019	5
25	1,738	sl	1,741	2	52	0,995	m		
26	1,718	m	1,721	7	53	0,9829	m		
27	1,668	sl	(1,678)	3					

Co — antikatóda, Fe — filter, exp. 4 hod. ø komôrky 57,3 mm; 30 KV, 20 mA

1. Baia Sprie; 2. Karašské ložisko.

Porovnaj údaj Micheev tab. č. 528, hübnerit, Karašské ložisko Kazachstan, váh. %: 73,9 WO_3; 7,9 FeO; 15,4 MnO.

Samotné ložisko Baia Sprie leží asi 10 km V od Baia Mare v intenzívne zmenenom amfibolickom andezite druhej fázy a jeho pyroklastikách. V hlbších partiách sleduje tiež styk tohto andezitu s prekremenenými ílovito-slienitými bridlicami, pravdepodobne paleogénneho veku. Ide o príkre uloženú žilu, presledovanú do hĺbky 700 m. V najvrchnejších partiách sa dobývalo Au a Ag, ktoré sa tu vyskytovali v rýdzej podobe (posledné tiež vo forme ušlachtilých Ag rúd).

Pod touto časťou sa ťažil prevažne galenit, ktorý v hĺbke vystriedali Pb-Zn rudy. Po prechodnej zóne s Pb-Zn-Cu rudami sa narazilo v hĺbke na bohaté chalkopyrit-pyritové zrudnenie, ktoré doprevádzajú tiež volfrámové minerály. Tvoria buď výplň žíl, alebo impregnácie v okolnej hornine; sú to: volframit bohatý na mangán a šelit. Pásmo s volfrámovými minerálmi začína v hĺbke ca 500—600 m pod povrchom (otvorené je t. č medzi XI. a XIII. horizontom).

Vzťah medzi Au—Ag, polymetalickou a Cu—W mineralizáciou nie je na tomto ložisku celkom jasný. V najspodnejších horizontoch pretínajú polymetalické žilky staršie Cu-zrudnenie. Zatiaľ však nebolo zistené, či polymetalické a Au-Ag zrudnenie sú súčasné, alebo patria rôznym fázam.

C. Superceanu (1957) vymedzil na ložisku Baia Sprie 3 hlavné typy paragenéz s volfrámovými minerálmi, a to: 1. šelit-kremeň-pyrit-chalkopyritovú; 2. šelit-volframit-kremeň-chalkopyritovú; 3. šelit-volframit-fluorit-kremeň-dolomit-sideritovú, ku ktorej sa pridružujú obvyklé sulfidy — pyrit a chalkopyrit.

Pripojujeme röntgenografickú identifikáciu šelitu i volframitu z ložiska Baia Sprie. Podľa analýzy P. Lešťáka má volframit z Cu-nosných odžilkov na XII. obzore ložiska Baia Sprie toto chemické zloženie: FeO — 7,25 %; MnO — 16,89 %; WO_3 — 75,00 % spolu 99,14 %.

Na vysoký obsah Mn poukazuje tiež mikroskopická charakteristika minerálu a jeho difrakčné údaje (pozri tab. I, str. 25 o röntgenometrickej identifikácii, kde sú hodnoty pre Mn bohatý volframit z karašského ložiska).

Röntgenometrická identifikácia šelitu z Baia Sprie (Rumunsko)
XII. horizont, podložná žila

č	1		č	1		č	1	
	d	Im		d	Im		d	Im
1	4,68	m	11	1,580	s	21	1,124	sl
2	3,06	v. s.	12	1,549	m	22	1,107	sl
3	2,806	m	13	1,435	sl	23	1,081	s
4	2,597	m	14	1,354	sl	24	1,042	sl
5	2,280	m	15	1,330	sl	25	1,032	sl
6	1,976	sl	16	1,308	sl	26	1 009	s
7	1,914	s	17	1,244	s	27	0 9614	m
8	1,844	sl	18	1,204	sl	28	0,9495	m
9	1,677	m	19	1,185	sl	29	0,9354	s
10	1,624	sl	20	1,168	sl			

Co — antikatóda, Fe — filter, exp. 4 hod. ø komôrky 57,3 mm; 30 KV, 20 mA.

V mimokarpatskej oblasti sa volfrám vyskytuje na niektorých terciérnych ložiskách v Peru (napr. Morococha), ktoré sa vyznačujú výraznou zonárnosťou, pričom sa W — podobne ako v štiavnicko-hodrušskom obvode — koncentruje pod Ag-Pb, Ag-Zn a Cu-Zn pásmom (Dunham 1950; Santolalla 1954). V USA sú volfrámové minerály: ferberit, hübnerit a šelit známe z početných Au-Ag žíl.

Bývajú doprevádzané Cu-Pb-Zn sulfidmi a geneticky spájané s paleogénnymi monzonitovými porfýrmi a biotitickými latitmi. Vyskytujú sa v Boulder County v Colorado (Lovering 1941) a v oblasti Monitor v Californii (Gianella 1938).

Záver

Na početných žilách štiavnicko-hodrušského rudého obvodu bol zistený šelit.* V hodrušskom type Ag-Au-nosných žil sa vyskytuje len celkom sporadicky. Perspektívnejšie sú však polymetalické žily štiavnického typu, v ktorých sa W vylučoval vo forme šelitu pri spodku polymetalickej a hlavne v chalkopyritovej zóne. Volfrámové zrudnenie má charakter nepravidelných impregnácií; smerom do hĺbky pribúda v šelite Mo.

Podľa doterajších pozorovaní je W v Banskej Štiavnici i v Hodruši spätý s Cu-(Pb-Zn) zrudnením, pričom maximálnu koncentráciu má v chalkopyritovej perióde. Na rudných žilách môžu mezozoické vápence mať priaznivý vplyv na koncen-

---

* Počas stránkovej korektúry publikoval M. Koděra v Časopise pro mineralogii a geologii (roč. VII, č. 4) „Zprávu o výskyte scheelitu vo Vyhniach a Banskej Štiavnici". Keďže zpráva je formulovaná tak, žeby mohla vyvolať nesprávne predstavy ohľadne nálezu, kvôli objektívnosti sme nútení poznamenať nasledovné:

Ako sme už spomenuli v našom príspevku, už Z. Pácal (1956) upozornil na obsah volfrámu v spektrálnych analýzach zo štiavnických „cinoplov" a veľku výstižne charakterizoval jeho možný význam. Ovšem ako chemikovi bez mineralogického zamerania sa mu nepodarilo identifikovať žiaden volfrámový minerál. M. Koděra je bezpochyby pracovníkom, ktorý sa najdlhšie systematicky zaoberal mineralogicko-paragenetickým výskumom štiavnicko-hodrušského revíru. Napriek tomu však nenachádzame v žiadnej jeho práci ani len zmienku o šelite. A že sa problematikou šelitu pred našimi nálezmi vôbec nezaoberal, vyplýva aj z nasledovných skutočností:

a) Keby bol Koděra Pácalovmu článku pripisoval aký-taký význam, bola by mu stačila sotva jedna hodina, aby pomocou UV-lampy zistil prítomnosť šelitu v množstve materiálu z tejto oblasti, ktorý má na katedre k dispozícii.

b) Keď bol M. Koděra upozornený pracovníkmi GÚDŠ, že šelit je podľa ich výskumov v Hodruši i B. Štiavnici dosť rozšírený a miestami môžu jeho koncentrácie presahovať mineralogický rámec, prehlásil, že sa to síce dalo predpokladať, ale že sám sa s touto otázkou ešte nezaoberal.

c) O tom, žeby bol M. Koděra zistil šelit pred nami, nevedel žiaden člen kolektívu neovulkanitov, v rámci ktorého menovaný svoj výskum uskutočňuje. Vedúci tohto kolektívu na mesačnej porade GÚDŠ (doc. M. Kuthan) referoval, že šelit našli pracovníci ústavu, a nie M. Koděra. Ani riaditeľovi ústavu členovi-korešpondentovi ČSAV M. Maheľovi sa nezmienil Koděra o tom, žeby bol pred nami zistil šelit.

d) M. Koděra cituje vo svojej zpráve ako literatúru dve svoje rukopisné zprávy, ktoré mali byť údajne v archíve GÚDŠ. Keďže by mohol vzniknúť dojem, že sme z týchto zpráv čerpali, alebo dokonca že je v nich zmienka o šelite, musíme poznamenať, že podľa prehlásenia archívu i Geofondu nijaké takéto Koděrom uvádzané zprávy sa u nich nenachádzajú, ani nikdy nenachádzali. Otázka volfrámovej mineralizácie v Karpatoch nie je nám neznáma. Už pred rokmi sa jeden z nás zaoberal v tlači výskytmi šelitu, ferberitu a hübneritu v SpGR. Koncom r. 1961 a začiatkom r. 1962 sme oznámili ďalšie nálezy, a to B. Štiavnicu, Hodrušu, Vyhne, Jasenie a Tinesgrund pri Smolníckej píle.

tráciu volfrámu. Kontaktne metamorfované vápence v okolí granodioritových a dioritových intrúzií si vzhľadom na preukázanú spätosť W s neovulkanitmi vyžadujú zvýšenú pozornosť. V tomto smere bude treba prešetriť nielen hodrušsko-štiavnický obvod a okolie Tisovca, ale aj kontakty neovulkanitov s vápencami.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. — Koutek J. — Zoubek V., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v jižní části nízkotatranského krystalického jádra v roce 1950. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [2] Ahlfeld F., 1932: Über die Verteilung des Wolframs in der bolivianischen Metallprovinz. Chemie der Erde VII, Jena. — [3] Ahlfeld F., 1938: Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 74 A, Stuttgart. — [4] Ahlfeld F., 1941: Zoning in the Bolivian tin belt. Econ. Geol. 36, No 6, Lancaster. — [5] Ahlfeld F., 1958: Zinn und Wolfram. Stuttgart. — [6] *Association Geologique Carpate — Balkanique.* Véme Congres; Quide des excursions: A — Baia Mare; Bukuresti 1961. — [7] Barabanov V. F., 1961: Mineralogia volframitovych mestorožděnij vostočnogo Zabajkala. Leningrad. — [8] Bergfest A., 1938: Baníctvo v Banskej Štiavnici. Sborník Spojeného ban. revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus I, Bratislava. — [9] Čerdyncev V. V., 1956: Rasprostrennosť chimičeskich elementov. Moskva. — [10] Dunham K. C., 1950: The geolo y, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc. London. — [11] Fersman A. E., 1933—1939: Geochimia I—IV, Moskva. — [12] Fiala F. — Pácal Zd., 1959: Několik geochemických poznámek o kyslých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. GP, Zošit 54, Bratislava. — [13] Friedrich O. M., 1953: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rundschau, Heft 7/8. Radenthein. — [14] Gianella V., 1938: Epithermal hübnerite from the Monitor district, Alpine County, California. Econ. Geol. 33. — [15] Greenwood R., 1943: Effect of chemical impurities on schaelite fluorescence. Econ. Geol. vol. 28, Lancaster. — [16] Hess P. L. — Schaller W. T., 1914: Colorado ferberite and the wolframite series. U. S. Geol. Surv. Bull. 583, Washington. — [17] Hettler J., 1952: Předběžná zpráva o geol. poměrech střední části štiavnicko-hodrušského rudního obvodu. Věstník ÚÚG, Praha. — [18] Hettler J., 1952: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štiavnicko-hodrušského rudního obvodu Věstník ÚÚG, Praha. — [19] Hevesy G. — Hobbie R., 1933: Die Ermittlung des Molybdän- und Wolframgehaltes von Gesteinen. Zeitsch. f. anorg. u. algem. Chemie 212. — [20] Huttenlocher H. F., 1953: Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rundschau 42, Heft 1; Stuttgart. — [21] Jeffery P. G., 1959: The geochemistry of tungsten with speciall reference to the rocks of the Uganda Protectorate. Geochim. Cosmoch. Acta 16, No 4. — [22] Kantor J., 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej Bani, JZ od Mníška nad Hnilcom. GS IV/1—2, Bratislava. — [24] Mc Kinstry H. E., — Noble S. A., 1932: The veins of Casapalca. Econ. Geol. 27. — [25] Koděra M., 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. GP Zošit 42, Bratislava. — [26] Koděra M., 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. GP Zošit 54, Bratislava. — [27] Kuroda P. K. — Sandell E. B., 1954: Geochemistry of molybdenum. Geochim. Acta 6, No 1. — [28] Loomis F. B., 1937: Boulder County tungsten ores. Econ. Geol. 32, Lancaster — [29] Lovering T. S., 1941: The origin of tungsten ores of Boulder County, Colorado. Econ. Geol. 36/3, Lancaster. — [30] Maric L., 1953: Scheelit aus Ostserbien (Juhoslavien). N. Jahrb. f. Min., Monatshefte, Stutgart. — [31] Maric L., 1954: Magmatizmus und Alkalimetasomatose

im juhoslawischen Raum. N. Jahrb. f. Min. Bd. 87, Stuttgart. — [32] Pácal Zd., 1956: Volfram v hematitu z Banské Štiavnice. Sborník ÚÚG XXIV, Praha. — [33] Permingeat F., 1959: Le gisement du molybdene, tungstene et cuivre d'Azegour (Haut Atlas). Service géologique du Maroc. Notes et mémoires No 141, Rabat. — [34] Petraschek W. E., 1953: Magmatismus und Metalogenese in Südosteuropa. Geol. Rundschau 42, Heft 1, Stuttgart. — [35] Petraschek W. E., 1956: Die ostmediterrane und die alpine Erzprovinz. Berg. u. Hüttenmänn. Monatshefte Jhrg. 101, Heft 2, Leoben. — [36] Povaremich O. S., 1951: Pro pričini riznej geochimičnoj povodinky molibdenu ta volframu v endogennich procesach. Geol. žurnal ANURSR t. XXI; Kiev. — [37] Povilajtis M. M., 1960: Osnovnyje čerty mineralogii džidinskogo molibdeno-volframovogo mestoroždenia. Trudy instituta Geol. rudnych mestoroždenyj petrografii, mineralogii i geochimii AN SSSR vyp. 24, Moskva. — [38] Rankama K. — Sahama T., 1952: Geochimistry. Chicago. — [39] Rozložník L. — Šalát J., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. GP Zprávy 7, Bratislava. — [40] Sandell E. B., 1941: Abundance of tungsten in igneous rocks. Journ. Amer. Ser. 244 9. — [41] Santolalla Malaga F., 1954: El tungsteno en el Peru. Boletin de la Societad Geologica del Peru XXVII, Lima. — [42] Sobotka J., 1948: Nález scheelitu v Jílovém. Chemické listy 30, č. 7. — [43] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. GP Zošit 39, Bratislava. — [44] Tvalčralidze G. A., 1957: Soveščaníje po metalogenii Kavkaza. Sovietskaja Geologija No 61, Moskva. — [45] Vinogradov A. P., 1950: Geochimija redkich i rassejannych chimičeskich elementov v počvach. Moskva. — [46] Weber F., 1948: Scheelit aus dem Syenit vom Schattig Wichel. (Fellital, Uri). Schweiz. Monatshefte f. Min. u. Petr. — [47] Zrůstek V., 1957: Příspěvek k paragenesi a petrografii rudních žil v Hodruši. GP Zošit 47, Bratislava.

JÁN KANTOR — KAROL ELIÁŠ

SCHEELITFUNDE AUF DEN ERZGÄNGEN VON BANSKÁ ŠTIAVNICA, HODRUŠA UND VYHNE (SCHEMNITZ, HODRITSCH, VYHNE)

Die Metallogenese der Westkarpaten wird gewöhnlich als steril an Wolfram betrachtet. Der schon im vorigen Jahrhundert erwähnte Scheelitfund aus den Antimonitgängen der Kleinen Karpaten wurde durch neue Untersuchungen nicht bestätigt. Im Zipsgömörer Erzgebirge kommen Scheelit und Ferberit in einem Quarz-Antimonit-Gang in Špišská Baňa südlich von Mníšek nad Hnilcom vor (Kantor, 1953). Ein anderes Vorkommen von W-Mineralen befindet sich im westlichen Teil des Zips-gömörer Erzgebirges bei der Gemeinde Chyžné, wo Hübnerit festgestellt wurde (Kantor, 1955).

In der letzten Zeit konnten wir Scheelit an mehreren Lokalitäten entdecken und so zur Klärung der Stellung des Wolframs in den westkarpatischen Lagerstätten beizutragen.

Im Gebiete der jungtertiären Metallisation wurde durch uns Scheelit in dem größten Erzbezirk von Banská Štiavnica—Hodruša (Schemnitz—Hodritsch) festgestellt. Er kommt sporadisch auch bei Vyhne vor. Dieser Erzbezirk freute sich seit langer Zeit dem Interesse vieler Mineralogen. Es ist interesant zu bemerken, dass zum Beispiel M. Koděra (1956, 59) trotz langjährigen eingehenden mineralogisch-geochemischen Untersuchungen der hiesigen Gänge kein Wolframmineral identifizieren konnte, obzwar Scheelit nach unseren Befunden ziemlich verbreitet ist.

Während der vorneogenen Metallogenese wurden stellenweise auch Wolframminerale ausgeschieden, und zwar einerseits in mehr oder weniger engen Verknüpfung mit Sb-Gängen (Tinesgrund im Zips-Gömörer Erzgebirge), anderseits mit goldführenden Quarzgängen (Jasenie in der Niederen Tatra).

Erzrevier von Banská Štiavnica—Hodruša

Obzwar schon Helke den einheitlichen Ursprung der Vererzung im Revier von Banská Štiavnica—Hodruša richtig erkannte, bestehen doch gewisse Unterschiede sowohl im geologischen Bau als auch im Charakter der Gänge, die es ermöglichen einen östlichen (den eigentlichen Štiavnica-Revier) und einen westlichen (Hodruša-Revier) Teil auszusondern.

Der hodr šaer Revier stellt eine emporgehobene Scholle dar, so dass hier auf der Oberfläche ältere Gebilde aufgeschlossen sind.

Bei der Gemeinde Vyhne kommen z. B. injizierte Gneise und Orthogneise vor, deren stratigraphische Einreihung bisher offen steht. Böckh betrachtete einen Teil dieser Gesteine als metamorphierte Werfener Schichten. Šalát (1954) schreibt ihnen karbonisches Alter zu, tatsächlich ohne dafür einwandfreie Beweise zu haben. Epimetamorphierte Psammite mit schwachen Konglomeraten karbonischen Alters werden durch Fusán—Šalát (1952) erwähnt. Ziemlich weit verbreitet sind Werfener Schichten und triadische Karbonatgesteine. Stellenweise (Vyhne) kommen in ihnen kontaktmetasomatische Magnetitlagerstätten vor. Im Hodrušaer Revier nehmen noch Granodiorite einen grossen Teil des Gebietes ein.

Den weit grössten Teil des Erzreviers von Banská Štiavnica-Hodruša nehmen jungtertiäre Vulkanite mitteltortonischen bis pliocänen Alters ein. Am verbreitetsten sind Pyroxenandesite, die oft eine intensive Propylisation ausweisen. Weiter sind noch Pyroxen-Amphibol-Biotit-Andesite, Dazite, Rhyolite und im geringen Ausmass auch Basalte vertreten. Granodiorite und Diorite sind im westlichen Teil auf der Oberfläche aufgeschlossen. Im eigentlichen Štiavnicaer Revier wurden sie nur selten und in grösseren Tiefen gefunden.

Im Štiavnicaer Revier sind die Erzgänge am häufigsten in Pyroxen-Andesiten entwickelt, kommen jedoch auch in Dioriten und Daziten vor. Sie zeichnen sich durch ein NE—SW Streichen, grosse Länge (bis cca 5 Km), steiles Einfallen und grosse Mächtigkeit aus. In den oberflächennahen Teilen wurden die Gänge hauptsächlich auf Ag, teilweise auch Au abgebaut. Mit der Tiefe nahm der Ag-Gehalt rasch ab. Galenit wird durch Sphalerit ersetzt und in den tiefsten Teilen herrscht Chalkopyrit vor.

Die Erzgänge des Hodruša-Reviers zeichnen sich durch ähnliches Streichen aus. Sie pflegen kürzer, weniger mächtig zu sein und haben ein mässigeres Fallen (cca 40—60°). Als Nebengesteine treten oft Granodiorite und Dazite auf. Es handelt sich vorwiegend um Ag-Erze mit wenig Pb-Zn-Cu Sulfiden in einer Karbonat- oder Quarzmasse. Polymetallische Erze werden nur im östlichsten Teil des Reviers (Rosalia-Gang) abgebaut.

Von den Hodrušaer Gängen ist Scheelit am häufigsten am Rosalia-Gang, welcher sich in der sog. „tauben Zone" zwischen dem Hodrušaer und Štiavnicaer Revier befindet. Die paragenetischen und geochemischen Verhältnisse dieses Ganges hat eingehend M. Koděra (1959) studiert.

Es handelt sich um einen NNE—SSW streichenden Gang, der bisher in einer Länge von cca 1 km und in die Tiefe bis 600 aufgeschlossen wurde. In den oberflächennahen Teilen herrschten Pb-Zn-Minerale vor, während mit der Tiefe fast ausschliesslich Chalkopyrit-Erze ausgebäutet werden.

Koděra unterscheidet 6 Zufuhrperioden: 1. Quarz mit vereinzelten Pyrit- und Chalkopyritkörnern und unbedeutenden Karbonat-Mengen; 2. polymetallische Periode mit vorwiegendem Sphalerit und Galenit in veränderlicher Vertretung (praktisch alles Pb—Zn soll in dieser Periode konzentriert sein). Chalkopyrit tritt stark zurück. Als Ganmineral kommt Quarz vor. Als seltene Minerale werden noch Pyrit und Dolomit (?) erwähnt. Die dritte Periode wird durch Hämatit und Quarz gebildet (hier auch Zinopel genannt), zu den n sich sehr geringe Mengen von Chalkopyrit und Pyrit gesellen. 4. Die Chalkopyrit-Periode besteht praktisch nur aus Chalkopyrit und Quarz, ausser denen makroskopisch nur noch wenig Pyrit zu finden ist. Im Mikroskop kann man vereinzelt Sphalerit und Galenit mit fraglichem Tetraedrit beobachten. 5. Zur fünften Periode

wird Quarz (stellenweise als Amethyst) mit sehr wenig Chalkopyrit, Pyrit, Hämatit, Tetraedrit(?) sowie auch Siderit, Kalzit und Aragonit gezählt. Die sechste Periode vertritt hauptsächlich Siderit und Baryt. Viel seltener ist Kalzit und Quarz vertreten. Weiter wurden noch in geringen Mengen Sphalerit, Galenit, Pyrit und Markasit beobachtet.

Nach Koděra (l. c.) kann man in den paragenetischen Assoziationen der einzelnen Perioden weder im horizontalen noch im vertikalen Sinne Veränderungen beobachten. Auch der Gehalt an Spurenelementen einer Generation von Mineralen soll konstant und unabhängig von der räumlichen Lage im Erzgang sein. Diese Voraussetzungen stehen im gewissen Widerspruch mit dem Vorkommen von Scheelit einerseits und von Pb-Zn-Sulfiden in der Tiefe anderseits.

Vereinzelte Scheelitimpregnationen konnten wir in den oberen Gangteilen beobachten. Eine wesentlich reichere Wolframmineralisation kommt in den tiefsten aufgeschlossenen Teilen des Ganges (X—XII. Horizont) vor. Hier bildet Scheelit feine Impregnationen und Ausfüllungen von Gängchen. Gewöhnlich hat er mikroskopische Dimensionen, seltener erreicht die Korngrösse 3—5 mm Durchmesser.

Die Farbe ist gelblichweiss bis grauweiss. Im UV-Licht ist er durch eine vom Mo-Gehalt herrührende krem- bis ch omgelbe Luminiszenz gekennzeichnet. Eine orientierende Analyse gab bei 4,26 % Ca (W, Mo)O_4 — Gehalt: 3,97 % $CaWO_4$ und 0,29 % $CaMoO_4$. Das entspricht einem cca 6,8 % Gehalt an Powellitmolekule im hiesigen Scheelit-Powellit. Die Spektralanalyse ist auf S. 14 und Pulveraufnahme auf S. 17 des slowakischen Textes wiedergegeben. Der Mo-Gehalt der Scheelite schwankt; in den höheren Teilen des Ganges konnten wir auch Scheelit mit wenig Mo beobachten (bläuliche Luminiszenz).

Scheelit kommt auf Lagerstätte Rosalia als Impregnation in Gängchen (gewöhnlich mm—cm mächtig) vor und zwar 1. in polymetallischen Erzen mit vorwiegendem Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit mit Quarz. Die mineralogische Zusammensetzung ist mit Ausnahme von Scheelit identisch mit derjenigen, die Koděra als charakteristisch für seine II. Periode angibt; 2. in Chalkopyrit-Quarz-Gängchen; 3. in vorwiegend Quarztrümmchen der V. Periode; 4. im Kalzit der jüngsten — VI. Periode.

Ausserdem kommt Scheelit in typischen Brekzienerzen vor. Am häufigsten sind Brekzien und Ringelerze vertreten, in denen die Bruchstücke aus Chalkopyrit und Quarz mit Chalkopyrit der VI. Periode aber ohne Scheelit bestehen. Scheelit konzentriert sich in diesen Typen gewöhnlich in der nächsten Umgebung als Umsäumung der Fragmente, die durch Quarz verkittet werden.

Eine ähnliche Stellung nimmt auch Scheelit in Brekcienerzen ein, deren Bruchstücke hauptsächlich aus Hämatit der III. Periode bestehen.

Aus diesen Tatsachen geht hervor, dass im Rosalia-Gang Scheelit im den Perioden vorkommt, die jünger als die „Zinnopel" — Periode (III) sind mit einem Maximum in der Chalkopyrit-Periode nach der Ausfällung der Hauptmasse von $CuFeS_2$ und deren Brekzierung.

Der Fund von Scheelithältigen Zn-Pb-Cu-Erzen in den tiefen Teilen des Ganges ist im Sinne Koděra's (l. c.) Ansichten schwer deutbar. Man müsste z. B. voraussetzen, dass die Mineralisation der II. Periode in den höheren Gangteilen nicht endet (wie es Koděra angibt), sondern bis in die tiefsten Horizonte reicht. In diesem Falle muss man jedoch auch eine Änderung der paragenetischen Assoziation mit der Tiefe (Zutritt von Scheelit) zulassen.

Dasselbe gilt auch im Falle, dass wir die Zn-Pb-Cu-W-Minerale als zugehörig zur Chalkopyrit-Periode zählen wollen, was wahrscheinlicher ist. Nach Koděra's Angaben enthält sie keine makroskopisch sichtbaren Mengen von Sphalerit und Galenit. Man müsste also eine wesentliche Anreicherung an Pb-Zn-Sulfiden und das Beitreten von Scheelit zulassen. Eine derartige Änderung der Zusammensetzung würde jedoch die IV. Periode in mineralogischer Hinsicht sehr nahe der II. Periode bringen.

Aus unseren Beobachtungen geht hervor, dass im Rosalia-Gang primäre Teufenunterschiede existieren, und zwar auch im Rahmen einer und derselben Periode.

Im westlichen Teil des Hodrušaer Reviers konnten wir auch vereinzelte Scheelitimpregnationen am Schöpfer-Gang auffinden. Dieser wurde auf Ag-Erze abgebaut. In den oberflächennahen Partien waren reichlich Argentit, Pyrargyrit, Polybasit, Pearceit und Stephanit vorhanden. Die Gangmasse besteht aus Quarz und Kalzit, seltener auch Amethyst und Dialogit; ziemlich verbreitet sind Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit und Pyrit. Scheelit wurde in kompakten Erzen mit schlierenformigen Anhäufungen von Cu-Pb-Zn-Sulfiden beobachtet.

Bei Vyhne im nördlichsten Teil des Reviers wurde Scheelit am Material stammenden von den Gängen zwischen „Alžbeta" und „Nádej" identifiziert.

Banská Štiavnica

In Banská Štiavnica kommt Scheelit auf den meisten Erzgängen vor. Wir konnten ihn am Teresia-, Spitaler-, Bieber-, Michal-, Hymber- und Grüner-Gang identifizieren. Gewöhnlich bildet er schwache, rein mineralogische Impregnationen. Durch eine intenzivere Wolframvererzung zeichnet sich der mittlere Teil des Erzreviers in der Umgebung des Michal-Schachtes aus.

Die Dimensionen der Scheelitkörner und Kristalle schwanken zwischen Bruchteilen von mm, und überschreiten nur selten 5—6 mm. Für die meisten Scheelite ist eine bläuliche Luminiszenz im UV-Licht charakteristisch. Spärlicher sind auch Mo-hältige Varietäten mit kremgelber Luminiszenz vertreten. Nach den bisherigen Unetrsuchungen scheint der Molybdängehalt mit der Tiefe zuzunehmen. Die röntgenographische Identifizierung ist auf S. 17 angegeben.

Ähnlich wie in Hodruša enthalten auch in Banská Štiavnica intensivere Scheelitimpregnationen nur die tieferen Teile der Gänge, undzwar die Cu-Zone und teilweise die unteren Teile der polymetallischen Zone. Spärliche Impregnationen konnten wir auch in Bohrungen, welche die Gänge, jetzigen tiefsten Horizonte (V.) in cca 200—500 m Tiefe durchbohrten konstatieren.

In mineralogisch-paragenetischer Hinsicht hat neuestens die Gänge von B. Štiavnica Koděra (l. c.) bearbeitet, der auch eine Paralellissierung mit dem Rosalia-Gang in Hodruša durchführte.

In den ältesten Zinopel- und Rhodonit-Perioden wurde bisher Scheelit nicht beobachtet. In Brekzienerzen kommt er als jüngere Bildung um Rhodonitbruchstücke vor. In den jüngeren Perioden ist Scheelit häufiger, undzwar bis zur Chalkopyrit-Periode, wo er am meisten verbreitet ist. In geringen Mengen tritt er auch auf feinen Quarzaderchen auf, die die Chalkopyritperiode durchbrechen. Als Bestandteil der Karbonat- oder Baryt-Periode haben wir Scheelit in B. Štavnica bisher nich beobachtet. Gemäss den Verhältnissen in Hodruša ist es jedoch möglich, dass er untergeordnet auch in diesen jüngsten Perioden vorkommt.

Für die Scheelitvererzung ist sowohl in Hodruša, als auch in B. Štiavnica der unregelmässige Charakter typisch.

Aus den bisherigen Untersuchungen folgt, dass man bei detaillierten Studien Scheelit sehr wahrscheinlich auch auf anderen Gängen des Reviers von Štiavnica—Hodruša auffinden wird. Eine weitere Möglichkeit bieten Karbonatgesteine in der Nähe von Granodioriten und Dioriten (häufig bei Hodruša und Vyhne), wo kontaktmetasomatische Scheelitvererzungen auftreten können.

Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava

Erläuterungen zu den Tafeln

Tafel XI

Fig. 1: Gerundetes Scheelitkorn (rechts, oben) zwischen vorwiegend idiomorphen Quarz. Galenit — weiss. Anschliff, 140×. — Fig. 2: Idiomorphe Quarzkristalle im Scheelit (lichtgrau). Dünnschlif, 140×. — Fig. 3: Idiomorpher Scheelit im Quarz. Karbonat-dunkelgrau. Dünnschliff, 140×. — Fig. 4: Scheelitkristall mit zonar eingelagerten Mikroliteneinschlüssen. Pyrit — schwarz. Dünnschliff, 140×.

Tafel XII

Fig. 1: Tafelförmige Scheelitkristalle von Bindemittel einer aus Fragmenten der I.—III. Periode bestehenden Brekzie. Dünnschliff, 140×. — Fig. 2: Dasselbe im UV — Licht. — Fig. 3: Scheelit in Karbonatgängchen (6. Periode). Hydrotermal umgewandelter Dazit (unten) mit aufgewachsenen Quarzkristallen. Scheelit (dunkelgrau) ist am Kontakte zwischen dem Nebengestein und Quarz mit Kalzit entwickelt. Dünnschliff, 40×. — Fig. 4: Ausfällung von Scheelit vor Kalzit in Karbonat-trümchen der 6. Periode. Scheelit — weiss; Kalzit — mit Innenreflexen. Nebengestein — schwarz. UV — Licht. Vergr. 2×.

Tafel XIII

Fig. 1.: Cu-Zn Pb-W-Mineralisation in netzförmigen Gängchen. An der Ausfällung beteiligen sich nur Minerale einer Periode. ¾ nat. Grösse. — Fig. 2: Dasselbe im UV — Licht. Scheelit — weiss.

Tafel XIV

Fig. 1: Brekzientextur der Erze. Fragmente bestehen hauptsächlich aus älterem Quarz der I. Periode (Si) und Hämatit (k) der III. Periode. Vergr. 1,2×. — Fig. 2: Dasselbe im UV — Licht. Scheelit (weiss) kommt nur im Bindemittel der Brekzie vor.

Tafel XV

Fig. 1: Ringförmige Textur im Scheelitreichen Chalkopyriterz. Als Fragmente treten hydrotermal umgewandelte Nebengesteine, Chalkopyrit (cp) und Chalkopyrit mit Quarz (IV. Periode) auf. Nat. Gr. — Fig. 2: Wie Fig. 1, im UV — Licht. Scheelit ist im späteren Quarz dicht um die Bruchstücke eingesprengt. — Fig. 3: Scheelithältige Kalzitgängchen (weiss) durchqueren hydrotermal veränderte Nebengesteine mit einer älteren polymetallischen Mineralisation. ½ Nat. Grösse. — Fig. 4: Chalkopyrit (dunkelgrau) zerbrochen und durch Quarz (V. Periode) verkittet. Nat. Grösse. Auf T. XI—XV ist Material aus dem Rozalia-Gang in Hodruša abgebildet.

Tafel XVI

Fig. 1: Kokardenerz. Detail des Bindemittels zwischen Rhodonitbruchstücken und den Sulphiden der Erzperiode. Scheelit (š), Chalkopyrit (cp), Sphalerit (s), Pyrit (py), Karbonat (k). Dünnschliff, 50×. B. Štiavnica, Teréza-Gang, Ferdinand-Stollen. — Fig. 2: Scheelitkristall auf Drusenquarz. B. Štiavnica, Spitaler-Gang. 12× vergr. — Fig. 3: Scheelit (grau), teilweise idiomorph begrenzt im Quarz (dunkelgrau) und Sphalerit (lichtgrau). B. Štiavnica, Viliam-Gang. Anschliff, 75×. — Fig. 4: Scheelit (dunkelgrau) im Au-Ag-Erz mit Pyrit (schwarz) und Quarz. B. Štiavnica, Grüner-Gang. Dünnschliff, 40×.

Vysvetlivky k tab. XI—XVI

Tab. XI

Obr. 1 — zaoblené zrno šelitu (hore vpravo) medzi idiomorfným kremeňom; galenit biely. Nábrus 140× zv.; 2 — kremeň (tmavosivý) s idiomorfným obmedzením v šelite (svetlosivý) Výbrus 140× zv.; 3 — idiomorfný kryštál šelitu (svetlosivý reliéf) v kremeni. Karbonát (tmavosivý) vypĺňuje priestor medzi idomorf. kryštálikmi kremeňa. Výbrus 140× zv.; 4 — idiomorfné kryštály šelitu (svetlosivý), pyritu (vpravo dole čierny), kremeňa (vpravo hore). Šelit obsahuje pozdĺž zón narastania drobné mikrolitické inklúzie. Výbrus 140× zv.

Tab. XII

Obr. 1 — tabuľkovité kryštáliky šelitu v brekciovitej rude. Výbrus 140× zv.; 2 — to isté v ultrafialovom svetle. Luminiscencia šelitu; 3 — vystupovanie šelitu v karbonatických žilkách. Hydrotermálne zmenený dacit (dole) na ktorý nasadajú idiomorfné kryštáliky kremeňa. Šelit (tmavosivý reliéf) vystupuje pozdĺž styku útržkov okolnej horniny a kremeňa s karbonátom. Výbrus 40× zv.; 4 — šelit (biely) pozdĺž okraja kalcitovej žilky (vnútorné reflexy), okolná hornina čierna. Zv. 2× v ultrafialovom svetle.

Tab. XIII

Obr. 1 — Žilníkovitý charakter polymetalického zrudnenia. Na výplni sa zúčastňujú minerály jedinej periódy; ¾ skutočnej veľkosti; 2 — to isté v ultrafialovom svetle. Šelit (biely).

Tab. XIV

Obr. 1 — Brekciovitá ruda. Úlomky kremeňa (bielosivý Si), okolných hornín (sivé) a hematitu (tmavosivý, k). Zväčšenie 1,2×; 2 — to isté v ultrafialovom svetle. Šelit (biely), vystupuje len v tmele brakcie.

Tab. XV

Obr. 1 — Prstencovitá textúra chalkopyritovej rudy s bohatším šelitovým zrudnením. Vo forme fragmentov vystupujú hydrotermálne premenené okolné horniny, chalkopyrit (cp) a kremeň s chalkopyritom. Rozália, slepý rudný stĺp. Skutočná veľkosť; 2 — to isté v ultrafialovom svetle. Šelit (biely) je rozmiestnený v kremeni bezprostredne lemujúcom fragmenty; 3 — karbonátové žilky (biele) so šelitom prerážajúce hydrotermálne okolné horniny so staršou polymetalickou mineralizáciou. Rozália, 0,6 skutočnej veľkosti; 4 — chalkopyrit (čiernosivý) rozdrvený a stmelený kremeňom (biely). V. periódy.
Na tabuľkách XI—XV zobrazený materiál z Rozália žily v Hodruši.

Tab. XVI

Obr. 1 — Kokardovitá textúra rúd. Detail kremitého tmelu medzi fragmentami rodonitu a sulfidmi rudnej periódy. Šelit (š), chalkopyrit (cp), sfalerit (s), pyrit (py), karbonát (k). Výbrus 40×. Banská Štiavnica, Terézia žila, Ferdinand štôlňa; 2 — idiomorfne vyvinutý kryštál šelitu na kremennej drúze. B. Štiavnica, Špitáler-žila. Zväčš. 12×; 3 — šelit (sivý) sčasti idomorfne obmedzený uzatváraný kremeňom (čiernosivý) a sfaleritom (biely). B. Štiavnica. Vilam žila. Nábrus 75×; 4 — zlatonosná ruda. Idiomorfný pyrit (čierny) so šelitom (tmavosivý, chagrinový povrch) v kremeni. B. Štiavnica, Grünerova žila. Výbrus 40×.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

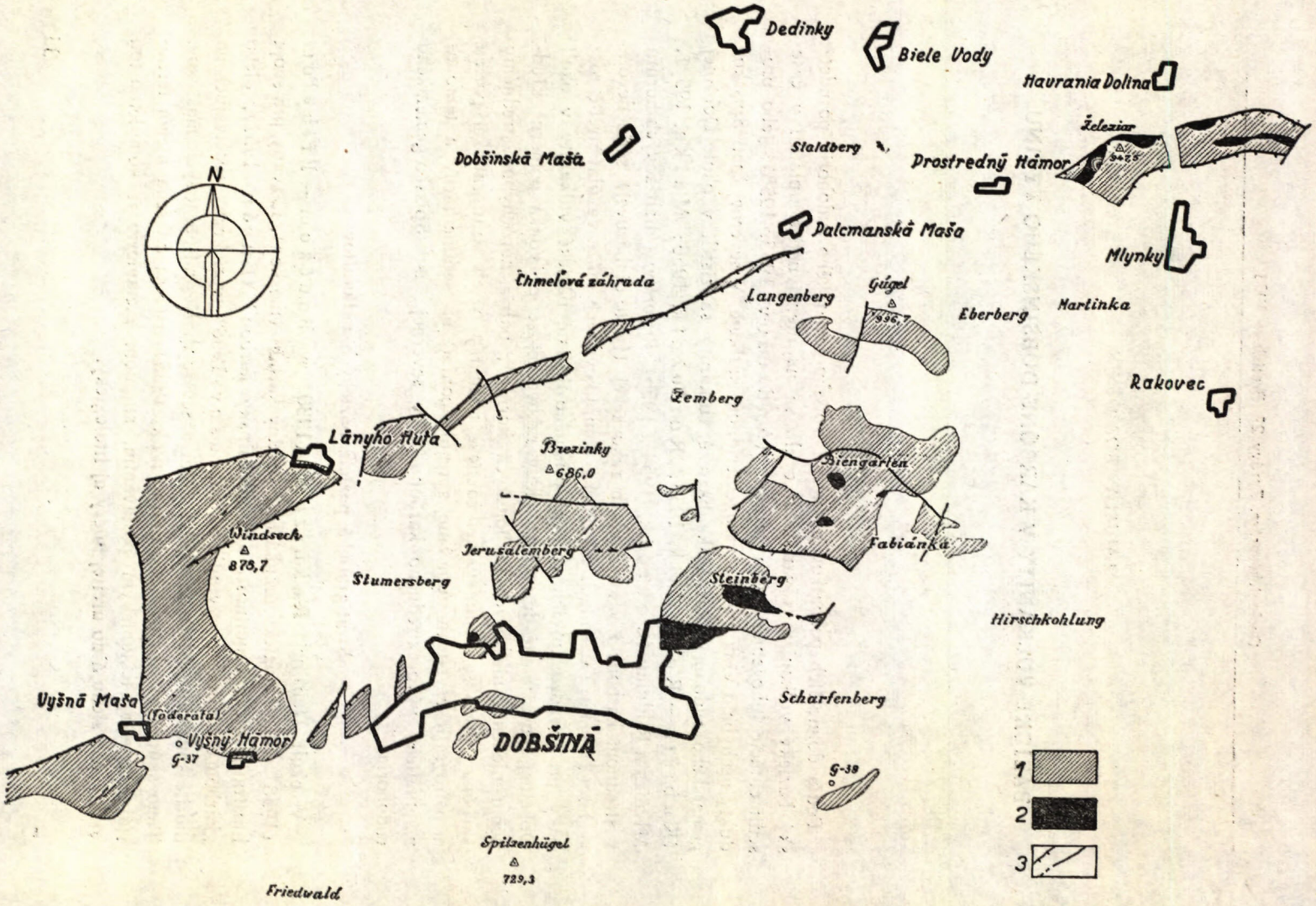
BÁZICKÉ VULKANITY V KARBÓNE DOBŠINSKÉHO VÝVINU

Úvod

Podľa doterajších poznatkov na území Spišsko-gemerského rudohoria posudetský bázický vulkanizmus variského cyklu sa najintenzívnejšie uplatnil v čase sedimentácie juhogemeridného karbónu (Andrusov 1953, 1958). Jeho produkty nechýbajú však ani v severogemeridnom karbóne. V severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria karbónske bázické vulkanity sa zistili v okolí Dobšinej (Kubišta – Rozložník, 1953; Rozložník, 1956; Máška, 1957), Mlyniek a Rudnian (Ogurčák, 1954 a 1956). Prítomnosť diabázových hornín v strednom karbóne i v súvrstviach rakoveckej (fylito-diabázovej) série devónskeho (?) veku v územiach tektonicky komplikovaných môže vyvolať určité rozpaky pri posudzovaní ich vekovej príslušnosti. Isté bázické vulkanity v okolí Dobšinej, považované doteraz za členy rakoveckej série (vďaka pomerne kľudnému uloženiu niektorých karbónskych hornín), patria nepochybne strednému karbónu; preto sa domnievame, že naše poznatky o ich stratigrafickej pozícii a petrografickej povahe umožnia spresniť pohľad na sedimentárny a tektonomagmatický vývoj stredného karbónu aj v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Stratigrafická pozícia bázických vulkanitov

V okolí Dobšinej Rakuszom (1930) a Boučkom – Přibylom (1958) paleontologicky preukázaný stredný karbón (moskov), nazvaný pre svoje litostratigrafické osobitnosti ako „dobšinský karbón" (Fusán 1957), alebo „karbón dobšinského vývinu" (Andrusov 1958) tvorí kryhy spočívajúce na diorite-amfibolite, alebo pruhy na juhu a severe diorit-amfibolitových masívkov. Tieto skupiny výskytov (Rozlozsnik 1935) líšia sa od seba nielen teritoriálne, ale aj tektonickým postavením, stupňom metamorfózy, kompletnosťou vrstevného sledu a do určitej miery aj litologicky.


N
Dedinky
Biele Vody
Havrania Dolina
Železiar
Dobšinská Maša
Staldberg
Prostredný Hámor
Palcmanská Maša
Mlynky
Chmeľová záhrada
Langenberg
Gügel
Eberberg
Martinka
Rakovec
Zemberg
Lányho Huta
Brezinky
686,0
Biengarten
Windsech
875,7
Jeruzalemberg
Fabiánka
Šlumersberg
Steinberg
Hirschkohlung
Vyšná Maša
(Foderata)
Vyšný Hámor
G-37
DOBŠINÁ
Scharfenberg
G-38
Spitzenhügel
729,3
Friedwald
1
2
3

Z hľadiska objasnenia stratigrafickej pozície karbónskych bázitov najdôležitejšie sú výskyty patriace do prvej skupiny. Ide o erózne zvyšky, ušetrené pred rozrušením tým, že boli zaborené do svojho podkladu v podobe krýh vďaka antitetickým zlomom približne V—Z smeru, ktoré spôsobili stupňovité poklesy k J. Takto severný okraj väčšiny krýh predstavuje zlom so sklonom k J. Strednokarbónske vrstvy ležia v kryhách na diorit-amfibolitovom podklade spravidla subhorizontálne s miernym sklonom k S, resp. SV. Jednotlivé kryhy podľa miesta vystupovania označujeme ako: kryha štumersberská, jeruzalemberská, brezinská (birkelberská), gúgelská, altenberská, biengartenská, massörterská a najväčšia ako fabianska. Pomerne kľudné uloženie karbónu v týchto kryhách a dobré odkryvy v bývalých povrchových baniach na siderit (Altenberg, Biengarten a Massörter) umožnili podrobne stanoviť litológiu a vrstevný sled (R a k u s z 1930; R o z l o z s n i k 1935). Prieskumné vrty lokalizované vo fabianskej kryhe (predovšetkým v okolí vŕšku Roveň), ako aj podzemné banské práce na Harmatovej lúke, ďalej v revíroch Coburg, Anna a Steinberg odkryli aj vyššie členy karbónskeho súvrstvia, medzi nimi aj vulkanogénne polohy, ktoré Rakusz a Rozlozsnik nepoznali, ale pre odlišný charakter ich zaradili do rakoveckej série.

Fabianska kryha stredného karbónu (podľa vŕšku Fabianka s kótou 663 m) na S je ohraničená veľkým poklesom V—Z smeru medzi údolím Tešnárky a Malou Vlčou dolinou (— „coburgský zlom"), na V mohutným posunom sledujúcim údolie Tešnárok, na Z Malou Vlčou dolinou a na J poruchovým pásmom medzi telesom dioritu- amfibolitu a sedimentárno-vulkanogénnym súvrstvím rakoveckej série, na ktoré je viazaný rudný ťah Georgi. Kryha v severných častiach poklesla oproti kryhám Altenberg (Michaeli) — Biengarten — Massörter o 100—120 m. Takto pred eróziou ostali ušetrené aj vyššie obzory dobšinského karbónu, ba sčasti aj spodné členy permu, ktoré ich zakrývajú.

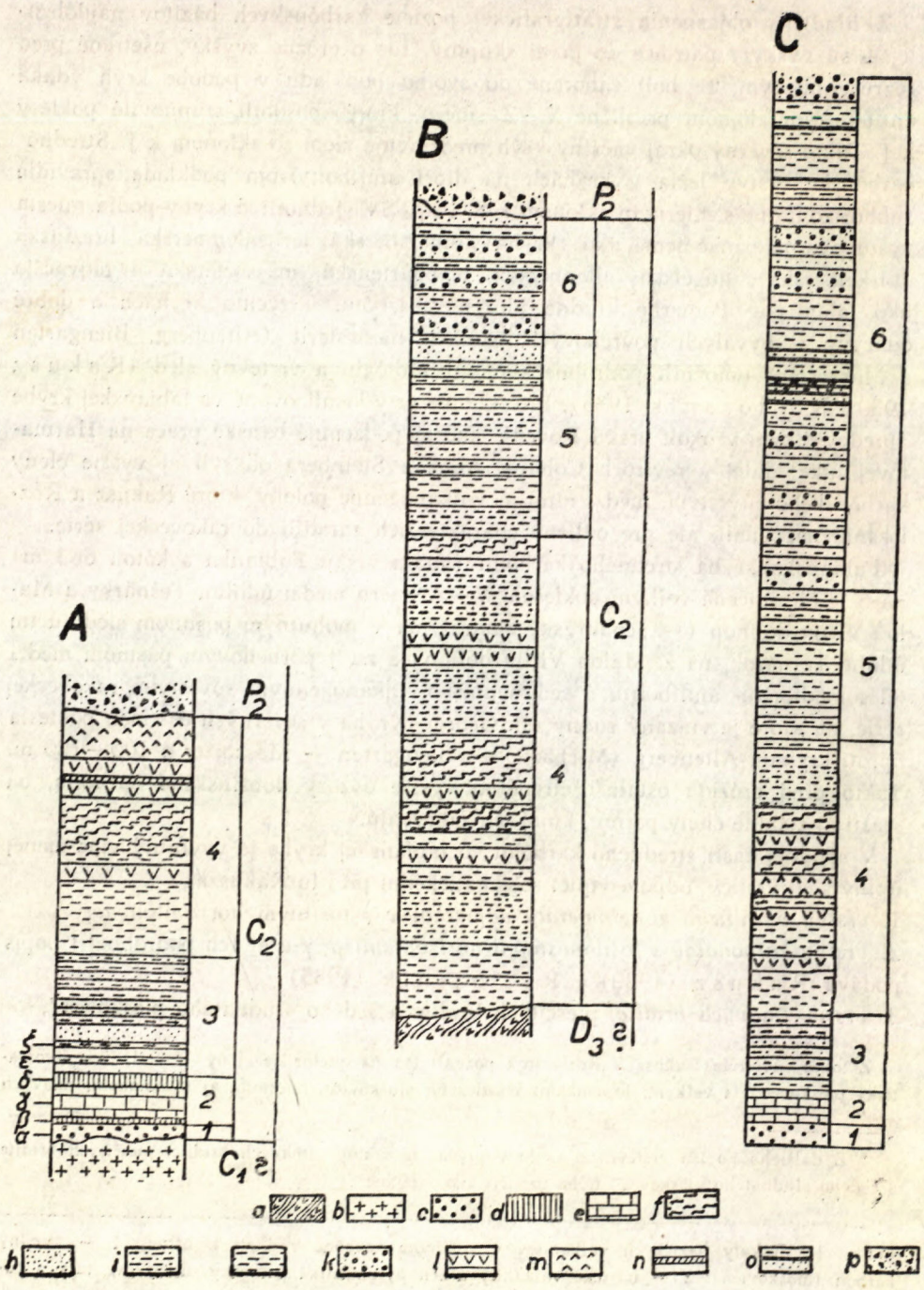
V spodnej časti stredného karbónu vo fabianskej kryhe je vyvinutý viac-menej úplný sled vrstiev, odpovedajúci schematickému profilu Rakusza:

1. *vrstvy bazálneho konglomerátu a pieskovce* s fosilným horizontom α;
2. *vrstvy karbonátov s fosilonosnými horizontami* β, γ a δ. Ich podrobnejší popis podáva R a k u s z (1930) a R o z l o z s n i k (1935);
3. *vrstvy tmavých bridlíc,* piesčitých bridlíc a šedého sľudnatého pieskovca*.

Z tohto súvrstvia Rakusz a Rozlozsnik poznali len najspodnejšie členy: „svetlý konglomeratický pieskovec" (s veľkými lupienkami klastického muskovitu, miestami aj s úlomkami tmavých

* Z ďalšieho popisu vrstevného sledu vyplýva, že vrstvy „tmavých bridlíc, piesčitých bridlíc a šedého sľudnatého pieskovca" treba označiť ako „spodné".

Obr. 1. Výskyty bázických vulkanitov v strednom karbóne v okolí Dobšinej. 1 — stredný karbón (moskovien), 2 — bázické vulkanity a ich pyroklastiká (diabázy, diabázové tufy a tufity), 3 — tektonické línie.


A
B
C
P2
C2
C1 ?
D3 ?
1
2
3
4
5
6
a
b
c
d
e
f
h
i
k
l
m
n
o
p

bridlíc), „uholný lupok" - fosilonosný horizont ε, „limonitický pieskovec" a „sľudnatá piesčitá a grafitická bridlica" — fosilonosný horizont ξ a konečne „nadložný sľudnatý pieskovec".

Nové odkryvy vo fabianskej kryhe ukázali, že pieskovec označený Rakuszom ako „nadložný" sa rytmicky strieda so šedými sľudnatými piesčitými bridlicami, tmavými bridlicami s uhoľným pigmentom a ojedinele aj s vrstvičkami vápenca. Hrúbka lavíc pieskovcov sa pohybuje od 0,5—1 m, polohy piesčitých a tmavých bridlíc 0,3—3 m. Celková hrúbka súvrstvia, vrátane spodných Rakuszom vymedzených polôh je asi 40 m.

4. *Vrstvy tmavých a sericitických bridlíc* s telesami bázických vulkanitov (celková hrúbka 70—80 m). Predošlé súvrstvie plynule prechádza do bridlíc, v ktorých sa sporadicky objavujú piesčité polohy. Tmavé bridlice na rozdiel od bridlíc predošlého súvrstvia sú silnejšie metamorfované* (ide o typické fylity), detailne zvrásnené a často prestúpené ložnými i pravými žilkami sekrečného a hydrotermálneho kremeňa. Vyššie sa objavujú polohy diabázového tufu. V niektorých vrtoch bola zastihnutá len poloha chloritických bridlíc, ktoré geneticky tiež spájame s bázickým submarínnym vulkanizmom. Nad polohami pyroklastík tmavé bridlice postupne strácajú svoju bituminóznu substanciu; striedajú sa so sericitickými bridlicami až sa úplne strácajú.

Sericitické bridlice sú svetlošedej, svetlozelenošedej farby, detailne zvráskované a prestúpené hydrotermálnymi žilkami kremeňa, miestami aj karbonátov (sideritu, ankeritu). Rozlozsnik (1935) ich zaradil medzi fylity rakoveckej série. Do nedávna boli odkryté len štôlňou Jozef a v zárezе na svahu Fabianky; novšie boli nafárané štôlňou Stano, nedokončenou šachtou pod Biengartenom a zastihnuté niektorými vrtmi. V nových odkryvoch vidieť plynulý prechod sericitických bridlíc do podložných tmavých bridlíc a bridličnato-pieskovcového súvrstvia, čím je preukázaná ich príslušnosť k strednému karbónu. Nad sericitickými fylitmi je ďalšia vulkanogénna poloha, spravidla len v podobe masívneho jemnozrnného diabázu so zrnkami magnetitu. Na Hermatovej lúke medzi fylitmi a zrnitým diabá-

* Tento zjav možno vysvetliť tým, že pri stesňovaní „ochranný tieň" rigidného diorit-amfibolitového podložia — zdôrazňovaný P. Rozlozsnikom (1935) — od silnejších prestupujúcich pohybov uchránil len najspodnejšie členy profilu, ktoré naviac vyznačujú sa kompetentnosťou (bazálny kon lomerát, vápence a pieskovce), na rozdiel od vyššie položeného pomerne hrubého súvrstvia nekompetentných tmavých a sericitických bridlíc. Podrobnejší rozbor menlivého stupňa metamorfózy v rámci stredného karbónu, ako aj iných útvarov v okolí Dobšinej neuvádzame, lebo vybočuje z rámca našej témy.

◁

Obr. 2. Schematické profily karbónom dobšinského vývinu. A — profil stredným karbónom fabianskej kryhy, B — v údolí Tešnárky (podľa vrtu G-38), C — celkový profil dobšinským karbónom. a — tufity rakoveckej série, b — diorit alebo amfibolit (rakovecká séria), c — bazálny zlepenec, d — dolomitický vápenec, e — vápenec, resp. siderit alebo ankerit, f — sericitické bridlice, g — šedý sľudnatý pieskovec, i — šedá sľudnatá piesčitá bridlica, j — tmavá, príp. až grafitická bridlica, k — „nadložný" zlepenec, l — diabázový tuf a tufit, m — zrnitý diabáz, n — biely vápenec, o — sloj antracitu, resp. grafitu (c—o stredný karbón), p — pestrý zlepenec alebo pieskovec-perm, fosilonosné horizonty podľa Rakusza.

zom nachádza sa aj diabázový tuf s bielymi vápencami, sčasti zatlačenými hydrotermálnym kremeňom, ankeritom a spekularitom.

Vo fabianskej kryhe je tento vrstevný sled stredného karbónu so štyrmi osobitnými súvrstviami (pozri obr. 2 — profil A) o úhrnnej mocnosti asi 150 m kompletne zachovaný len na niektorých miestach, hlavne tam, kde prikrývka permu ho uchránila pred eróziou a denudáciou.

Či súvrstvie tmavých a sericitických bridlíc s polohami diabázov a ich tufov je najvyšším horizontom stredného karbónu, ktorý sa zachoval po erózii pred usadením permu, objasňujú profily vrtov V a Z od Dobšinej.

Vrt G-38 v údolí Tešnárok prešiel pod slabou polohou pestrých kon lomerátov permu stredným karbónom o nepravej hrúbke asi 400 m. V jeho profile (pozri obr. — profil B) spodné súvrstvia chýbajú, zrejme pre tektonickú redukciu. Na podložie — tufity rakoveckej série — priamo nasadajú vrstvy tmavých bridlíc (fylitov) s chloritickými bridlicami a polohami diabázových tufov a tufitov. Sericitické bridlice (v porovnaní s pomermi vo fabianskej kryhe) sú zastúpené podradnejšie a vulkanogénne horniny miesto zrnitého diabázu prichádzajú len v podobe chloritických bridlíc. Podiel piesčitého materiálu je tu však väčší.

Nad súvrstvím tmavých a sericitických bridlíc nasledujú vrstvy, ktoré vo fabianskej kryhe podľahli predpermskej erózii. Ide o „vrchné" vrstvy šedých až tmavých sľudnatých bridlíc, piesčitých bridlíc a šedého sľudnatého pieskovca. Ich celkovú hrúbku pre tektonickú porušenosť — možnosti zošupinatenia, alebo redukcie — odhadujeme na 60—80 m. Jednotlivé členy súvrstvia, najmä bridlice a piesčité bridlice prichádzajú v drobných rytmoch (mm až cm). Bridlice sú premenené vo fylity.

Najvrchnejšie súvrstvie tvoria vrstvy „nadložného konglomerátu" s polohami tmavých bituminóznych, šedých sľudnatých a piesčitých bridlíc až pieskovca. Konglomeráty obsahujú neoválané úlomky kv rcitov, kremeňa, tmavých filitov a granitoidov. V tmele je hojne zastúpený klastický muskovit. Súvrstvie možno paralelizovať so spodnejšími členmi „hámorských vrstiev" (M á š k a, 1961).

Hámorské vrstvy okrem povrchových odkryvov (sčasti popísal už Rozlozsnik 1935 a Rakusz 1930) sú známe z profilov dvoch vrtov (G-11b a G-37) v údolí Dobšinského potoka, Z od Dobšinej medzi Vyšným Hámrom a Vyšnou Mašou. Keďže vystupujú na tektonicky komplikovanom styku gemeríd s veporidami, ich pravú hrúbku nemožno presne stanoviť. Odhadujeme ju na 250—350 m. Rytmicky sa v nich striedajú šedé sľudnaté bridlice, tmavé bridlice s uhoľným pigmentom, piesčité bridlice, sľudnatý pieskovec, droby až konglomeráty, ako aj 7—8 slojkov antracitu (cm—dm hrúbky). V niektorých častiach súvrstvia pozorovať náznaky k vývinu cyklotem. M á š k a (1957) pripisuje tomuto súvrstviu paralický vývoj. Polohy konglomerátov a ich valúnový materiál hovoria za regresívny charakter sedimentácie s občasnými ingresiami a distemami, a poukazujú aj na blízkosť pevniny s kryštalickými horninami, včítane granitoidov.

Z profilu tešnárskeho a hámorského vrtu vidieť, že predpermská erózia bola veľmi nerovnomerná a nad vulkanogénnou polohou vystupujúcou vo fabianskej kryhe nachádzajú sa inde ešte dve ďalšie, podľa všetkého pomerne hrubé súvrstvia stredného karbónu. Profil dobšinského karbónu s prihliadnutím na predmetamorfný stav, vykazuje teda takýto sled:

1. vrstvy bazálneho konglomerátu (3—8 m)
2. vrstvy karbonátov (5—20 m)
3. spodné vrstvy tmavých bridlíc a pieskovca (asi 40 m)
4. vrstvy tmavých a sericitických bridlíc s bázickými vulkanitmi (100—150 m?)
5. vrchné vrstvy tmavých bridlíc a pieskovca (60—80 m?)
6. vrstvy „nadložného konglomerátu" — hámorské vrstvy (250—350 m?)

Celková hrúbka doteraz známeho stredného karbónu v okolí Dobšinej sa teda pohybuje medzi 500—600 m.

Bazálne vrstvy majú transgresívny litorálny charakter, ktorý je náhle vystriedaný neritickým vývojom (vrstvy karbonátov). Spodné členy tretieho súvrstvia majú neisté znaky paralickej sedimentácie (konglomerát, uhoľný lupok s odtlačkami rastlín, veľké množstvo klastického muskovitu a i.); v ďalšom však pozorovať tendenciu prehlbovania sedimentačnej panvy a súvrstvie tmavých a sericitických bridlíc s vulkanogénnymi horninami má už marínny charakter. Najvyššie súvrstvie, menovite hámorské vrstvy, sú poznačené regresiou a majú paralický vývoj. V profile dobšinského karbónu sú teda zastúpené všetky tri Máškom (1957) vymedzené základné súvrstvia stredného karbónu Spišsko-gemerského rudohoria: 1. spodné — litorálne, 2. stredné — marínne a 3. vrchné — paralické. Vulkanogénne polohy sú viazané na „stredné súvrstvie", snáď práve na obdobie kulminácie prehlbovania sedimentačnej panvy. Marínne súvrstvie v okolí Dobšinej má relatívne menšiu hrúbku a pravdepodobne aj časove predstavuje len kratšiu epizódu. Zato však má typické znaky sedimentov hlbšieho mora. Litologicky ide o pelity (tmavé, sericitické a chloritické bridlice), vápence a produkty podmorského bázického vulkanizmu (diabázy, diabázové tufy a tufity). Terigénny materiál (klastický muskovit, živec, hrubšie zrná kremeňa a pod.), bohato zastúpený v podložných a nadložných súvrstviach, v tomto súvrství chybuje.

Zvláštnosťou stredného karbónu v okolí Dobšinej je jeho premenlivá hrúbka a to aj v profiloch, zakrytých permom. Príčinou toho sú predovšetkým podmienky sedimentácie samotného karbónu. V dôsledku intenzívnej epeirogenézy, ktorá doprevádzala jeho sedimentáciu, niektoré časti panvy poklesávali, iné sa dvíhali a podľahli rýchlej erózii a denudácii. Úlomky strednokarbónskych hornín v zlepencoch vlastného súvrstvia svedčia o tom, že erózii miestami podľahli aj strednokarbónske vrstvy. Rozdielna mocnosť karbónu pochádza teda už z obdobia jeho vlastnej sedimentácie. Nerovnosti boli zvýraznené v predpermskom hiáte a počas usadzovania permu, kedy vznikol veľmi členitý reliéf a na niektorých miestach (pekné príklady sú práve v okolí Dobšinej — najmä vo fabianskej kryhe) bol stredný karbón úplne oderodovaný. Dnešnú rozličnú hrúbku súvrstvia ovplyvnila aj alpská tektonika najmä zakorenením, zošupinatením, vyvalcovaním stredného karbónu a zbližením jeho výskytov, pôvodne od seba vzdialených.

Už sme spomenuli, že bázické vulkanogénne horniny vystupujú aj S od Mlyniek, v tzv. mlyneckom pruhu stredného karbónu prechádzajúcom od Lányiho Huty cez Brezinky (Birkelnberg),

Langerberg k údoliu Hnilca a odtiaľ cez Železiar a Viničiar ku Grajnáru, a viazanom na tektonickú líniu prvého radu. Vachtl (1938) zistil, že v tomto pruhu je stredný karbón (miestami spolu aj s permom) zavrásnený do rakoveckej série pozdĺž mohutnej prešmykovej plochy. Podložie karbónu pri Mlynkách tvorí približne 30 m mocné súvrstvie tmavých pieskovcov a piesčitých bridlíc. Potom nasledujú karbonáty (dolomitický vápenec, resp. siderit, alebo ankerit tvoriace ložisko „Zuzana") a v nadloží asi 50 m hrubé súvrstvie tmavých sľudnatých bridlíc, piesčitých bridlíc a pieskovcov so zvyškami brachiopódov a krinoidov.

Treba poznamenať, že aj schematické stanovenie vrstevného sledu a hrúbky karbónu pri Mlynkách naráža na ťažkosti, spôsobené zložitými tektonickými pomermi. Celkový stratigrafický sled je prevrátený, mnohé členy sú tektonicky zmnožené, iné sú miestami vyvalcované. O príslušnosti karbónu mlyneckého pruhu k dobšinskému vývinu svedčí analogický litologický charakter sedimentov a najmä prítomnosť karbonátov.

V strednom karbóne v okolí Mlyniek zistil Fusán (in Bartalský 1954) a Ogurčák (1954) niektoré doteraz neznáme nové členy, najmä konglomeráty na Železiari. Konglomerát je zelenošedej farby s tmelom, bohatým na chlorit. Valúny veľkosti orecha sú dobre zaoblené a pozostávajú prevažne z kremeňa, kvarcitov a granitoidov. Vystupujú na styku karbónu a rakoveckej série; ide teda asi o ekvivalent známych bazálnych zlepencov severogemeridného karbónu.

V stratigrafickom nadloží karbonátov (tektonické podložie), uprostred karbónskych tmavých piesčitých bridlíc a drôb boli (Nová štôlňa pod Šturcom, Karol, Oskár, Daniel a i.) nafárané polohy dislokačne i hydrotermálne premenených diabázových hornín. Na príslušnosť niektorých výskytov v okolí Mlyniek ku karbónu poukázal už Ogurčák (1954). Je to ďalšia lokalita v S časti Spišsko-gemerského rudohoria s diabázovými horninami karbónskeho veku.

V súvislosti s výskytmi bázických vulkanitov v karbóne S od Mlyniek treba pripojiť niekoľko poznámok k výskytom „porfyroidov" uvádzaných Woldřichom (1913).

Ako je známe, Woldřich dnešný strednokarbónsky pruh pri Mlynkách označoval ako „porfyroidová zóna". Podľa popisu a chemickej analýzy súdime, že Woldřich za porfyroidy* považoval jednak silne prehnetené karbónske droby, resp. drobovo-piesčité fylitizované bridlice s úlomkami živcov, kremeňa a so sericitickým tmelom, príp. azda aj hydrotermálne silne zmenené diabázové porfyrity. V prípade „porfyroidu" v údolí Florenseifen ide o permské kremité porfýry. V štôlni Cecília (Cilli), z ktorej pochádza Woldřichova chemická analýza „porfyroidu", okrem uvedených karbónskych drôb a diabázových porfyritov sme nenašli horniny, ktoré by pripomínali porfyroidy.

Petrografický popis bázických vulkanitov

U bázických vulkanitov v karbóne dobšinského vývinu po petrografickej stránke možno vymedziť tieto typy: 1. zrnité diabázy, 2. diabázporfyrity ?, 3. diabázové tufy a 4. diabázové tufity. Tieto horniny starší autori zaraďovali medzi vulkanity rakoveckej série. V tomto prípade ide tiež o produkty submarínneho vulkanizmu a v niektorých prípadoch (diabázy) snáď o subvulkanické ložné žily.

Zrnitý diabáz je odkrytý na Altenbergu v záreze starej hradskej Dobšiná—Stratená, v záreze zvážnej nad bývalými biengartenskými pecami, v štôlni Stano pod Biengartenom, na vrchole Steinbergu a v záreze cesty na záp. svahu Galgenbergu. Rozlozsnik (1935) ho ako „Magnetitoktaeder führende Grünsteine mit noch erkennbarer Gesteinstruktur" zaradil medzi diabázy rakoveckej série.

* Na výskyty „porfyroidu" S od Mlyniek, uvádzané Woldřichom (1913) sa odvoláva aj Varček (1955), Andrusov (1958), Chmelík—Snopko (1961).

Megaskopicky je kompaktný, šedozelenej farby s viditeľnými oktaedrickými zrnkami magnetitu. Mikroskopicky dobre je rozoznateľná jeho mikrodiabázová štruktúra. Plagioklas (ca 30 obj. %), najčastejšie andezín (An 28—40 %), vytvára lištovité prierezy s albitickými dvojčatmi, vzácnejšie je dvojčatený aj mnohonásobne. Lišty sú spravidla dlhé 0,3—0,5 mm (zriedkavejšie až 0,8—1,6 mm) a majú nerovný zubatý okraj. Spôsobom rozmiestnenia a vývojom pripomínajú štruktúru sanidínov v bostonitoch. Pozorovať v nich počiatky premeny na drobné zrniečka zoizitu a šupinky sericitu. Vzťah tmavých súčiastok k plagioklasom pre pokročilú premenu nie je možné stanoviť. Priestory medzi lištami plagioklasov vypĺňajú prevažne len sekundárne minerály: chlorit (penin), chumáčkovitý leukoxén, epidot-zoizit, trieskovitý amfiból, kalcit, kremeň a albit. Z pôvodných akcesórií sú prítomné magnetit, ilmenit a titanit, ktoré okrem magnetitu (1—3 obj. % — zrná až 1 mm veľké), prichádzajú v zrniečkach o veľkosti 0,2—0,3 mm a sú viac-menej rovnomerne roztrúsené. Pozoruhodný je vysoký podiel ilmenitu, resp. leukoxénu (až 10 obj. %!). Chlorit a trieskovité amfiboly miestami vytvárajú väčšie zhluky. Zdá sa, že ide o pseudomorfózy po bývalých primárnych tmavých mineráloch (pyroxénoch, alebo amfiboloch). Hornina je prestúpená sieťou nepravidelných žiliek, vyhojených pomerne veľkými jedincami trieskovitých amfibolov, kalcitu (často s uzavreninami kvapôčkovitého kremeňa), epidot-zoizitu, albitu a kremeňa.

Mineralogickú zvláštnosť predstavujú 0,2—0,3 mm veľké zrnká ± leukoxenizovaného titanitu, v jadre často s ilmenitom. Trieskovité amfiboly sú dvojakého druhu: jeden s malovýrazným slabožltým pleochroizmom, druhý s výraznejším $n\alpha$-zelenožltá, $n\beta$-slabozelená, $n\gamma$-sýtomodrozelená. Prvý býva drobnejší, skôr ihličkovitý s γ/s okolo 14°; mohol by patriť aktinolitu. Druhý, menej rozšírený tvorí spravidla väčšie trieskovité jedince s pozitívnym Chm a s γ/c 19°—24°, najčastejšie okolo 20°.

Chemická analýza zrnitého diabázu zo štôlne Stano (V. Dvonč, GÚDŠ v Bratislave) vykazuje tieto hodnoty:

Váhové %		Niggliho hodnoty		Hodnoty A. N. Zavarického	
SiO_2	46,90	si	118	a	10,9
TiO_2	2,50	al	21,1	c	4,5
Al_2O_3	14,41	fm	55,0	b	27,1
Fe_2O_3	6,55	c	12,6	s	57,5
FeO	7,76	alk	11,3	f′	50,0
MnO	0,21	al-alk +	9,8	m′	44,2
MgO	6,81	al-fm —	33,9	c′	5,5
CaO	4,76	k	0,09	n′	90,7
Na_2O	4,36	mg	0,46	t	3,8
K_2O	0,62	qz	63,2	φ	21,4
P_2O_5	0,41	Q	36,5	Q	—11,3
CO_2	0,72	L	16,1		
H_2O+	3,28	M	47,4		
H_2O-	0,21	π	0,30		
spolu:	99,50	γ	0,05		
		α	0,06		
		μ	0,80		
		c/fm	0,20		

V porovnaní s diabázmi rakoveckej série (L. Kamenický — M. Marková, 1957) náš diabáz vykazuje nízku hodnotu c/fm.

Možnosti petrografického odlíšenia strednokarbónskych diabázov od diabázov rakoveckej série bolo by potrebné overiť na ďalších výskytoch v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Diabázporfyrit ? je známy iba z mlyneckého strednokarbónskeho pruhu, z banských diel Oskár a Nová štôlňa pod Šturcom, ktoré sledujú žilné pásmo „Filip".

Na vzorke hráškovozelenej horniny už makroskopicky možno pozorovať intenzívnu dynamometamorfózu a hydrotermálnu premenu. Preto len na vzorkách, ktoré ostali relatívne ušetrené pred týmito premenami, možno rozpoznať 2—5 mm veľké, tabuľkovité alebo šošovkovité, pretiahle výrastlice živcov.

Mikroskopicky majú porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice (asi 10—15 obj. %) sú mechanicky silne deformované, sericitizované a zatlačované karbonátmi. V prípade intenzívnejšej dislokačnej a hydrotermálnej premeny len škvrnité zhluky sericitu, kremeňa a karbonátov dávajú tušiť, že pôvodne išlo o porfyrickú horninu s plagioklasovými výrastlicami. Podľa zachovalejších jedincov ide o polysynteticky lamelované oligoklas-andezíny (An_{28-34}). Miestami tvoria zhluky na spôsob glomero orfyrickej štruktúry. Pôvodná z kladná hmota nie je identifikovateľná. Len miestami pozorovať zbytky akejsi pilotaxitickej štruktúry. Základná hmota je vyplnená jemnošupinkovitým chloritom, sericitom, drobnými zrniečkami kalcitu, kremeňa, leukoxénu, titanitu, ilmenitu, rutilu a rudného minerálu (hematitu?). Hornina je hydrotermálne metasomovaná karbonátmi (sideritom, alebo ankeritom), kremeňom a turmalínom, ktoré často prestupujú horninu v podobe drobných žiliek.

O vulkanogénnom pôvode a bázickom charaktere tejto horniny niet pochybnosti. Intenzívna premena nedovoľuje však vysloviť sa presnejšie o jej pôvodnom petrografickom charaktere Zdá sa, že ide skôr o metamorfovaný diabázporfyrit než o diabázový tuf.

Diabázové tufy sú hojnejšie rozšírené. Zistili sa vo vrtoch v okolí Rovne a v údolí Tešnárok. V obidvoch prípadoch ide o viac polôh nad sebou. Na Harmatovej lúke vystupujú aj v sprievode bieleho vápenca. Okrem popísaných diabázporfyritov (?) väčšina bázických vulkanogénnych hornín v okolí Mlyniek patrí tiež diabázovým tufom.

Megaskopicky ide o horniny zelenej farby v rôznych odtieňoch. Jednotlivé horninotvorné súčiastky, až na chlorit a kalcit, voľným okom nie sú rozpoznateľné.

Mikroskopicky pozorovať v nich znaky po pôvodnej stratifikácii v podobe striedania chloritom bohatých a chudobných prúžkov. Veľa chloritu sú v hornine 0,1—0,3 mm veľké, nepravidelne obmedzené zrnká plagioklasu-andezínu (An_{34-38}), šupinky sericitu, zrnká minerálov zo skupiny epidot-zoizitu, karbonátov, kremeňa, leukoxénu a drobného rudného minerálu.

Vo väčšine prípadov okrem silnej dynamometamorfózy pozorovať v nich aj hydrotermálne premeny a žilky karbonátov, kremeňa s albitom a turmalínom.

Diabázové tufity zastupujú chloritické, sericiticko-chloritické a grafiticko-chloritické fylity. Keďže sa striedajú s polohami zrnitého diabázu a diabázových tufov, považujeme ich za metamorfované tufity. Vulkanogénnu zložku v nich zastupuje chlorit, ilmenit, a leukoxén, sedimentárnu kremeň, sericit a grafitická substancia. Kremeň často vytvára v nich sekrečné prúžky. Zložka bohatá na chlorit sa rytmic-

ky striedajú s prúžkami bohatšími na sericit a kremeň. Inde namiesto sericitu nastupuje grafitický pigment; v takom prípade sa striedajú chloritické a grafitické prúžky.

Popisované horniny, vďaka svojej plasticite a dobrej vrásniteľnosti, sú silne vrásovo-metamorfované. Vráskované *s*-plochy sú nositeľmi viac-menej prednostne orientovaných minerálov sericit-chlorit-albitovej metamorfnej fácie.

V okolí Dobšinej sa strednokarbónske chloritické, sericiticko-chloritické a grafiticko-chloritické bridlice vyskytujú vo fabianskej kryhe, v profile tešnárskeho vrtu, na Steinbergu, na Z svahu Galgenbergu a na Stumersbergu. Možno k nim patria aj sericiticko-grafiticko-chloritické fylity pri ústí Bielovodského potoka do Hnilca medzi Prostredným Hámrom a Palcmanskou Mašou.

Záver

Novšie vrtné a banské práce v okolí Dobšinej ukázali, že niektoré bázity, doteraz považované za vulkanity rakoveckej série, patria strednému karbónu. Ide o zrnité diabázy, diabázporfyrity (?), diabázové tufy a tufity, viazané na marínne súvrstvia, usadzované v období prehlbovania karbónskej sedimentačnej panvy.

Z tektonomagmatického hľadiska výskyty submarínnych bázických vulkanitov a ich pyroklastík v dobšinskom karbóne a v karbóne gemerid vôbec sú do určitej miery zvláštnosťou. Podľa M á š k u (1961) objavenie sa diabázového vulkanizmu v posudetskej fáze na území Spišsko-gemerského rudohoria svedčí o tom, že vývoj strednovariskej tektogenézy nesmeroval k očakávanej stabilizácii, ale k akejsi reverzii, k podobnej mobilite, aká panovala za raného štádia variského cyklu.

Bázické vulkanity v strednokarbónskom súvrství sú významné nielen z hľadiska celkového pohľadu na variskú tektogenézu, ale aj dokresľujú sedimentárny vývoj mladšieho paleozoika gemerid. Musíme si však uvedomiť, že vulkanogénne polohy pre možnú časovú a priestorovú migráciu vulkanizmu nie sú vždy spoľahlivým kritériom pre stratigrafické členenie.

V okolí Dobšinej oproti doterajším predpokladom treba počítať s oveľa mohutnejším vývojom stredného karbónu, zastúpeným týmito faciálne odlišnými súvrstviami: 1. bazálne konglomerátové — transgresívne litorálne, 2. karbonátové — neritické, 3. bridličnato-pieskovcové — paralické, 4. bridličnaté s vulkanogénnymi polohami a ojedinele aj s karbonátmi — batyálne, 5. bridličnato-pieskovcové so slojkami antracitu a s polohami konglomerátov — regresívne paralické. Batyálne súvrstvie s diabázovými vulkanitmi — v porovnaní s karbónom v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — má v okolí Dobšinej relatívne menšiu mocnosť. Z uvedených súvrství karbónu dobšinského vývinu paleontologicky ako moskov zatiaľ boli preukázané R a k u s z o m (1930) a B o u č e k o m — P ř i b y l o m (1958) len prvé dve súvrstvia. Je pravdepodobné, že aj vyššie súvrstvia patria ešte do moskovienu. Jednako pre spresnenie obrazu o posu-

detskom sedimentárnom a tektonomagmatickom vývoji variského cyklu bude potrebné presne stanoviť ich vek. Zdá sa, že sú k tomu aj potrebné predpoklady. Rakusz (1930) uvádza nálezy stlačených trilobitov z pokryvačských bridlíc, dobývaných kedysi v lomoch SZ od Vyšného Hámru, ktoré zrejme patria k hámorským vrstvám. Antracitové slojky zase môžu poskytnúť palynologický materiál.

Katedra geológie a mineralógie
Banickej fakulty Vysokej školy
technickej v Košiciach

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1953: Vápence a bázické vyvreliny v paleozoiku západných Karpát, Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát I. Bratislava. — [3] Bartalský J., 1953: Zpráva o ložisku Mlynky k zásobám, Rukopis, Geofond, Bratislava. — [4] Bouček B. — Přibyl A., 1938: Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbonu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Geologické práce, Zprávy 14. Bratislava. — [5] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geologické práce, Zoš. 46, Bratislava. — [6] Chmelík J. — Snopko L., 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy 21. Bratislava. — [7] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemeríd. Geologické práce, Zošit 45. Bratislava. — [8] Kubišta J. — Rozložník L., 1953: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní územia na severovýchod od Dobšinej. Rukopis: Geofond, Bratislava. — [9] Máška M., 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (III. Karbon — celkově). Zprávy o geologických výzkumech ÚÚG v r. 1957, Praha. — [10] Máška M., 1961: Vývoj předneoidného slovenského bloku, in Tektonický vývoj Československa. Praha. — [11] Ogurčák Š., 1954: Geologická mapa okolia Mlyniek. Geofond, Bratislava. — [12] Ogurčák Š., 1956: Siderit-barytové ložiská v Rudňanoch. Sjazdový sprievodca X. jubilejného sjazdu Čsl. spol. pre min. a geol. v Košiciach. — [13] Rakusz Gy., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina und Nagyvisnyó. Geologica Hungarica, Budapest. — [14] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina (Dobšiná). Geologica Hun arica, Budapest. — [15] Rozložník L., 1956: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Sjazdový sprievodca X. jubilejného sjazdu Čsl. spol. pre min. a geol. v Košiciach. — [16] Vachtl J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). Sborník Stát. geol. ústavu XII, Praha. — [17] Varček C., 1955: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geologické práce, Zprávy 4. Bratislava. — [18] Woldřich J., 1913: Geologische und montanistische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. Arch. f. Lagerstätte, H. II, Berlin.

Vysvetlivky k tab. I

Obr. 1. Zrnitý diabáz s rozoznateľnou mikrodiabázovou štruktúrou. Zv. 21×, nikoly +. — Obr. 2. Zrnitý diabáz: lištovité plagioklasy s nerovným okrajom, sčasti premenené na zoizit-sericit. Piestory medzi lištami vyplnené titanitom, chloritom, aktinolitom a epidot-zoizitom. Zv. 120×, nikoly +. Obr. 3. Zrnitý diabáz: p — plagioklas, a — trieskovitý amfibol, m — magnetit, t — titanit. Zv. 120×, nikoly =. Obr. 4. Diabázporfyrit (?). Deformované výrastlice plagioklasu. Zv 18×, nikoly +.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

BASISCHE VULKANISCHE GESTEINE IM KARBON DER DOBŠINÁER ENTWICKLUNG

Der bisherigen Kenntnisse nach hat sich der postsudetische basische Vulkanismus (variskischer Zyklus) im Raume des Zips-Gömörer Erzgebirges am intensivsten während der Ablagerung des südgemeriden Karbons geltend gemacht (Andrusov 1953, 1958). Seine Produkte sind jedoch auch im nordgemeriden Karbon in der Umgebung von Dobšiná (Kubišta — Rozložník 1953; Rozložník 1956; Máška 1957), Mlynky und Rudňany (Ogurčák 1954, 1956) vertreten. Die Anwesenheit der Diabas este ne und deren Tuffe sowohl im Mittelkarbon wie auch in der Rakovecer Serie (Devon ?) in den tektonisch komplizierten Gebieten kann bei der stratigraphischen Gliederung der Schichten za mancher Verlegenheit führen. Dank der ziemlich ruhigen Lagerung einiger mittelkarbonischer Vorkommen bei Dobšiná, konnte man bei gewissen Diabasgesteinen, die bisher für Vulkanite der Rakovecer Serie gehalten wurden, ihre Zugehörigkeit zum Mittelkarbon einwandfrei nachweisen.

Das von Rakusz (1930) paläontologisch nachgewiesene Mittelkarbon (Moskovien) bei Dobšiná wurde wegen seiner lithofaziellen Besonderheiten als „Dobšinäer Karbon" (Fusán 1956), bzw. „Karbon in Dobšinäer Entwicklung" bezeichnet (Andrusov 1958). Rozlozsnik (1935) hat da drei selbständige Horizonten ausgegliedert: den unteren — basalen, konglomeratischen; 2 — den mittleren — karbonatischen und 3 — den oberen — schieferig-sandigen Horizont. Die in den letzten Jahren durchgeführten Forschungen (besonders mit Hilfe von Bohrungen) in der Fabianka-Scholle (Mittelkarbon), im Karbon im Tešnárka-Tale (vom Perm gedeckt) und zwischen Vyšný Hámor und Vyšná Maša, W von Dobšiná haben gezeigt, dass Dobšinäer Karbon da viel mächtiger entwickelt ist, als bisher angenommen. Danach ist sein Profil, wie folgt:

1. *Schichten des basalen Konglomerates* (3—8 m);
2. *Karbonatschichten* (5—20 m);
3. *untere Schichten von dunklen Schiefern* und Sandsteinen (etwa 40 m);
4. *Schichten der dunklen und sericitischen Schiefer mit basischen vulkanischen Gesteinen* (100—150 m ?);
5. *obere Schichten der dunklen Schiefer und Sandsteine* (60—80 m ?);
6. *Schichten des „hangenden Konglomerates"* — (Schichten von Hámor — Máška 1951), etwa 250—350 m.

Daraus folgt, dass die gesamte Mächtigkeit des Dobšinäer Karbons etwa 500—600 m beträgt (anstatt der 80 m wie bisher angenommen)

Die basalen Schichten tragen den transgressiven, litoralen Charakter, der bald von der neritischen Entwicklung ersetzt wird (karbonatische Schichtfolge). Die unteren Lagen der dritten Schichtfolge tragen dieselben Merkmale der paralischen Sedimentation; im weiteren Verlauf zeigt sich die Tendenz zur Vertiefung des Sedimentationsbeckens und Schichten der dunklen und sericitischen Schiefern haben bereits den bathyalen Charakter. Die obersten Schichtfolgen, besonders die Schichten von Hámor, sind von der Regression gekennzeichnet und haben den paralischen Charakter.

Im Profil des Dobšinäer Karbons sind somit alle drei von Máška (1957) im Mittelkarbon des Zips-gömörer Erzgebirges ausgegliederten Schichtfolgen vertreten: 1. die untere, litorale; 2. die mittlere — marine, und 3. die obere — paralische Schichtfolge. Vulkanische Lagen sind an die „mittlere Schichtfolge" gebunden, vielleicht eben an den Zeitabschnitt der Kulmination der Vertiefung des Sedimentationsbeckens

Die marine Schichtfolge von Dobšiná hat eine relativ geringere Mächtigkeit. Lithologisch handelt es sich um Pelite (dunkle, sericitische und chloritische Schiefer), Kalksteine und Produkte

des basischen Vulkanismus — Diabas, Diabastuffe und tuffite. Das terrigene Material (Pflanzenreste, klastischer Muskovit u. ä.), vertreten sehr reich in der liegenden und hangenden Schichtfolge, fehlt da überhaupt.

Für Mittelkarbon von Dobšiná ist die Änderung der Mächtigkeit der Schichten charakteristisch, und zwar auch in den von Perm bedeckten Profilen. Infolge der intensiven Epeirogenese, welche die Ablagerung begleitete, entstanden die wesentlichsten Differenzen in der Mächtigkeit des Karbon bereits während seiner eigenen Sedimentation und wurden später im vorpermischen Hiat und während der Ablagerung des Perm (als sich ein sehr gegliedertes Relief bildete und an manchen Stellen Mittelkarbon ganz abgetragen wurde) noch stärker ausgedrückt. Aber auch die alpidischen tektonischen Prozesse haben die verschiedene Mächtigkeit der mittelkarbonischen Schichten beeinflusst.

Die nördlich von Mlynky, im sog. Mlynky-Streifen des Mittelkarbons auftretenden basischen vulkanischen Gesteine gehören ihrer lithologischen Entwicklung nach auch dem Dobšináer Karbon. Wegen ihrer komplizierten tektonischen Verhältnisse konnte die stratigraphische Position dieser Schichten nicht so gut, bzw. eingehend festgestellt werden wie bei Dobšiná.

Bei den basischen vulkanischen Gesteinen im Karbon der Dobšináer Entwicklung konnten petrographisch folgende Typen ausgegliedert werden: 1. der körnige Diabas, 2. Diabasporphyrit(?), 3. Diabastuff und 4. Diabastuffit.

Zusammenfassend kann man folgendes sagen: Vorkommen submariner basischer Vulkanite im Dobšináer Karbon wie auch im gemeriden Karbon können vom tektonomagmatischen Standpunkt aus als gewisse Besonderheit betrachtet werden. Wie darauf bereits Máška (1961) hingewiesen hat, Auftreten des Diabasvulkanismus in der postsudetischen Phase im Raume des Zips-gömörer Erzgebirges zeugt davon, dass die Entwicklung der mittelvariscischen Tektogenese nicht zur erwarteten Stabilisation, sondern zur bestimmten „Reversion" führte, zur ähnlichen Mobilität, welche bereits im (frühen) Anfangsstadium des variscischen Zyklus herrschte.

F. J. ŽUKOV

PERSPEKTÍVY VYHĽADÁVANIA VZÁCNYCH KOVOV V EFUZÍVNO-SEDIMENTÁRNYCH KOMPLEXOCH PERMU V SLOVENSKOM RUDOHORÍ

Vyhľadávanie a prieskum nerastov vo všetkých priemyselne vyvinutých krajinách sveta dosiahlo v posledných desaťročiach takú úroveň, že objavenie odkrytých ložísk je prakticky vylúčené. Prechádza sa preto na metodiku hľadania „slepých" rudných telies alebo nerudných ložísk špeciálnymi metódami. V Spišsko-gemerskom rudohorí sa v perme našlo na jednom mieste zrudnenie vzácnych kovov do určitej miery viazané na horniny tzv. sedimentárno-efuzívneho súvrstvia vyčleneného pri geologickom mapovaní r. 1959.

O spätosti niektorých druhov zrudnenia s vulkanogénno-sedimentárnym útvarom karbónu, permu a kriedy vieme z materiálov mostecko-teplickej, kladensko-rakovníckej a žacléřsko-svatoňovickej panvy a radu zahraničných ložísk. Pri rekonštruovaní vývoja permskej epochy pomocou paleogeografickej analýzy možno vyčleniť v Spišsko-gemerskom rudohorí (z hľadiska zrudnenia vzácnych kovov) rad priaznivých oblastí.

Stručná charakteristika paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

Staršie paleozoikum tvorí jadro antiklinória — základnej časti SGR. Na jeho území sa vyvinuli rozsiahle kremenno-sideritové žily, ktoré tvoria dosť veľké ložiská železa.

Stratigrafický sled staršieho paleozoika je podľa výskumov čsl. geológov (Andrusov, Zoubek, Fusán, M ška, Maheľ) asi takýto (odspodu hore):

1. kambrium — silúr: I. gelnická séria: a) vlachovské vrstvy; b) pačanské vrstvy (vulkanogénne súvrstvie); c) betliarske vrstvy (organogénne súvrstvie);
2. devón (D_2 Dm): II. rakovecká séria (fylito-diabázová).

Sedimenty kambria až silúru

Gelnickú sériu podľa spomenutých autorov tvorí mohutný komplex epizonálne metamorfovaných sedimentárnych a vulkanických hornín; prvé sú zastúpené rôznymi druhmi fylitov a bridlíc (chloritické, sericitické, chloriticko-sericitické, kremité, grafitické fylity a pod.). Vo

fylitoch sa vyskytujú polohy pieskovcov až kremencov v rôznych obzoroch i polohy tmavých a čiernych lyditov. V najvyššej časti série sa objavujú šošovky svetlých alebo šedomodrých kryštalických vápencov, miestami metasomaticky zmenených na siderity a ankerity. Vulkanické horniny sú zastúpené najmä pyroklastikami kremitých porfýrov, t. j. tufmi a tufitmi. Podradne sa vyskytujú i efuzívne kremité porfýry. Vulkanické horniny boli metamorfne zmenené na porfyroidy. Pre veľké rozšírenie porfyroidov Rozlozsník (1935) nazval túto sériu „porfyroidovou". Mocnosť gelnickej série sa odhaduje na 2000—3000 m.

Gelnická séria sa dnes delí na tri súvrstvia. Najspodnejšie sú vlachovské vrstvy (Snopko, 1957), charakterizované flyšovým striedaním fylitov a piesčitých fylitov s polohami pieskovcov, kremencov a lyditov. Vo vrchnej časti sa vyskytujú už aj polohy porfyroidov. Strednú časť gelnickej série tvoria pačanské vrstvy (Snopko 1957), s mohutným vývojom porfyroidov, ktoré sa striedajú so sericitickými a kremitými fylitmi. Najvyššia časť sa označuje ako *betliarske vrstvy* (Snopko 1957; *volovecké vrstvy* — Andrusov 1958), zaraďované k silúru. Toto súvrstvie sa skladá väčšinou z tmavých fylitov s konkréciami pyritu, grafitických fylitov, lyditov a šošoviek kryštalických vápencov. Ojedinele sa vyskytujú diabázy a ich tufy. Mocnosť betliarskych vrstiev je do 200 m.

Rakovecká (fylito-diabázová) séria leží vyššie než silúr, ale nižšie než moskovien, asi v intervale stredný devón — spodný karbón. Jej litologicko-petrografické zloženie je dosť rozmanité. Dosť rozšírené sú tu jemné ílovité sedimenty — ílovité bridlice a aleurolity, ktoré sa pri neskoršej metamorfóze zmenili na sľudnaté fylity. Zistili sa tu aj kvarcitické fylity a kremence. Sedimentárne horniny sú šedej alebo tmavošedej farby; uprostred nich sú horizonty nazelenalých tufitov, diabázových tufov a vyvrelých diabázov. Okrem toho dosť bohato sú zastúpené diority a podioritové amfibolity a paraamfibolity. Vznik posledných sa pripisuje kontaktnej metamorfóze sedimentárnych vrstiev dioritovým telesom.

Mocnosť rakoveckej (fylito-diabázovej) série nebolo možné určiť pre zložitosť tektonickej stavby oblasti, predpokladáme, že dosahuje asi 1000—2500 m. Medzi betliarskymi vrstvami silúru a predpokladanými stredno- až vrchnodevónskymi sedimentami rakoveckej série (Andrusov D., Máška M.) existuje jasná diskordancia. Na styku s podložnou gelnickou sériou sa nenašli nijaké stopy horizontu bazálnych konglomerátov.

Sedimentáciou devónu skončilo jedno obdobie vývinu oblasti. Povaha sedimentárnych hornín a niektoré fázy vulkanickej činnosti dovoľujú hovoriť o vývoji typickej intrageosynklinálnej oblasti.

Vlachovské vrstvy zastupujú sedimenty hlbokomorskej depresie: pieskovcovo-ílovité usadeniny flyšového typu (I. vývinová etapa).

Druhá etapa sa vyznačovala aktívnou efuzívnou činnosťou, ktorá prebiehala v podmienkach hlbokého mora. Svedčia o tom vrstvy ílovitých bridlíc a fylitov, nájdených spolu s produktami vulkanizmu (pačanských vrstiev).

V silúre (betliarske vrstvy) a v devóne (rakovecká séria) za stáleho prehlbovania morskej panvy sa hromadil pelitický a organogénny materiál (III. vývinová etapa). A konečne, vo vrchných častiach devónu a v spodnom karbóne nastupuje záverečné štádium vývinu intra eosynklinály. Pri prenikaní mohutného magmatického masívu (predpokladaný v hĺbke) vzniká pomerne rozsiahle spišsko-gemerské antiklinórium, ktorého územie už neskôr nepodľahlo v plnom rozsahu transgresii mora.

Mladopaleozoický komplex

Vyzdvihnutím spišsko-gemerského masívu vznikol rad paleogeografických oblastí, pričom každá z nich sa potom vyvíjala celkom svojrázne. Môžeme tu vyčleniť 4 charakteristické oblasti:

1. dobšinský záliv — západná hranica Spišsko-gemerského rudohoria;

2. západná časť severogemeridnej synklinály (oblasť Bindt—Rudňany);
3. severovýchodná časť severogemeridnej synklinály (oblasť Krompachy—Košice);
4. južný okraj Spišsko-gemerského rudohoria.

Dobšinský karbón študovali Rakusz, Rozlozsnik, Biely. Podľa nich v karbóne môžeme vyčleniť (zdola nahor): a) bazálne konglomeráty; b) karbonátové sedimenty; c) pieskovce.

Bazálne konglomeráty ležia diskordantne na dioritoch rakoveckej série; pozostávajú prevažne z dioritových valúnov, menej z úlomkov kremeňa a kremencov. Našla sa v nich početná fauna hlavne brachiopódov litorálneho charakteru. Hrúbka konglomerátov je 4—8 m.

Nad nimi leží komplex karbonátových hornín, oddelených nevelkou vrstvou tmavých bridlíc. Boli to pravdepodobne vápence, metamorfované na ankerit a siderit. Hrúbka týchto rudných telies dosahuje niekedy aj 20 m. Karbonátové horniny sa niekde striedajú s ílovitými preplástkami, v ktorých sa našla karbónska fauna, popísaná Rakuszom. Podľa Andrusova tieto sedimenty sa usadili v strednom pásme neritickej zóny, čiže v otvorenom mori. Na karbonátoch leží vrstva pieskovcov, niekde s preplástkami konglomerátov a pieskovcových a ílovitých bridlíc. V podloží sú preplástky vápencov. Litologické zloženie hornín a charakter fauny a flóry svedčia o regresívnom cykle karbónskeho mora. Približná hrúbka „dobšinského" karbónu sa pohybuje okolo 70 m.

Stratigrafické zaradenie „dobšinského" karbónu bolo predmetom diskusií mnohých paleontológov. Najpravdepodobnejšie patria tieto horniny do stredného karbónu (moskovien = westfal).

V západnej časti severogemeridnej synklinály (oblasť Bindt—Rudňany) môžeme karbón rozdeliť litologicky na tri skupiny:

1. konglomeráty bindt-rudňanského typu; 2. fyliticko-bridličnato-pieskovcové vrstvy; 3. kryštalické vápence.

Konglomeráty bindt-rudňanského typu sú hojne zastúpené v okolí lokalít Bindt, Závadka a Rudňany. Zastupujú ich hrubo úlomkovité, dosť zaoblené valúny kremeňa a horniny rakoveckej (fylito-diabázovej) série. Tmel je piesčitý, šedej a tmavošedej farby. Konglomeráty sú slabo metamorfované a hrubo bridličnaté.

Podľa Boučka (1960) Vachtlom určená flóra poukazuje na rovnaký vek týchto vrstiev ako u hornín „dobšinského zálivu" (spodný westfal).

Fyliticko-bridličnato-pieskovcové vrstvy sú zastúpené metamorfovanými bridlicami, pieskovcami a v menšej miere fylitmi. Mikroskopicky je uhoľná substancia orientovaná pozdĺž bridličnatosti a strieda sa s preplástkami drobných kremitých agregátov. Okrem uhoľno-kremitých bridlíc sú tu zastúpené metamorfované ílovité a ílovito-sľudnaté bridlice, aleurolity a pieskovce. Farba všetkých hornín karbónu je šedá až tmavošedá.

Kryštalické vápence sa našli iba V od Závadky; sú to tmavošedé a šedé odrody so svetlými odžilkami kalcitu. Ich štruktúra je jemne kryštalická. Približná mocnosť karbónu v mieste maximálneho rozšírenia je 250—300 m.

Kontinentálny masív, ktorý vznikol v devóne — spodnom karbóne, je postupne vystavený transgresii karbónskeho mora. Poukazuje na to postupná zmena spomínaných kontinentálnych, príbrežných, plytkovodných i hlbokovodných uložení.

Severovýchodná časť severogemeridnej synklinály (oblasť Krompachy—Košice) má zložitú tektonickú stavbu, čím je značne sťažené určenie stratigrafického sledu. Niektoré horizonty karbónu však môžeme paralelizovať s analogickými vrstvami Spišsko-gemerského rudohoria. V karbóne možno rozlíšiť. 1. bazálne konglomeráty, 2. pieskovce, 3. grafitické bridlice, 4. karbonátové sedimenty.

Bazálne konglomeráty ležia s výrazným stratigrafickým hiátom na horninách rakoveckej (fylito-diabázovej) série. Skladajú sa z opracovaných valúnov kremitých pieskovcov, chloritizovaných

pieskovcov, kremencov, kremeňa, granitov a kremitých porfýrov. Veľkosť valúnov v spodnej časti profilu je až 50 cm. smerom hore sa zmenšujú, až vo vrchnej časti prechádzajú do *pieskovcov.* V hrubozrnných pieskovcoch nachádzame grafitickú prímes a šupinky muskovitu. Často sa striedajú s tenkými (niekoľko mm) preplástkami grafitických bridlíc.

Vrchnú časť profilu tvoria *sericiticko-grafitické bridlice* s jemnými šošovkami kryštalického a amorfného grafitu a s preplástkami grafitických pieskovcov (M. Maheľ 1953). O. Fusán (1956) spomína z oblasti Košíc v najvyšších polohách vápence.

Karbónske sedimenty v tejto oblasti sú viac než 200 m mocné, pričom konglomeráty zaberajú niekedy $^1/_3$ až $^1/_2$ celj mocnosti. Aj v tejto oblasti ide o transgresívny cyklus karbónskeho mora.

Južný okraj Spišsko-gemerského rudohoria. Karbónske sedimenty v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria študovali Andrusov, Zoubek, Bouček, Fusán a ďalší. Podľa nich môžeme v južnom karbóne vyčleniť tri základné súvrstvia: 1. bazálne konglomeráty, 2. bridličnato-pieskovcové uloženiny, 3. karbonátové vrstvy.

Bazálne konglomeráty majú brekciovitý charakter a obsahujú valúny žilného kremeňa, kremencov, kremitých porfýrov a kremitých bridlíc. V. Zoubek a O. Fusán zistili faciálne prechody z konglomerátov do bridlicovo-pieskovcových hornín.

Na bazálnych konglomerátoch ležia tmavošedé a čierne *bridlice a fylity,* ktoré sa niekedy striedajú so slabými preplástkami chloritických bridlíc a karbonátov; niekedy sú v nich aj preplástky konglomerátov, drobov, pieskovcov a kremencov, ovšem iba v podradnom množstve *Karbonáty* zastupujú biele kryštalické vápence, niekedy metasomaticky zmenené na magnezit. V týchto vápencoch často sú preplástky diabázových tufitov.

Podľa Fusána (1956) karbonátové horniny sa v tomto úseku usadzovali v podmienkach plytkého mora pri malom kolísaní hĺbky dna a na neveľkých plochách.

Maheľ (1953) v „južnom" paleozoiku vyčleňuje šedé konglomerátovo-brekciové uloženiny s valúnmi kremeňa, kremenných fylitov a fylitov, lemujúcich hlbokovodné fácie karbónu. Šedé konglomeráty prechádzajú do červenofialových s preplástkami pestrých pieskovcov a bridlíc Pravdepodobne ide tu o regresívny cyklus stredného karbónu, a neskoršie o transgresívny cyklus permu. Podľa paleontologických výskumov Bouček (1950) zaraďuje spodné horizonty „južného" karbónu k namuru B-C s postupným prechodom do westfalu.

Vulkanická činnosť bola v karbóne podľa všetkého nepatrná. V severnej časti oblasti sú len drobné telesá diabázov. V „južnom" karbóne sú dosť hojne zastúpené efuzívne diabázy a ich pyroklastické deriváty. Genéza metasomatických ložísk magnezitu súvisí s vulkanickou činnosťou, včítane postmagmatického hydrotermálneho cyklu.

Z uvedeného náčrtu 4 najcharakteristickejších stratigrafických profilov z rôznych miest Spišsko-gemerského rudohoria vyplývajú viaceré podobné znaky, na základe ktorých možno predpokladať paleogeografický vývin v karbóne.

Ako sme už uviedli, vo vrchnom devóne a spodnom karbóne sa formovalo spišsko-gemerské antiklinórium (bretónská fáza vrásnenia), ktoré smerom na západ pokračovalo zrejme vo „veporidách" ako kontinent. More ustúpilo podľa všetkého na JV, pričom sa obnažili južné svahy kontinentu.

Vo vrchnom namure začala transgresia „karbónskeho" mora najprv od JV Tu, v južných sedimentoch karbónu Bouček zistil vrstvy namuru B-C s hlbokovodnými uloženinami (bridlice s preplástkami vápencov). V strednom karbóne sa rozšírila transgresia mora. Vrstvy spodného oddielu westfalu boli zistené v okolí Rudnian (severný okraj paleokontinentu), kde Vachtl našiel zbytky kontinentálnej flóry v ílovcovo pieskovcových uloženinách. Známe zbytky flóry

a fauny pri Dobšinej dovoľujú zaradiť tieto hrubozrnné sedimenty k westfalu B (Andrusov 1950, Bouček 1960).

Faciálny charakter sedimentov karbónu a zachované zbytky karbónskej flóry a fauny svedčia o tom, že:

1. od JV transgredovalo hlboké more (pelity, vápence, morská fauna);
2. vo westfale B (moskovien stredného karbónu) transgresia paleodepresie dosahuje kulminačného bodu; paleozáliv prenikal až do oblasti Dobšinej. V príbrežných sedimentoch severného pásma boli zistené zbytky kontinentálnej flóry;
3. vo westfale C začína regresia mora, o čom svedčí „vysušenie" dobšinského zálivu, neprítomnosť fauny mladšej než westfal B a vrstvy šedých regresívnych konglomerátov v západnej časti „juhu" Spišsko-gemerského rudohoria;
4. karbónsky severogemeridný kontinent predstavoval asi kontinentálny komplex so strmými svahmi a silne členeným reliéfom (zblížené kontinentálne, príbrežné a hlbokomorské fácie; úzky asi 10 km „dobšinský" záliv s charakteristickým rôznym granulometrickým zložením);
5. regresívny vrchnokarbónsky-spodnopermský cyklus (asturská fáza?) obnažil rozsiahlu spišskogemerskú oblasť, ktorej horniny slúžili ako materiál pre sedimenty vrchného permu.

Vrchný perm

V ďalšom rozoberieme geologické profily zo Spišsko-gemerského rudohoria, pričom sa sústredíme na bazálne uloženiny, ktoré majú — podľa našej mienky — regionálny charakter, a na vulkanicko-sedimentárne horniny. Tieto komplexy majú dvojaký význam:

1. stratigrafický: jalová vrstva permu (verukáno) s početnými ostrými faciálnymi prechodmi neumožňuje stratigrafické zaradenie 900 m vrstvy obvyk-ým spôsobom. Vyčlenením dvoch charakteristických vulkanicko-sedimentárnych horizontov sa rozpadá do troch súvrství;

2. perspektívny: použitím paleogeografickej metódy môžeme vyčleniť určité paleogeografické oblasti s charakteristickým vývinom vulkanogénno-sedimentárnych hornín a tak usmerniť výskumné a prieskumné práce.

Dobšinský záliv

Zložitá tektonická stavba a nie dosť podrobné rozpracovanie tejto oblasti aj dnes sťažujú stratigrafické členenie permu. Stejskal (1960) študoval túto oblasť a vo vulkanogénno-sedimentárnych horninách rozlíšil tieto vrstvy: 1. bazálne konglomeráty; 2. efuzívno-sedimentárne horniny — (a) spodný efuzívno-sedimentárny horizont, b) vrstva fylitov, c) vrchný efuzívno-sedimentárny horizont); 3. klastické sedimenty.

Bazálne konglomeráty ležia výrazne diskordantne na karbónskych horninách. Najväčšiu mocnosť (asi 100 m) majú na rozhraní permu a staršieho paleozoika. Vrtom bol zistený faciálny prechod konglomerátov do arkóz, iným prechod do kremencov.

Po bazálnych vrstvách nasledujú *pestré fylity*, ktoré v spodnej časti lokálne obsahujú zvrstvené telesá kremitých porfýrov. Mocnosť fylitov je asi 150 m. Na nich leží vrchný *efuzívno-sedimentárny horizont*, zastúpený kremitými porfýrmi a ich pyroklastickými varietami. Lemujú ich úlomkovité horniny kontinentálneho charakteru — rôzne konglomeráty, „droby", arkózy a pod. Mocnosť „dobšinského" permu je asi 200 m.

Západná časť severogemeridnej synklinály

Západná časť severogemeridnej synklinály nemá zatiaľ jednotnú stratigrafickú schému pre permské sedimenty tejto oblasti i celého Spišsko-gemerského rudohoria. Mahel (1953) napr. rozdelil sedimenty permu v oblasti Novoveskej Huty na štyri horizonty: 1. horizont bazálnych konglomerátov a brekcií; 2. horizont pestrých bridlíc, pieskovcových bridlíc a pieskovcov s preplástkami kremitých porfýrov; 3. horizont kremencov a kremitých bridlíc; 4. horizont vrchných konglomerátov.

E. Drnzík (1958) v tejto oblasti rozovnáva: 1. bazálne konglomeráty (miestami faciálne postupne prechádzajú do súvrstvia pestrých bridlíc); 2. konglomeráty (nehrubý horizont, ktorý zaberá celú plochu); 3. horizont fialových a šedofialových pieskovcov a bridlíc; 4. vrchné permské konglomeráty.

V r. 1960 pracovníci Jáchymovských rudných baní zostavili pomerne podrobný stratigrafický sled vrstiev permu, v ktorom odlíšili: 1. bazálne konglomeráty; 2. efuzívno-sedimentárne vrstvy — a) spodný efuzívno-sedimentárny horizont, b) horizont „pestrých" sedimentov, c) vrchný efuzívno-sedimentárny horizont); 3. vrstvy pestro zvrstvených nehrubých konglomerátov, pieskovcov, aleuritov.

Bazálne konglomeráty ležia jasne diskordantne na strednom karbóne. Vo valúnoch prevládajú úlomky kremitých bridlíc karbónu a fylito-diabázovej série, zriedkavosťou sú úlomky kremeňa. Valúny bazálnych konglomerátov sú až 5 cm veľké, pričom valúny kremeňa sú väčšie než z hornín fylito-diabázovej série a karbonátov. Valúny sú zle opracované; tmel je ílovitý a piesčito-ílovitý, šedofialový.

Podľa E. Drnzíka vrstva bazálnych konglomerátov má najväčšiu mocnosť na styku s rakoveckou (fylito-diabázovou) sériou; ďalej od nej sa redukuje a v strednej časti synklinály konglomeráty pravdepodobne celkom chybajú. Hrúbka horizontu sa pohybuje od 250—400 m.

Efuzívno-sedimentárne vrstvy

Spodný efuzívno-sedimentárny horizont leží bezprostredne na bazálnych konglomerátoch. Spodné časti horizontu sú zastúpené 100—350 m vrstvou fialových a šedofialových aleuritov. Vo vrchných častiach vrstiev sa mikroskopicky zistil tufový a vulkanický materiál. Vyššie nasledujú hydrotermálne metamorfované horniny; v spodnej časti sú to zvrstvené výlevy kremitých porfýrov (10—30 m), vyššie zas tufopieskovce, tufokonglomeráty, konglobrekcie a pod. Časť hornín bola metasomaticky natoľko zmenená, že ich pôvodné zloženie sa nepodarilo určiť.

Efuzívno-sedimentárny horizont je čiastočne sfarbený do svetlozelena alebo žltošeda. Predpokladaná hrúbka horizontu je asi 250 m.

S horninami spodného efuzívno-sedimentárneho horizontu súvisí Mo-Y-Zn zrudnenie.

V *horizonte „pestrých" hornín* sa striedajú hrubo a jemnozrnné aleurolity, fylity, ílovité bridlice, jemnozrnné a strednozrnné pieskovce. Všetky horniny majú červenofialový odtieň, často sú sfarbené do fialova. Zriedkavo sa vyskytujú preplástky šedých a šedozelených odrôd, niekedy medzivrstevných konglomerátov s valúnmi kremitého porfýru. Hrúbka „pestrého" horizontu dosahuje 200—250 m.

Vrchný efuzívno-sedimentárny horizont má oproti podložným horninám hrubozrnnejšie zloženie. Zastúpené sú tu šedé a šedozelené pieskovce, konglomeráty, fialové aleurolity a preplástky (10—30 m hrubé) felsit-porfýrov a ich pyroklastických variet (podľa A. P. Kuľuchina). Hrúbka horizontu je do 100 m. Na horniny vrchného efuzívno-sedimentárneho horizontu je viazaná Cu mineralizácia.

Súvrstvie často sa striedajúcich sedimentov. Litologicky sa toto súvrstvie málo líši od spodných „pestrých" uložení; striedajú sa tu často konglomeráty, fylity, pieskovce a aleurolity. Hrúbka preplástkov zriedka prevyšuje 15 m (obyčajne 1,5—2,0—5,0 m). Vo vrchných polohách súvrstvia je 50—60 m vrstva sadrovca. Hrúbka súvrstvia je 70—130 m.

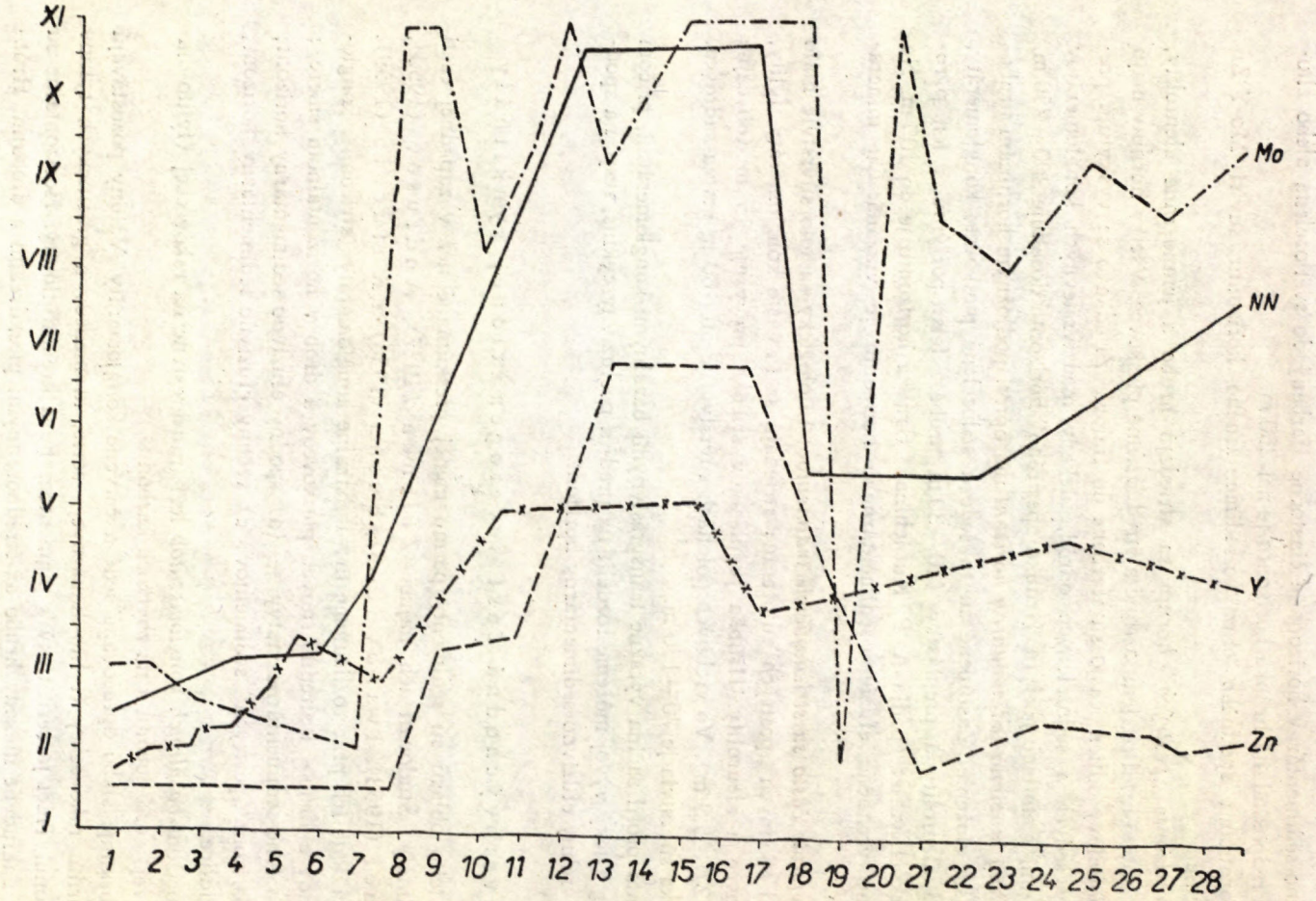
Tento profil začína výrazne transgresívnymi bazálnymi konglomerátmi, pričom stratigrafický vývoj môžeme rozdeliť na pred- a poefuzívny cyklus, resp. na spodný a vrchný efuzívno-sedimentárny horizont.

Severovýchodná časť severogemeridnej synklinály

V tejto oblasti sú sedimenty permu menej preskúmané než v západnej časti synklinály. Študovali ich najmä Zelenka (1927), Andrusov (1950), Maheľ (1953), Ivanov (1953), Fusán (1956) a Kuľuchin (1959). Na základe ich prác rozlišujeme tu: 1. bazálne konglomeráty (striedanie konglomerátov a hrubo- i strednozrnných pieskovcov a drob v horizontálnom smere); 2. efuzívno-sedimentárne vrstvy — (a) spodný efuzívno-sedimentárny horizont; b) horizont „pestrých" sedimentov; c) vrchný efuzívno-sedimentárny horizont; 3. bridlice.

Horizont *bazálnych konglomerátov* leží transgresívne na rakoveckej (fylito-diabázovej) sérii devónu a na zbytkoch karbónu.

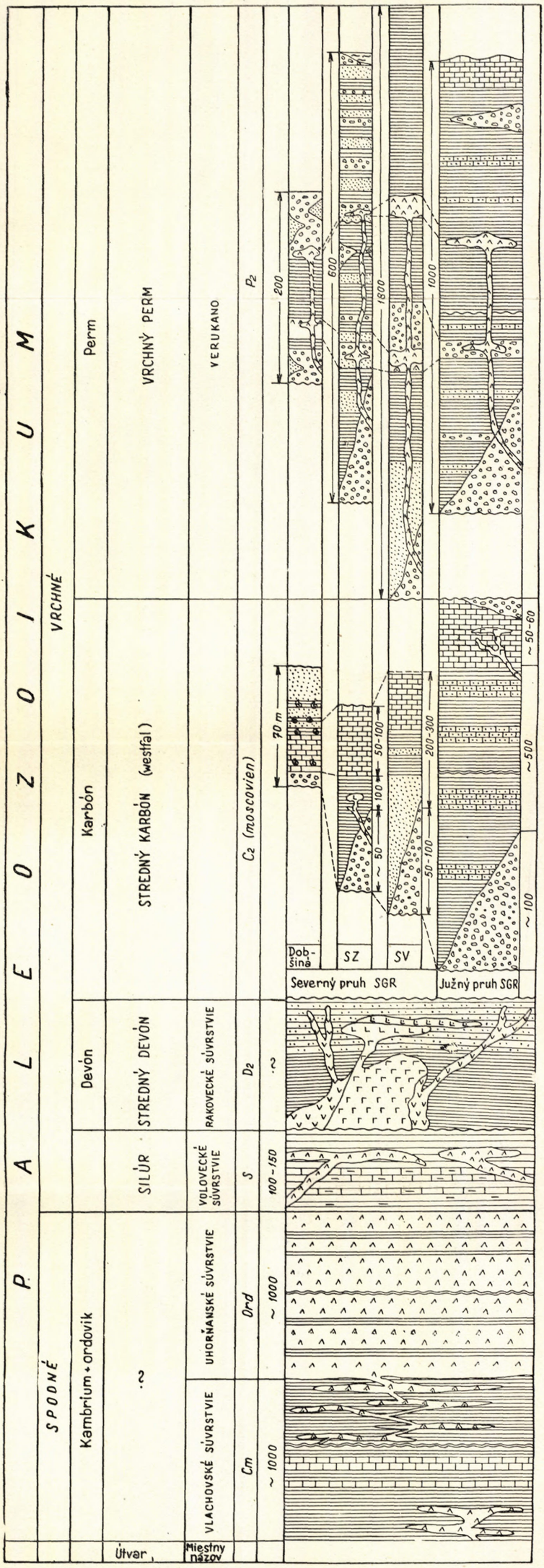
Obsahuje slabo opracované šedé a červené konglomeráty. Valúny pozostávajú z hornín rakoveckej (fylito-diabázovej) série, kremencov a grafitických fylitov karbónu. Tmel je sericitický s pigmentom Fe a kremito-ílovitý. Horizontálne sú tieto nahradené niekedy hrubo až strednozrnnými pieskovcami a drobami. Hrúbka bazálnych vrstiev je do 200 m.



Obr 1. Grafické znázornenie závislosti obsahu Mo, Nn, Y, Zn.

Schematická stratigrafická tabuľka paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

Zostavil F. J. Žukov (1961)



Vysvetlivky: 1 — bridlice a fylity; 2 — pieskovce; 3 — kvarcity; 4 — zlepence; 5 — vápence, 6 — vápence s polohami lyditov; 7 — sadrovce; 8 — kremité porfýry; 9 — tufy kremitých porfýrov; 10 — gabrá; 11 — diabázy; 12 — dicrity; 13 — výskyty fauny a flóry.

Efuzívno-sedimentárne vrstvy

Spodný efuzívno-sedimentárny horizont. Podobne ako v západnej časti aj tu na bazálnych konglomerátoch ležia červenofialové bridlice; podľa Ivanova (1953) majú hodvábny lesk. Pre zložité tektonické pomery je ťažko presne určiť ich mocnosť, ktorá sa odhaduje asi na 300 m. Na bridliciach ležia litoklastické tufy a tufity kremitých porfýrov, slabo metamorfované. Ich mocnosť spolu s nadložnými kremitými porfýrmi je asi 200—250 m.

Horizont pestrých sedimentov. Bezprostredne na spodnom horizonte sú na niektorých miestach medzivrstevné konglomeráty, ktoré smerom hore vystriedali „pestré" fialovočervené, šedé a nazelenalé bridlice. Ich mocnosť dosahuje 400 i viac metrov.

Vrchný efuzívno-sedimentárny horizont nebol zatiaľ podrobne študovaný. Je to asi 200 m mocná poloha kremitých porfýrov, analogických s porfýrmi spodného efuzívno-sedimentárneho horizontu.

Vyššie ležiace vrstvy bridlíc (Maheľ 1953) sú škoricovo a fialovočervené a zelenošedé. Rozdiely v sfarbení hornín sa vysvetľujú nerovnomerným okysličením Fe. Mikroskopicky sa v nich zistil kremeň a sericit s neveľkým množstvom muskovitu. V strednej časti súvrstvia sú tenké (niekoľko cm alebo dm) preplástky konglomerátov drobných valúnov, alebo úlomkovitých brekcií. Na základe toho možno uvažovať o paralelizácii tohto súvrstvia s „často sa striedajúcimi" sedimentmi vrchného permu v západnej časti severogemeridnej synklinály.

Obdobne ako v predchádzajúcej oblasti môžeme v JV časti vyčleniť: 1. bazálne sedimenty (konglomeráty a hrubozrnné pieskovce a „droby"), 2. spodný efuzívno-sedimentárny horizont a 3. vrchný efuzívno-sedimentárny horizont.

Na rozdiel od západnej časti severogemeridnej synklinály je pre jej východnú časť charakteristická intenzívnejšia vulkanická činnosť, o čom svedčí hrúbka a rozšírenie efuzívnych hornín permu.

Južný okraj Spišsko-gemerského rudohoria

Už Böckh (1905) a J. Šuf (1935) predpokladali výskyt permu v tejto oblasti. Ahlburg (1912) zaradil horniny permu k predkarbónskym útvarom. Ani doteraz nie je táto otázka vyjasnená, hoci Andrusov, Zoubek, Maheľ, Fusán, Bystrický, Máška a ďalší prinášajú mnohé dáta, ktoré môžu prispieť k riešeniu tohto problému. Pre nedostatok paleontologického materiálu však treba vychádzať predovšetkým z paleogeografického rozboru.

Horniny, ktorých vek je sporný, sa rozprestierajú na značnej rozlohe od Jasova ku Hačave, Drnave, Rožňave, Štítniku, Jelšave, Železníku a konečne k Ploskému, kde splývajú so súvrstvím, označovaným ako vrchnopermské sedimenty severného pásma Spišsko-gemerského rudohoria. Po celej dĺžke tieto horniny často menia

faciálne zloženie, sfarbenie a ďalšie vlastnosti, ktoré by umožnili ľahšie stratigrafické zaradenie jednotlivých vrstiev.

Pri štúdiu tohto územia upútajú našu pozornosť dva charakteristické znaky: 1. prítomnosť bazálnej vrstvy v podloží permu ako výsledok transgresívneho cyklu; 2. výskyt efuzívno-sedimentárnej vrstvy v strednej časti profilu.

M. Maheľ pri popise hornín, uložených pod werfenom v oblasti Rybník—Brusník, Španie Pole, spomína, že sfarbením a litologickým zložením pestré horniny (červenofialové konglomeráty, pieskovce a bridlice) pripomínajú konglomeráty „verukána" severného pásma Spišsko-gemerského rudohoria a postupne prechádzajú do karbónu (brekciovo-kremitá séria), na druhej strane do werfenských vrstiev.

Máška (1957) zaradil v oblasti Rožňavy do permu „železnicko-jasovskú sériu" vo vrchnej časti ktorej leží silná vrstva konglomerátov. Jemno- a strednozrnné uloženiny tejto série pod konglomerátmi, patria pravdepodobne k transgresívnym horninám stredného karbónu a vyššie položené konglomeráty k transgresívnemu cyklu permu. Potvrdzuje to Gregor (1959), ktorý spomína rozdiel medzi konglomerátmi a podložnými vrstvami.

Podobné konglomeráty nachádzame pozdĺž celého južného okraja Spišsko-gemerského rudohoria až po jeho najvýchodnejšie zakončenie. Hrúbka bazálnych vrstiev je na niektorých miestach väčšia než 250 m.

Bystrický a Fusán (1956) uvádzajú, že na bazálnych konglomerátoch ležia kremence, pieskovce a bridlice, a považujú ich za uloženiny morského permu. Spomínajú aj kremité porfýry, ktoré pretínajú bazálnu časť konglomerátov, ale nezaoberali sa ich stratigrafickým zaradením, s výnimkou niekoľkých známych východov. Andrusov (1950) v geologickom profile medzi Drnavou a Zadielskou dolinou popisuje kremité porfýry medzi bridlicami — ktoré vtedy zaradil ku karbónu — a spodnotriasovými horninami.

Vzhľadom na pomerne neveľké územie Spišsko-gemerského rudohoria paleogeografický vývin severnej a južnej časti musel mať rad spoločných znakov. Predovšetkým treba určiť začiatok transgresívneho permského cyklu, s ktorým je spojený výskyt bazálnych konglomerátov.

Nad nimi ležia karbonátové horniny-vápence s preplástkami konglomerátov a bridlíc bez fauny. Máška, Gregor a iní ich považujú za faciálny prechod zo spomínaných príbrežných morských a plytkovodných sedimentov.

Podľa týchto dát možno v tejto oblasti vyčleniť: 1. bazálne konglomeráty a ich faciálne ekvivalenty; 2. efuzívno-sedimentárne horniny — a) bridličnato-pieskovcové súvrstvie s možnými prejavmi vulkanizmu, b) efuzívno-sedimentárne horniny, 3. karbonátové vrstvy. V efuzívno-sedimentárnom súvrství sú dva horizonty, s ktorými je spojené zrudnenie vzácnych prvkov.

Podľa povahy permských uložením môžeme hovoriť o troch etapách vývinu permu: 1. predefuzívna etapa; 2. etapa vulkanickej činnosti; 3. poefuzívna etapa.

Predefuzívnu etapu charakterizujú transgresívne príbrežné morské bazálne sedimenty (konglomeráty, arkózy, „droby") a plytkovodné (bridlice, fylity). Etapu aktívnej *vulkanickej činnosti* zastupujú efuzívne horniny typu kremitých porfýrov a ich pyroklastík, striedajúcich sa s morskými usadeninami bridlíc a fylitov.

A konečne, *poefuzívna etapa* je charakteristická regresívnym vplyvom mora na podložné vrstvy. Prevládajú tu hruboklastické horniny, sadrovce. Po nich nastala čiastočná transgresia (jemnozrnné horniny a karbonáty).

Paleogeografický vývoj

V období vrchný karbón — spodný perm more ustúpilo zo spišskogemerského paleokontinentu na juhu k JV, na severe pravdepodobne k SV. Tento ústup mora prebiehal súčasne s výraznou zmenou klimatických podmienok oblasti. Kým v karbóne nachádzame šedé až čierne litologické odrody s hojnosťou organizmov, permské horniny majú pestré, najmä červenofialové odtiene, ktoré svedčia o nástupe aridného podnebia na území Spišsko-gemerského rudohoria v období permu.

Vo vrchnom perme začína transgresia mora na kontinent. Podľa zachovaných zbytkov bazálnych vrstiev môžeme usudzovať na pobrežnú líniu permského mora, ktorá prebiehala na severe blízko týchto osád: J od Stratenej, Novoveskej Huty, Krompách a Košickej Belej; na juhu — Vyšný Medzev, Drnava, Rudno, Dobšiná, Jelšava, Španie Pole. Hlavná línia, lemujúca Spišsko-gemerské rudohorie — kontinent v oblasti Rudna, sa výrazne stáča na S k Dobšinej a tvorí úzky „dobšinský" záliv, ktorý zhruba odpovedá paleozálivu karbónu; šírka zálivu v perme sa zmenšila na 3—4 km oproti 10 km v karbóne.

Šírka pobrežného pásma s ohľadom na transgresiu nebola väčšia ako 10 km. Slabé opracovanie materiálu, jeho nedostatočné vytriedenie, zloženie valúnového materiálu, výrazný faciálny prechod do jemnozrnných frakcií poukazuje na to, že sedimenty sa usadzovali blízko strmých brehov permského kontinentu, pričom dno morskej panvy malo značný spád.

Počas transgresie permského mora sa vytvorilo mohutné súvrstvie bridlíc na pobreží. Pri ďalšom prehĺbení mora vzniklo preťaženie na miestach prechodu príkreho špišsko-gemerského zdvihu v okrajových prehyboch severu a juhu, a súčasná vulkanická činnosť podmienila vznik efuzívnych kremito-porfýrových príkrovov. Erupcie produktov vulkanizmu prebiehali vcelku pozdĺž línií Z—V smeru s oblúkovitým priebehom, s vypuklou stranou k S. Tieto pukliny zrejme vznikli ešte v počiatočnom období hercýnskej orogenézy, kedy sa začalo tvoriť spišsko-gemerské antiklinórium, a ich aktivita sa predĺžila až do alpínskej orogenézy. Svedčí o tom povaha mineralizácie a metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria zostavená J. Ilavským.

Ohniská vulkanickej činnosti boli asi v týchto miestach: 1. J od Stratenej; 2. oblasť Novoveskej Huty; 3. Krompachy; 4. Košická Belá—Košice; 5. JV od Vyšného Medzeva; 6. V od Drnavy; 7. SV od Jelšavy; 8 J od Dobšinej.

Aj rozmiestnenie vulkanických centier dokazuje, že vulkanická činnosť bola lokalizovaná na miesta okrajových prehybov a prebiehala všeobecne pozdĺž štruktúrnych prvkov. Intenzita vulkanizmu v jednotlivých centrách bola rôzna. Napr.

v oblasti Novoveskej Huty sú 20 m šošovkovité útvary na rozdiel od Krompách, kde ich hrúbka dosahuje 200 m. Petrografické zloženie kremitých porfýrov a spôsob rozloženia tufového materiálu v horninách ukazuje, že vyvrhnutie magmy prebiehalo vo vodnom prostredí. Pritom sa zistilo, že v epicentrách vulkanizmu prebiehalo splytčenie mora, až vznikla pevnina (povaha sedimentov).

Vulkanická činnosť v perme prebiehala v podstate v dvoch etapách (efuzívno-sedimentárne vrstvy sa delia na spodný a vrchný horizont), pričom v prestávke medzi nimi prebiehala normálna sedimentácia. Rad faktov svedčí o tom, že s procesmi postvulkanickej činnosti (fumaroly, hydrotermy a pod.) je spätý vznik rudných telies.

Po efuzívnej etape nastal proces pokojnej sedimentácie. No, jej charakter v južnej a severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je rôzny. V severnej časti došlo k splytčeniu panvy (periodické striedanie jemných prepástkov rôznorodého materiálu), nastala suchá klíma (v jednotlivých vrstvách pukliny z vysýchania), a konečne sadrovcové sedimenty. V južnej časti v tomto období ďalej existovala typicky morská panva s karbonátovými uloženinami. No prítomnosť konglomerátových preplástkov v nich hovorí o nestálosti morského režimu.

Na záver treba zdôrazniť, že rozsiahly vývin vulkanogénnych uložení, určenie ich stratigrafickej príslušnosti a charakteru s nimi spojenej rudnej mineralizácie môžu slúžiť ako kritériá pre usmernenie prieskumných prác v perme Spišsko-gemerského rudohoria.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník II. — [2] Andrusov D., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geologický sborník IV/1—2. — [3] Andrusov D., 1956: Sú Západné Karpaty pohorím s príkrovovou stavbou? Geologický sborník IV/1—2. — [4] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát I. Vydavateľstvo SAV. — [5] Bartalský J., 1954: Výročná zpráva o prieskumných prácach za rok 1953 pre problém Rudňany Rukopis; Geofond, Bratislava — [6] Bergfest A., 1954: Mariahuta 1954. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Biely A., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na území medzi Krivánskym a Banským potokom v oblasti Lovinobaňa, Crnobaňa, Dobroč a označenie rudných výskytov v tomto území. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Belousov V. V., 1954: Osnovnyje voprosy geotektoniky. Gosgeotechizdat Moskva. — [9] Bouček B. — Přibyl A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geologické práce, Zprávy 20. — [10] Bystrický J., 1953: Výročná zpráva o prieskumných prácach za rok 1953. Licince Rukopis; Archív ÚÚG, Praha. — [11] Bystrický J., 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geologický sborník V. — [12] Bystrický J. — Fusan O., 1954: Geologické pomery Hrádku pri Štítniku. Geologický sborník V. — [13] Bystrický — Fusán — Kantor, 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo werfene Spišsko-gemerského rudohoria Geologický sborník III. — [14] Čekalová V., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Licince, Meliata, Strelnice a Plešiveckej planiny v Spišsko-gemerskom rudohorí. Rukopis; Geofond, Bratislava. —

[15] Drnzík E., 1959: Zpráva o vyhodnotení rajónu Novoveskej Huty na základe odkrytej i predbežnej geolo ickej mapy, archívnych údajov a výpočet surovinových zásob. Rukopis. Archív Geologického prieskumu, Turč. Teplice. — [16] Fusán O., 1952: Zpráva o geologických a rudných pomeroch medzi Margecanmi a Malou Lodinou. Rukopis; Geofond, Praha. — [17] Fusán O., 1954: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [18] Fusán O., 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geologický sborník V. — [19] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemerid Geologické práce, Zošit 46. — [20] Fusán O. — Kantor J., 1954: Zpráva o geolo ickom výskume na liste Švedlár (4465/41). Geolo ické práce, Zprávy 1. — [21] Fusán — Kamenický — Kuthan, 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemersk ho rudohoria. Geologický sborník IV. — [22] Fusán — Máška — Zoubek, 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišskogemerského paleozoika. Geologické práce, Zprávy 2. — [23] Gregor T., 1959: Štruktúrno-geolo ická analýza a metalo enetický výskum medzi Rožňavou a Drnavou. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [24] Hladík S., 1955: Výskyt hematitu v dobšinskom verukáne. Geolo ické práce, Zprávy 2. — [25] Chmelík J., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Margecanmi a Žakarovcami. — [26] Ilavský J., 1955: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského Rudohoria. Geologický prieskum, Spišská Nová Ves. — [27] Ilavský J., 1956: Štruktúrno-geologická analýza a metalogenetický výskum v Spišsko-gemerskom rudohorí Rukopis; Geofond, Praha. — [28] Jakovlev V. N., 1958: K učeniju o geologičeskich formacíach. Soobščenia Dalnevostočnogo fil. A. N. SSSR, vyp. 9. — [29] Kamenický J., 1946· Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Práce Štát. geol. ústavu 16, Bratislava. — [30] Kamenický J., 1953: Príspevok k poznaniu hemalitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára. Geol. sborník IV. — [31] Kamenický J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid. Geologické práce, Zprávy 1. — [32] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník VII, 1—2. — [33] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 41. — [34] Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského rudohoří mezi Gelnicí a Dobšinou. Sborník SGÚ, Praha. — [35] Konstantinov M., 1959: Uranovoje orudnenije v permskych i triasovych otloženiach alpijskoj skladčetoj oblasti Evropy. — Atomnaja energia, n. 6. — [36] Krist R. E., 1954: Predbežná zpráva o výskume karbonských zlepencov v oblasti Košickej Belej a Gelnice Geolo ické práce, Zprávy 1 — [37] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV/1—2. — [38] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV/1—2. — [39] Maheľ M., 1954: Paleozoické série v západných gemeridách. Geol. práce, Zprávy 1. — [40] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka. Geol. práce, Zprávy 1. — [41] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemerid. Geol. sborník V/1—4. — [42] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemerid. Geol. sborník V/1—4. — [43] Marschalko R., 1954: Poznámka ku staršiemu paleozoiku gemerid. Geol. práce, Zprávy 1 — [44] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (I. Per.). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956. — [45] Máška M. — Pták J., 1957: Roční zpráva o stavu vyhledávání nových ložisek Fe (sideritu) a o perspektivách slepých sideritových ložisek v celém Spišsko-gemerském Rudohoří. Rukopis; Geofond, Praha. — [46] Novetkin V. F., 1960: Zakonomernost razmeščenija kolčedannych mestorožděnij na severnom Kavkaze. Rozvedka i ochrana nedr. Gosgeoltechizdat. — [47] Pták J. — Bernard J., 1950: Stručný přehled výsledků prací zaměstnanců Ústř. ústavu geol. ve Spišsko-gemerském Rudohoří vykonaných v letech 1945—1949. Rukopis; Geofond, Praha. — [48] Smirnov V. I., 1960: Geologičeskije osobennosti obrazovanija kolčedannych mestorožděnij zapadnoj časti severnogo

Kavkaza. Izvestija AN SSSR, serija geologičeskaja. — [49] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v okolí Nižnej Slanej. Archív GÚDŠ, Bratislava. — Šalát J., 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. — [51] Šalát J., 1954: Permský kremitý porfýr z pohoria Čiernej hory. Geol. sborník V/1—4. — [52] Šuf J., 1959: Zpráva k státnímu úkolu č. XV-v o geologickém výzkumu v letech 1956—1958. Rukopis; Geofond Praha. — [53] Vachtl J., 1947: Žuly českého masivu a karpatské soustavy. Technický obzor 55. — [54] Zorkovský B., 1952: Slovenské bauxity a ich genéza. Geologický sborník III

JIŘÍ ŠUF

ZPRÁVA O GEOLOGICKÉM PRŮZKUMU V OKOLÍ ŠTÍTNIKU NA SLOVENSKU

(*Tab.* III—IV)

Na mnou objevené fosiliferní lokalitě na kopci Háj (kóta 444) jižně od Štítniku na jižním Slovensku jsme r. 1959 nalezli v těchto místech dosud zcela neznámé rostlinné zkameněliny. Jejich přesné systematické postavení se zatím většinou nepodařilo stanovit, protože šlo o drobné a nedokonale zachované úlomky listů, větévek apod. Na základě předběžného určení prof. dr. Fr. Němejce jsem uvedl tyto rody a druhy rostlin (Šuf, 1960): *Odontopteris* cf. *osmundaeformis* Schloth., ? *Pecopteris sulziana*, ? *Sphenopteris germanica*, *Ginkgoacea* sp., ? *Ullmannia* sp., ? *Nilssonia* sp. a *Sphenozamites* sp.

R. 1961 prof. dr. Fr. Němejc provedl revisi tohoto materiálu v souvislosti s novými nálezy z r. 1960. Při tom se mu podařilo poněkud zpřesnit postavení některých forem, a to: druh, původně určený jako *Odontopteris* cf. *osmundaeformis* Schloth., nově určil jako „nějaký mixoneuroidní typ z příbuzenstva druhu *Mixoneura (Odontopteris) subcrenulata* Althaus". Rovněž i exemplář, uvedený mnou jako *Ginkgoacea* sp., lze podle Němejce zařadit mezi lístky druhu *Baiera digitata* Brongn.; ? *Sphenopteris germanica* by mohl být spíše druhem *Sphenopteris dichotoma* Alth. Rod ? *Nilssonia* je spíše zástupcem rodu *Taeniopteris*. Ostatní formy se blíže určit nepodařilo.

Rozborem této květeny bylo však již r. 1959 zjištěno, že její zástupci patří mezi permské nebo snad i spodnotriasové formy, nikoliv mezi tvary karbonské, protože nad kapradinovitými převládají rostliny jehličnaté a cycadophyty.

Tyto okolnosti nás přiměly pokračovat ve sběru zkamenělin i v r. 1960 za účasti Ing. J. Foldyny, dr. Z. Říhy, L. Dorotíkové a IngC A. Grmely, především na stejných místech jako v r. 1959. Výzkum jsme doplnili též četnými pochůzkami a zčásti i vykopávkami v širším okolí Štítniku a Jelšavy a znovu prosbírali celý profil lokality Háj v téměř souvislé rýze o délce asi 350 m, v níž kolísá úklon

vrstev od 27° do 55°, nejčastěji však kolem 40°, a směr úklonu je 65°. Průměrná mocnost celého námi odkrytého souvrství je kolem 185 m.

Kromě toho jsme na 200 bodech zaměřili puklinatost hornin. Výsledkem toho je růžicový diagram na tab. IV, jenž se dobře kryje s údaji, které uvádí L. Snopko (1957).

Nalezené nejlépe zachované exempláře rostlin jsou znázorněny na obr. 1 a 2 na tab. III. Jde jednak o plodní šupinu šišky s podpůrnou brakteou druhu *Pseudovoltzia liebeana* (Gein) Florin (srov. Gothanovy obr. 335 a 335a, 1954), jednak o olistěnou větévku, která patří ke stejnému druhu jako forma předcházející.

Tyto druhy považuje W. Gothan (1954) a jiní za vůdčí pro svrchní perm.

Kromě toho byly na lokalitě Háj nalezeny tyto nové rostlinné tvary (tab. III a IV): ? *Sphenopteris dichotoma* Althaus, ? *Sphenozamites* sp. ? *Callipteris martinsi* (Kurtze) Zeil., *Carpolitus* cf. *membranaceus*.

Z těchto rodů a druhů nejsou pro špatný stav zachování přesně určitelny formy, uvedené s otazníkem, zvláště lístek rodu *Sphenozamites*, o němž lze jen říci, že je to nejspíše úkrojek listu nějakého zástupce Cycadophyt.

Toto společenstvo rostlin svědčí zcela určitě o svrchnopermském stáří vrstev na Háji, kteroužto skutečnost jsem zdůraznil ve své zprávě již v r. 1960. Dr. Fr. Němejc je dokonce toho názoru, že tato flóra poukazuje na střední neb ještě spíše na hlubší fázi svrchního permu.

Zkamenělinový materiál z Háje jsme doplnili též nálezy misek *mlžů*. Nejlepší jejich formy jsou na obr. 2—4, tab. IV. Bohužel se tyto zkameněliny nepodařilo určit jednoznačně ani na základě nových přírůstků, protože zámek se u nich nezachoval. Novinkou je tu forma na obr. 2, u níž je vidět obě misky v sevřené poloze a s dobře patrnou lunulou a areou, a č. 3. Obě tyto formy patří k čeledi *Anthracosiidae* Amal., 1892, resp. k rodu *Carbonicola* McCoy, 1855.

Vzhledem k tomu, že flóra vrstev na Háji svědčí o jejich svrchnopermském stáří, považuji za nutné upravit též své názory na zvířenu této lokality, z níž pracně získáváme rok co rok několik poněkud lépe zachovaných zkamenělin, vrhajících trochu nového světla na jejich systematické postavení.

Předně se to vztahuje na formy, které jsem uvedl r. 1936 jako ? *Palaeanodonta* sp. a r. 1960 jako *Solenomya* cf *semseyana*. Na základě našeho, zatím ještě stále nedokonalého materiálu lze předpokládat, že shora uvedené formy patří k rodu *Carbonicola* McCoy. Patrně též forma, znázorněná v mé publikaci z r. 1936, jako ? *Carbonicola* sp. a později (1960) jako *Nucula* sp., patří k čeledi *Anthracosiidae*. Nejspíše je to *Oligodon* Amal., 1892, vzhledem k tomu, že u něho byly zjištěny stopy dosti četných zubů. Tamtéž náleží i forma, uvedená zde na obr. 4, tab. IV.

K řešení otázky stáří hornin na Háji mohla by přispět též jejich strati-

grafická poloha a petrografická povaha. Bystrický a Fusán (1956, 1958) zdůraznili, že celé pásmo různorodých usazenin mezi Štítnikem a Jelšavou je uloženo mezi karbonem a triasem. Proto je zařadili s otazníkem do permu. O. Fusán (1961) přiřadil tyto vrstvy ke svrchnímu permu, aniž by uvedl bližší důvody tohoto postupu.

Horniny fosiliferní lokality Háj jsou však dosti odlišného petrografického složení než všude jinde v permu Slovenska a Maďarska. Jim nejblíže stojí permské šedé břidlice, které popsal O. Heer (1878) z Pětikostelí (lokality Body, Töllos a Kövágo Szollös), kde H. Böckhem byly objeveny rostliny podobného rázu jako na Háji.

Dokonce i v nejbližším okolí Háje nenajdeme zcela podobné typy hornin, takže o příslušnosti celého shora uvedeného pásma mimo naši lokalitu k permu lze zatím mluvit jen s jistou pravděpodobností.

Jak jsem uvedl již dříve (1960), tvoří největší část vlastního Háje šedé arkosovité a zelenavé pískovce s vložkami zelených a nafialovělých jílovitých břidlic, které leží pod fosiliferními vrstvami Háje. Tato patrně velmi mocná vrstevní série se objevuje též na kopci Červený Chrast a pokračuje pak ke kopci Keringö. Je rozdělena na dvě části porušenou antiklinálou v lomu na JV svahu Keringö (asi 250 m k JJV od jeho vrcholu), která přechází pak v široké, klikatě zvrásněné pásmo na silnici Štítnik—Gočaltovo asi 170 m k severu od kóty 389 (nyní je toto místo silně zasuťováno a zarostlé křovím; v době stavby silnice bylo však zcela odkryté). Toto pásmo pokračuje dále jihovýchodním směrem k železitým pramenům na východním svahu kopce Červený Chrast až se konečně ztrácí pod nánosy potoka Štítnik. V něm zatím nebyly nalezeny žádné zkameněliny. Nevylučuji však, že snad representuje spodní perm ve vývoji poněkud podobném cejkovským vrstvám Zemplínského ostrova (Bouček — Přibyl, 1954). Tyto vrstvy O. Fusán (1961) řadí též ke svrchnímu permu.

Rozhodnutí, které vrstvy patří v širším okolí Háje ke svrchnímu permu, je ztíženo nejen nedostatkem zkamenělin, zvláštním petrografickým vývojem tamějších hornin a jejich silným porušením, nýbrž i velmi mocnou sutí, která pokrývá téměř 90 % celého území a v níž značnou úlohu hrají *staré soliflukce*. Takové nepřehledné mezery o šířce 500 m i více oddělují sporé odkryvy zkoumaného území, což ztěžuje jejich navazování i v případě, leží-li vrstvy dokonce ve stejném směru a blízko sebe. Ke konečnému rozhodnutí otázky souvislosti a zpřesnění stáří těchto hornin je zapotřebí četných sondáží a soustavného pátrání po zkamenělinách. Ve všech dosavadních geologických mapách kolísají obrysy a zařazení mnohých gemeridních usazenin do jednotlivých útvarů ještě ve velmi širokých mezích.

Pokud se týče stavby, představuje nám oblast mezi Štítnikem a Jelšavou nejspíše silně porušené *brachysynklinorium*, jak lze usoudit z geologické mapy Bystrického — Fusána — Maheľa (1956) a z vlastních pozorování.

V jeho severním a jižním křídle vystupuje karbon a v jádře perm. Západní uzávěr této vrásy je u Jelšavy, východní je zakryt triasem Plešivecké planiny a ufat velkou S—J dislokací v údolí potoka Štítnik.

LITERATURA

[1] Amalickij V. (1892): Materiály k poznání fauny permu Ruska. I. Anthracosiidae. Varšava. — [2] Bouček, B. — Přibyl, A. (1954): Zpráva o geologickém mapování zemplínského pohoří na jihovýchodním Slovensku. — Zprávy o geol. výzk. — [3] Bystrický, J. — Fusán, O. (1955): O věku pískov. souvrství v okolí Štítnika. Věst. ÚÚG, XXX. — [4] Bystrický, J. — Fusán, O. — Maheľ, M. (1956): Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského Rudohoria. — [5] Bystrický, J. (1960): Příspěvek ke stratigrafii Slov. krasu. Geol. práce, 15 a 17. — [6] Daber, R. (1961): Pflanzenfunde in der Harzumrandung. Zeitschr. f. d. Gesamtgebiet der Geol. und Mineralogie etc. Jahrg. 10, Heft 3. — [7] Diener, C. (1927): Leitfossilien des mar. Perm. Berlin. — [8] Doubinger, J. (1956): Contribution à l'étude des Flores Autuno-Stéphaniennes. Mém. de la Soc. géol. de France, sv. XXXV, nouv. série. — [9] Gothan, W. (1954): Lehrbuch der Paliobotanik. — [10] Heer, O. (1878). Über permische Pflanzen von Fünfkirchen. Mitteil. a d. Jahrb. der ungar. geol. Anstalt. — [11] Mišík, M. (1953): Geol. poměry mezi Jelšavou a Štítnikem. Geol. sbor. IV/3—4. — [12] Nagy, E. (1959): La faune de formations du Werfenien inférieur de la montagne Mecsek. Föld. Közl., LXXXIX/3. — [13] Piveteau, J. (1952): Traité de paléontologie. Paris. — [14] Snopko, L. (1957). Predbež. zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského príkrovu etc Geol. práce, Zprávy 11. — [15] Šuf, J. 1930): Poznámky o nových karbonských a triasových zkamenělinách. Věst. st. geol. úst., VI. — [16] Šuf, J. (1936): Přehled nových výskytů zkamenělinových v jv. části Slov. Krušnohoří. Bratislava. — [17] Šuf, J. (1960): Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítnika a Nandráže na jižním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 20. — [18] *Základy paleontologie.* Mlži. (1960). Nakl. AN SSSR, Moskva. — [19] Fusán, O. (1961): Entwicklung des Baues des Gebirges Spiš-Gemer. Rudohorie. Geol. práce, seš. 60.

Ю. Шуф

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ ГОР. ШТИТНИК В ЮЖНОЙ СЛОВАКИИ, ЧССР

Вопрос геологического возраста так называемой „рудоносной серии" Спишско-гемерских гор южной Словакии привлекает внимание наших исследователей уже в течение многих лет, в результате чего в специальной печати появилось несколько небольших работ (см. литературу в конце чешского текста).

К сожалению, стратиграфическое положение некоторых членов этой серии остается еще под знаком вопроса, так как поискам в общем очень редко встречающихся в ней окаменелостей уделялось мало внимания. Но наша разведка показала, что они появляются во многих „немых" свитах, хотя в большинстве случаев и в довольно неудовлетворительном состоянии сохранности.

В 1959-ом году на возвышенности Гай нами была впервые установлена флора (Шуф, 1960), состоящая, по предварительному определению проф. Ф. Немейца, из следующих форм:

Odontopteris cf. *osmundaeformis* Schloth., ? *Pecopteris sulziana*, ? *Sphenopteris germanica*, *Ginkgoacei* sp., ? *Ullmannia* sp., ? *Nilssonia* sp., ? *Sphenozamites* sp.

В 1961 году проф. Ф. Немейц при ревизии дополненного нами материала внес в свое предварительное определение следующие поправки:

Вид *Odontopteris osmundaeformis* он отнес к числу миксоневроидных форм из круга *Mixoneura (Odontopteris) subcrenulata Althaus*, экземпляры гинкгоацей — к виду *Baiera digitata*, вид *Sphenopteris germanica* — к виду *Sphenopteris dichotoma Althaus*, а род *Nilssonia* — к роду *Taeniopteris*.

На этом же местонахождении окаменелостей нами была обнаружена и описана (Шуф, 1936, 1960) и фауна, состоящая из представителей семейства *Anthracosiidae Amalickij*. Рисунки этих форм находятся в вышеуказанных публикациях и изображены в этой статье на табл. III и IV.

В 1960-ом году наш материал мы дополнили несколькими новыми остатками растений (см. табл. III и IV), которые убедили нас, что заключающие их отложения возвышенности Гай являются верхнепермскими, о чем свидетельствует в особенности присутствие вида *Pseudovoltzia liebeana (Gein.) Florin*. Кроме того, здесь же были обнаружены: *Sphenopteris dichotoma Alth.*,? *Callipteris martinsi (Kurte) Zeil.*, *Carpolithus* cf. *membranaceus* и *Sphenozamites*.

Подстилающие слои окрестностей местонахождения окаменелостей Гай в силу изложенного выше можно было бы отнести к нижней перми, а всю область между гор. Штитник и Ельшава считать *брахисинклинорием*, наиболее глубокие части которого определенно относятся к карбону.

Vysvětlivky k tab. III—IV

Tab. III

Obr. 1. *Pseudovoltzia liebeana* (Gein) Florin. Šupina šišky se stopou semene. Délka 16 mm. — Obr. 2. Dtto — olistěná větévka; skutečná délka asi 40 mm. — Obr. 3. ? *Sphenopteris dichotoma* Althaus; skut. délka asi 20 mm. — Obr. 4. Úkrojek listu *Sphenozamites;* skut. délka 17 mm. — Obr. 5. *Carpolithus* cf. *membranaceus;* skut. průměr semen 2—4 mm.

Tab. IV

Obr. 1. Lístečky v levé části obr. dole o délce 10 mm patří asi druhu *Callipteris martinsi* (Kurtze) Zeil. V pravé části je nějaká neurčitelná větvička o skut. délce cca 35 mm. — Obr. 2. *Carbonicola* sp.; skut. délka 6,5 mm, šířka 3 mm. — Obr. 3. Dtto, skut. délka 9,8 mm, výška 4,2 mm. — Obr. 4. ? *Oligodon* sp.; skut. délka 11,5 mm, výška asi 6,5 mm. — Obr. 5. Růžicový diagram puklinatosti hornin na Háji na základě 200 měření (sest. J. Foldyna).

MILOŠ SIBLÍK

K NÁLEZU RAMENONOŽCŮ V NEOKOMSKÝCH TUFITECH U KOŠECKÉHO ROVNÉHO

(Anglické resumé, 1 tabulka)

Výskyt tufitů se stopami po fauně byl zjištěn M. Maheľem při mapovacích pracích v roce 1959 při jižním okraji obce Košecké Rovné ve Strážovské hornatině, a to na severním svahu Vápenice (kóta 779,1), 500 m jihozápadně od kóty 538,2. Tufity, nacházející se v komplexu deskovitých celistvých vápenců neokomu, byly odkryty rýhou. Tvořily asi 4 m dlouhou čočkovitou polohu o maximální mocnosti do 30 cm. Vzorky tufitů mikroskopovala A. Kulmanová a E. Karolusová. Podle E. Karolusové jde o autochtonní melafyrový tufit bročkový (velikosti lapilů). Základní hmota fragmentů je zcela chloritizována, tmel karbonatický.

V tufitech se vyskytující faunu jsme vysbírali s kolektivem mesozoika GÚDŠ (V. Viskup). Nalezli jsme větší počet převážně neúplných a někdy tlakem postižených jader ramenonožců se zbytky původních misek (určeny 3 druhy), dále 2 zbytky jader amonitů a neurčitelné rostrum belemnita.

Terebratula Müller, 1776; s. l.

„*Terebratula*" *moutoniana* d'Orbigny, 1847

(tab. II, fig. 1)

1847 *Terebratula Moutoniana* d'Orbigny: Paléontologie française etc., p. 89, tab. 510, fig. 1—5.

1872 *Terebratula Moutoniana*, Pictet—Campiche: Description des fossiles etc., p. 86, tab. CCIII, fig. 1—3 (cum syn.).

1896 *Terebratula moutoniana*, de Loriol: Note sur quelques brachiopodes crétacés, p. 140, 158, tab. V, fig. 9; tab. VI, fig. 22.

1907 *Terebratula Moutoni*, Karakaš: Nižnemělovyje otloženija etc., p. 213, tab. XIX (v textu označena jako XXI), fig. 24, 26, 27; tab. XX, fig. 4, 22, 31.

1960 „*Terebratula*" *moutoniana*, Smirnova: Brachiopody, p 375, tab. I, fig. 5.

Materiál: Jeden dobře zachovaný jedinec-jádro s rozměry: délka 26,5 mm, šířka 20 mm, výška 14,5 mm.

Popis: Výrazně uniplikátní schránka slzovitého tvaru má největší šířku v přední třetině a největší výšku v polovině své délky. Miska břišní je klenutější než miska hřbetní. Přední vazba misek nápadně vybíhá dorzálním směrem a tvoří výrazný hranatý lalok. Brázda břišní misky je mělká a patrná do poloviny délky této misky. Silný zahnutý vrchol břišní misky má velký oválný submesothyridní stvolový otvor. Val hřbetní misky je vyniklý a ostře omezený v přední třetině misky, je však zřetelný téměř až k jejímu vrcholu. Soustředné přírůstkové vrásky jsou patrné na vnější polovině hřbetní misky.

Poznámky: Náš jedinec se nejvíce podobá exemplářI, vyobrazenému A. d'Orbignym (1847) na tab. 510, obr. 4; liší se od něj užším a vyšším valem hřbetní misky a umístěním maximální šířky schránky blíže k přednímu okraji. Stejnými znaky se odlišuje i od jedinců, které vyobrazili F. J. Pictet — G. Campiche (1872). Nálezy vyobrazené N. I. Karakašem (1907) mají val hřbetní misky výrazný a vysoký jako náš jedinec, ale užší.

„*Terebratula*" *salevensis* de Loriol, 1862 se liší od našeho druhu hlavně mnohem vyklenutější hřbetní miskou v přední polovině schránky. Britské nálezy, které byly dosud uváděny pod názvem *Terebratula moutoniana*, patří podle F. A. Middlemisse (1959) k druhu *Platythyris comptonensis* Middl.

Rozšíření: neokom-apt.

Výskyt: Francie, Švýcarsko, záp. Německo, Sov. svaz (Krym, Kavkaz), Rumunsko, Bulharsko, ČSSR: V. Fatra, Strážovská hornatina (Košecké Rovné).

„*Terebratula*" sp.

Větší počet druhově blíže neurčitelných neúplně zachovaných nebo různě deformovaných jader.

Terebratulina d'Orbigny, 1847

Terebratulina biauriculata d'Orbigny, 1847

(tab. II, fig. 2)

1847 *Terebratulina auriculata*, d'Orbigny: Paléontologie française etc., p. 58, tab. 502, fig. 3—7.

1847 *Terebratulina biauriculata*, d'Orbigny: ibidem, p. 271.

1906 *Terebratulina auriculata*, Ascher: Die Gastropoden, Bivalven etc., p. 167, tab. XIV, fig. 13.

Materiál: Jedno poškozené jádro s rozměry: délka 15 mm, šířka ?12 mm, výška 5,5 mm.

Popis: Téměř neznatelně uniplikátní schránka je zaobleně trojboká. Její největší šířka je umístěna v přední třetině celkové délky schránky a největší

výška v polovině délky hřbetní misky. Břišní miska je ve srovnání se hřbetní vyklenutější a má velmi mělkou nevýrazně ohraničenou brázdu, pozorovatelnou v přední polovině misky. Vrchol břišní misky je vysoký a zahnutý. Plochá hřbetní miska má při svém vrcholu malá postranní křidélka. Jemná nepravidelně se rozdvojující radiální žebírka pokrývají celý povrch schránky kromě křidélek hřbetní misky.

Poznámky: Tento druh nejprve vyobrazil A. d'Orbigny (1847) pod názvem *Terebratulina auriculata* d'Orb. Třebaže za název druhu připojil zkratku svého jména, je jasné, že se za autora tohoto druhu nepovažoval. V synonymice totiž uvedl jméno F. A. Roemera, který názvu *T. auriculata* použil již dříve (1841). Ještě v téže práci však A. d'Orbigny nahradil druhové označení svých jedinců bez udání bližšího důvodu názvem novým — *T. biauriculata*. Jedinec F. A. Roemera (1841) patří podle U. Schloenbacha (1866, p. 12, 65) druhu *Terebratulina chrysalis* (Schlotheim, 1813) a název *T. auriculata* Roemer, 1841 je považován za jeho synonymum. Platný název jedinců vyobrazených A. d'Orbignym (1847) je tedy *Terebratulina biauriculata* d'Orb., 1847.

Náš jedinec se od nich liší celkovým zaoblenějším tvarem (ten je u jedinců A. d'Orbignyho subpentagonální) a největší šířkou schránky posunutou blíže k přednímu okraji. Zámkové okraje křidélek hřbetní misky svírají vzájemně tupější úhel než u jedinců A. d'Orbignyho. *Terebratulina martiniana* d'Orb., 1847 z albu se odlišuje jen obvykle větší velikostí a poměrně větší výškou (tloušťkou) od druhu *T. biauriculata*.

Rozšíření: neokom.

Výskyt: Francie, Sov. svaz (Gruzie). ČSSR: Moravsko-slezské Bezkydy (Koňákov u Č. Těšína), Strážovská hornatina (Košecké Rovné).

Lacunosella Wisniewska, 1932

Lacunosella ? moutoniana (d'Orbigny, 1847)

1847 *Rhynchonella Moutoniana* d'Orbigny: Paléontologie française etc., p. 15, tab. 494, fig. 17–20.

1888 *Rhynchonella Moutoni*, Kilian: Sur quelques fossiles etc., p. 689, tab. XVII, fig. 5.

1896 *Rhynchonella moutoniana*, de Loriol: Note sur quelques brachiopodes crétacés, p. 161, tab. VI, fig. 25.

1907 *Rhynchonella Moutoni*, Karakaš: Nižnемělovyje otloženija etc., p. 204, tab. XIX, fig. 7, 10.

1913 *Rhynchonella Moutoniana*, Jacob — Fallot: Étude sur les Rhynchonelles etc., p. 39, tab. IV, fig. 22–24.

1915 *Rhynchonella Moutoniana*, Jekelius: A Brassói hegyek etc., p. 104, tab. VIII, fig. 2.

1960 *Lacunosella moutoniana*, Popchadze: Někotoryje nižněmělovyje plečenogije etc., p. 115, tab. III, fig. 1; tab. IV, fig. 6, 7.

1960 *Lacunosella moutoniana*, Smirnova: Brachiopody, p. 382, tab. IV, fig. 5.

Materiál: Poškozená břišní miska s rozměry: délka 22 mm, šířka ?28 mm.

Popis: Do šířky protažená hladká miska je poměrně plochá. Její přední okraj vybíhá dorzálním směrem ve výrazný a málo zaostřený lalok. Hluboká brázda široce trojúhelníkovitého tvaru dosahuje téměř do poloviny délky misky. Vysoký silný vrchol je neúplně zachovaný a má krátké otupené vrcholové hrany. Na dobře zachovaném anterolaterálním okraji misky jsou vyvinuty tři drobné zoubkovité zářezy.

Poznámky: Nalezená břišní miska souhlasí s vyobrazením A. d'Orbignyho (1847) na tab. 494, obr. 18, představujícím ventrální pohled na jedince; pro tento druh charakteristické zoubkování anterolaterálního okraje schránky je vidět na téže tabuli na obr. 19. Tímto zoubkováním a též značnější průměrnou velikostí se *Lacunosella ? moutoniana* liší od poddruhu *„Rhynchonella" cherennensis moutoniformis* Jacob — Fallot, 1913, pocházejícího z hauterivu. Někteří autoři (T. N. Smirnova, M. V. Popchadze, 1960) řadí popisovaný druh k rodu *Lacunosella*. Ke konečnému přiřazení však bude třeba podrobnějšího studia vnitřní stavby popisovaného druhu na rozsáhlejším materiálu.

Rozšíření: převážně barrem, jsou však uváděny i nálezy z kavkazského aptu.

Výskyt: Francie, Švýcarsko, Sov. svaz (Krym, Kavkaz), záp. Německo, Maďarsko, Rumunsko, ČSSR: Strážovská hornatina (Košecké Rovné).

Závěr

Stanovení celkového stáří fauny za hauterivské až barremské nám umožňují *Lacunosella ? moutoniana* (převážně barrem) a z amonitů určený *Crioceratites* sp. (hauteriv-barrem; určil M. Rakús). Nálezy ramenonožců v neokomu centrálních Karpat jsou vzácné a proto jejich hromadný výskyt v tufitech u Koš. Rovného je nápadný. Je zřejmě způsoben prvotní závislostí ramenonožců na sopečném materiálu (rozvoj bentosu a zvláště ramenonožců na tufitické facii konstatoval na př. v barrandienském paleozoiku R. Horný, 1953). Poněvadž v našem případě jde o prostorově velmi omezené těleso, uložené ve vápencích bez příměsi sopečného materiálu, musíme naši lokalitu považovat pouze za zbytek kdysi rozsáhlejšího výskytu tufitů, zachovaný v mělké depresi dna. Charakter zachování nalezených ramenonožců nám neumožňuje bezpečně rozhodnout, zda byly tufity s faunou na krátkou vzdálenost přemístěny či se nacházejí na původním místě. První případ se však zdá pravděpodobnější.

Geologický ústav ČSAV, Praha

LITERATURA

[1] Ascher E., 1906: Die Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden der Grodischter Schichten. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Öster.-Ung. und des Orients, Bd. XIX. — [2] Horný R., 1953: Předběžná zpráva o paleobiologickostratigrafickém průzkumu tufitických facií stupňů Wenlock a Ludlow v západním Barrandienu (I.). Zprávy o geologických výzkumech v roce 1952. — [3] Jacob Ch — Fallot P., 1913: Étude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétacées du Sud-Est de la France. Mémoires de la Soc. Paléont. Suisse, vol. XXXIX. — [4] Jekelius E., 1915: A Brassói hegyek mezozoós faunája. II. A Brassói neokom. A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXIII kót. — [5] Karakaš N. I., 1907: Nižněmělovyje otloženija Kryma i ich fauna. Trudy imperat. S. Petěrb. obščestva jestěstvoispytatělej, t. XXXII, vyp. 5. — [6] Kilian W., 1888: Sur quelques fossiles du Crétacé inférieur de la Provence. Bulletin de la Soc. géol. de France, 3-e ser., t. 16. — [7] de Loriol P., 1896: Note sur quelques brachiopodes crétacés. Revue suisse de zoologie et Annales du Musée d'histoire naturelle de Genève, t. IV. — [8] Middlemiss F. A., 1959: English Aptian Terebratulidae. Palaeontology 2. — [9] d'Orbigny A., 1847: Paléontologie Française. Terrains crétacés, v. IV. — [10] Pictet F. J. — Campiche G., 1872: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Groix. Pt. V. Matériaux pour la Paléontologie suisse. — [11] Popchadze M. V., 1960: Někotoryje nižněmělovyje plečenogije Kavkaza (Rhynchonellidae). Trudy Instituta paleobiologii Akad. nauk Gruz. SSR, t. V. — [12] Roemer F. A., 1841: Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. — [13] Schloenbach U., 1866: Beiträge zur Paläontologie der Jura- und Kreide-Formation im nordwestlichen Deutschland. II. Kritische Studien über Kreide-Brachiopoden. Palaeontographica, Bd. XIII. — [14] Smirnova T. N., 1950: Brachiopody. Atlas nižněmělovoj fauny Severnogo Kavkaza i Kryma (pod redakcijej V. V. Druščica i M. P. Kudrjavceva).

Vysvětlivky k tab. II.

Obr. 1. *„Terebratula" moutoniana* d'Orb. 1847. Lokalita Košecké Rovné, zv. 3×.
Obr. 2. *Terebratulina biauriculata* d'Orb. 1847. Lokalita Košecké Rovné, zvět. 3,2×. Všechny snímky vyhotovila L. Záporožcová. Vyobrazení jedinci jsou uložení ve sbírkách Geologického ústavu D. Štúra v Bratislavě.

MILOŠ SIBLÍK

ON THE FINDING OF BRACHIOPODS IN THE NEOCOMIAN TUFFITE NEAR KOŠECKÉ ROVNÉ

M. Mahel ascertained some traces of fauna in a small tuffitic layer, deposited in the complex of the Neocomian limestones, near Košecké Rovné (the Strážov-highland) in the year 1959. According to E. Karolusová it is the melaphyric tuffite with pyroclastic material completely chloritized and with carbonate cement. In the following year we got the fauna of that lenticular layer (with the length about 4 m and the thickness not exceeding 30 cm) and found many not well-preserved brachiopods there (only *„Terebratula" moutoniana, Terebratulina biauriculata* and *Lacunosella ? moutoniana* were determinable among them), further two fragments of *Criocera-*

tites sp. (determinated by M. Rakús) and one undeterminable rostrum of belemnite. The age of that locality is supposed as Hauterivian-Barremian.

The findings of brachiopods in the Neocomian of the Central Carpathians are very rare and therefore their abundant occurence in the small tuffitic layer near Košecké Rovné is very interesting. It was probably caused by the primary dependence of the brachiopods on the tuffitic material. The small occurence of the tuffite at that locality may be explained as the remainder of a former more extensive occurence, preserved in the shallow bottom depression.

JÁN SENEŠ

MIOCÉN VÝCHODNÉHO OKRAJA PODUNAJSKEJ NÍŽINY

Východný okraj Podunajskej nížiny predstavuje zhruba územie medzi dolným tokom Hrona a Ipľa. Vývoj paleogénu som na základe nových poznatkov už popísal (Seneš, 1960). Paleogén končí rupelom, ktorý dnes považujem za jediného reprezentanta oligocénu.

Latorf (Krutzsch — Lotsch, 1958) je vekovým ekvivalentom vrchného eocénu, chat so stratotypom Kassel zas ekvivalentom mediteránneho akvitánu (Szöts 1956; Seneš 1961). Charakteristika stratotypov sannoisu a tongru ako spodného oligocénu, resp. stampu ako ekvivalentu rupelu a chatu v atlantickej bioprovincii nie je natoľko objasnená, že by sme podľa nej mohli u nás robiť koreláciu so stratotypmi.

Miocén sa začína vrstvami, ktoré vekove odpovedajú mediteránnemu a atlantickému akvitánu a boreálnemu chatu, a končí sarmatom.

Stratigrafiu, tektoniku a geologický vývoj študovaného územia sme spracovali prevažne na základe nových mapovacích a hlbokých vrtov, pričom sme sa opierali aj o výsledky starších mapovacích prác. Z hlbokých vrtov boli to hlavne vrty Nová Vieska, vrty značky M a O v Štúrovskej oblasti, ako aj vrty K I—III v oblasti Kamenice a Kováčova (Krystek 1956; Svoboda 1958; Seneš 1960).

Podunajská nížina má panvový charakter len od pliocénu. Spodnomiocénne depresie v spodnom burdigale sa nachádzali v severných oblastiach dnešnej nížiny, resp. v dnešných vnútorných kotlinách centrálnych Karpát. Strednomiocénne, karpatské a spodnotortónske morské sedimentačné oblasti zaujímali hlavne západnú, východnú a pravdepodobne i SV oblasť dnešnej Podunajskej nížiny; až vo vrchnomiocénnych depresiách sú náznaky začínajúcej subsidencie variského kryštalinického masívu na dne dnešnej nížiny. Počnúc tortónom boli už severné

výbežky Podunajskej nížiny oddelené od južnejšie ležiacich morských panví, čím sa vytvorili na mieste bývalých spodnomiocénnych morských sedimentačných oblastí vnútorné sladkovodné kotliny dnešných centrálnych Karpát. Počnúc pliocénom následkom inverzie reliéfu sa centrum subsidencie nachádzalo v južnej časti Podunajskej nížiny.

Výsledkom týchto zmien v rozložení sedimentačných priestorov počas miocénu je aj veľmi komplikovaná paleogeografická pozícia východného okraja Podunajskej nížiny, na V od veľkej kravansko-hronskej poruchy. Táto oblasť so svojím mezozoickým, a miestami azda i kryštalickým, podložím bola v akvitáne ešte súčasťou juhoslovensko-severomaďarskej depresie a predstavovala jej západný okraj. Od burdigalu až do konca karpatu tu i v celej centrálnej časti dnešnej Podunajskej nížiny bola elevácia, východný okraj ktorej prebiehal zhruba pozdĺž dnešnej šahiansko-börzsönyskej elevácie kryštalinika. Na celom tomto vyzdvihnutom komplexe bola v burdigale až karpate nanajvýš lokálna fluviolimnická sedimentácia (pritom však bola iste silne denudovaná). Východný okraj pevniny však poklesával postupne, pravdepodobne pozdĺž zlomových línií karpatského a priečneho smeru. More juhoslovenskej panvy po vrchnoburdigalskej inverzii v helvéte a karpate sa postupne rozšírilo od V na Z; v spodnom tortóne poklesla i časť šahiansko-börzsönyskej elevácie a dnešný východný okraj Podunajskej nížiny, včítane depresie v novoveskej hlbokej kryhe. Vytvoril sa tak na našom území rozsiahly JZ záliv juhoslovenského tortónskeho mora, ktorý bol pravdepodobne od Z a J chraničený kryštalinikom na dne dnešnej Podunajskej nížiny a mezozoikom dnešného pohoria Gerecse a Pilis. S ostatným spodnotortónskym morom intrakarpatskej oblasti bolo spojené smerom SV cez šahiansky kryštalický prah. Pokles miocénnej pevniny Podunajskej nížiny bol doprevádzaný na S a V okraji počnúc spodným tortónom andezitovým vulkanizmom. V strednom a vrchnom tortóne bola zaliata už temer celá oblasť dnešnej nížiny. Východný okraj dnešnej nížiny predstavoval v tomto období centrum sedimentačného priestoru, resp. vulkanickými masívmi silne členitú východnú okrajovú oblasť, morfologicky stále viac sa osamostatňujúcej Podunajskej nížiny. Počínajúc sarmatom a pliocénom vyvrcholila subsidencia kryštalického masívu Podunajskej nížiny a elevačná tendencia juhoslovenskej oblasti, následkom čoho sa naše územie stalo východným okrajom sarmatského, panónskeho, pontského a levantského sedimentačného priestoru, ktoré bolo v centre dnešnej Podunajskej nížiny.

Podložie miocénu na V od kravansko-hronskej poruchy, ako to bolo zistené hlbinnými vrtmi v širšom okolí Štúrova, tvoria prevažne mezozoické dachsteinské vápence a dolomity triasu, červené amonitové vápence liasu a pieskovce vrchnej kriedy (Seneš 1960). Smerom k S a SV v podloží terciéru nevylučujeme ani prítomnosť kryštalinika, no priame dôkazy na to okrem výskytu kryštalinika pri Šahách nemáme. V južných častiach územia je v nadloží mezozoika preukázaný eocén a oligocén, medzi ktorými je výrazná diskordancia, často s hiátom naj-

vyšších členov eocénu, svedčiaca o intenzite pyrenejskej fázy vrásnenia. Oligocén tvorí spoločný sedimentačný megacyklus s akvitánom, pričom nástup prvej miocénnej periódy (akvitánu) sa vyznačuje klastickými bazálnymi sedimentmi, rozšírením transgresie, avšak súčasne i splytčením mora a nástupom novej miocénnej fauny moluskov a foraminifer.

Pre tektonickú členitosť východného okraja Podunajskej nížiny je hĺbka predterciérneho podložia veľmi odlišná. Bez vrtov ťažko možno určiť aj mocnosť podložného eocénu a rupel-akvitánskeho súvrstvia, lebo pri ich sedimentácii a denudovaní značnú úlohu hrali synsedimentárne tektonické pohyby i obdobia erózie medzi eocénom a oligocénom a medzi akvitánom a tortónom. Z výsledkov doterajších vrtov a geofyzikálnych meraní (D l a b a č — A d a m, 1959) je však zrejmé, že hĺbka predterciérneho podložia na SZ od kravansko-hronskej poruchy je zväčša pod 3000 metrov, na V od nej v južnej (štúrovskej) oblasti pod 500 metrov, smerom k S a SV, pod 1000—1500 m.

Vrstevný sled miocénu

A k v i t á n

Foraminiferovými slieňmi rupelu sa končila sedimentácia paleogénu Podunajskej nížiny. V jeho nadloží leží piesčitý obzor, ktorý pozostáva z morských slienitých, silne muskovitických pieskovcov s vložkami štrkov a zlepencov, prechádzajúcich do piesčitých a slienitých ílov. Terminálne členy súvrstvia majú brakický ráz. Súvrstvie obsahuje mikro a makrofaunu už s miocénnymi elementami a môžeme ho korelovať s akvitánom tetýdnej a atlantickej oblasti (S e n e š, 1958). Celé súvrstvie leží na najvyšších slienitých sedimentoch rupelu transgresívne, avšak bez prerušenia sedimentácie. Podobne transgresívne sú akvitánske vrstvy aj na južnom Slovensku (označené predtým ako chat) a presahujú okraj rupelu (S e n e š, 1953). V oporných vrtbách Bušince a Cakov akvitán začína nad slienitým rupelom tiež klastickými usadeninami (H o m o l a, 1958).

Bazálny piesčitý obzor je v obid-mužlanskej oblasti asi 100 m mocný; zdá sa však, že smerom k V je menej typický, zastúpené sú v ňom často pelitické vložky. Prevláda kremitý materiál s nápadne bohatou prímesou muskovitu. Ojedinele sa vyskytujú zuhoľnatené zbytky rastlín. Makrofaunu zastupuje *Pholadomya puschi, Tellina* sp. a solitérne koraly. Mikrofauna pozostáva prevažne z preplavených kriedových a eocénnych foriem.

Bazálne súvrstvie pomerne náhle prechádza do piesčitých slieňov, ktoré tvoria vo vrtbách v oblasti štúrovskej roviny 100—150 m mocný obzor. Z makrofauny boli zistené *Angulus nysti* (D e s h.), *Panopea meynardi* D e s h., *Pholadomya puschi* G o l d f. a malé lucinidy. Stenohalínna mikrofauna je bohatá a zvlášť vo vyšších horizontoch sa vo výplavoch hromadne vyskytujú ostne ježoviek.

Pestré morské, brakické a sladkovodné súvrstvie tvorí terminálnu časť akvitánu. Vyvíja sa postupne z podložného piesčito-slienitého súvrstvia a litologický rozdiel

medzi nimi je často nepatrný. V tomto súvrství sa opäť objavujú piesčité a pieskovcové vložky, preplavené zelenkasté a pestré íly, piesčité sliene a slienité piesky. Naznačujú celkovú regresiu, splytčenie sedimentačného priestoru a pobrežný charakter usadenín, kde morskú sedimentáciu miestami vystriedala brakická až sladkovodná v uzavretých pobrežných lagúnach. Tieto vrstvy sa zistili aj v hlbinných vrtbách na štúrovskej rovine; sú aj v povrchovom odkryve pri Kováčove a Kamenici n/Hronom. Sled faciálne rôznych terminálnych vrstiev je nestály. V oblasti Kováčova (vrty K-II, K-III a povrchový odkryv) na báze súvrstvia sa striedajú plytkoneritické tzv. turitelové sliene so sublitorálnymi tzv. pektunkulovými pieskovcami a pieskami, vyššie zas pektunkulové vrstvy s brakickými cyrenovými a tympanotonovými vrstvami. Vo vyšších polohách sa do pektunkulových vrstiev často vkliňujú sladkovodné vložky. Vo vrtbách v okolí Štúrova a Mužly sú najvyššie obzory prevažne z brakických usadenín. Poukazuje to na nestálu pobrežnú líniu v čase vyplnenia akvitánskeho sedimentačného priestoru na našom území. Hlavné faciálne typy tohto súvrstvia boli už spracované (Seneš, 1958). Hlavné typy terminálnych akvitánskych vrstiev predstavujú sublitorálne až plytkoneritické turitelové sliene s tzv. egerským typom fauny, potom sublitorálne, tzv. pektunkulové piesky s prevládajúcim zastúpením *Glycymeris* ex gr. *obovatus* (Lmk.); tretím výrazným typom sú brakické horizonty, v ktorých prevláda *Cyrena convexa semistriata* s *Tympanotonus margaritaceus*.

Akvitán — tortón?

Vo vrtbe K-I, v hĺbke od 301,80 do 307,0 m sa zistili štrky a piesky. Podľa Markovej skladajú sa hlavne z lyditu, kremeňa a žuly, podradnejšie je zastúpený jemnozrnný kremenec, úlomky uhlia, svory, arkózy. Valúny žuly, svorov a arkóz sú ostrohranné, zle vytriedené a pripomínajú horniny kryštalinika veporíd. Jemnozrnné kremence pripomínajú šopronské kremence z alpskej sústavy; nie je vylúčené, že boli transportované od západu zo spomenutého kryštalického masívu Dunajskej nížiny. V podloží štrkov vo vrte K-I leží 40 m mocný obzor zelených sladkovodných ílov s neurčiteľnou sladkovodnou makrofaunou a so zuhoľnatenými zbytkami rastlín. V jeho podloží je horizont akvitánu s *Pirenella plicata*, ktorý hlbšie postupne prechádza do morskej fácie akvitánu. Nevylučujeme, že toto sladkovodné súvrstvie, rozšírené v celej štúrovskej oblasti, včítane štrkového horizontu vo vrtbe K-I, vzniklo medzi akvitánom a tortónom ako produkt kontinentálnej periódy.

Spodný tortón

Na akvitánskych, resp. sladkovodných vrstvách transgresívne leží tortón, tvorený sčasti sedimentmi vulkanického pôvodu. Ukazuje veľmi pestrý lito a biofaciálny vývoj, iný vo východných okrajových oblastiach a iný v panvovej časti. Pri širšej korelácii sme na základe foraminifer vymedzili nasledovné horizonty:

spodný s lagenidovou faunou, stredný s aglutinovanou a vrchný s bulmino-bolivinovou faunou; spodné dva členy sa väčšinou medzi sebou striedali (napr. vrt SŠ-10 pri obci Malé Kosihy). Značnú časť sedimentov s faunou aglutinujúcich foriem, hoci obsahujú aj robulovú faunu, kladieme do stredného tortónu. Je to pomerne presne vymedzený horizont, zastúpený piesčito-ílovitým vývojom s *Amussium denudatum* a vaginelami.

Spodný tortón má tento sled vrstiev:

	okrajová fácia:	*panvová fácia:*
4.	slienité íly, hyperstenické a hypersten-amfibolické and., tufy, brekcie a tufity s vložkami zlepencov;	hyperstenické a biotitické piesčité sliene s *Vaginulina* sp. a *Dentalina* sp.
3.	biotit-andezitové tufy a tufity, litotamniové vápence a piesky s *Amphistegina* a s bohatou mäkkýšovou faunou;	biotitické piesčité sliene s augitom a amfibolom a málo výraznou mikrofaunou;
2	amfibol-andezitické tufy a brekcie, tufitické íly a piesky, litotamniové vápence s hojnou mäkkýšovou faunou;	amfibolické piesčité sliene s mikrof. so *Spiroplectammina carinata*
1.	na východe ešte denudácia	apatitová zóna s veľkými robulami

Najhlbšie členy tortónu sa zistili len v panvovej fácii vrtu Nová Vieska I, v hĺbke 2220—2570 m, kde sú vyvinuté piesčité sliene s hojným obsahom pyritu, granátu a apatitu. Mikrofaunu zastupujú hlavne *Nonion boueanum* (Orb.), *N. granosum* (Orb.), *Bulimina aculeata* Orb., *Valvulineria complanata* (Orb.), *Globigerina concinna* Reuss, *Orbulina suturalis* Bronnimann. Ekvivalenty týchto vrstiev vo východných okrajových častiach depresie sa zatiaľ nezistili. Tam sedimentácia tortónu začala tufitickým obzorom, ktorý vo vrte Nová Vieska leží nad tzv. apatitovou zónou.

Vo východnej okrajovej časti na akvitáne alebo na mladších predtortónskych štrkoch transgresívne ležia tufy, tufity a brekcie amfibolických andezitov, usadené väčšinou v morskom prostredí. Ďalej od okraja sú tufity pelitické, alebo viac piesčité s vložkami litotamniových vápencov, s polohami štrkov a štrkopieskov. Panvovú fáciu zastupujú piesčité sliene. Piesčito-vápenatá a litotamniová fácia je vyvinutá hlavne v okolí Chľaby (vrtba SŠ-7). Fauna týchto vrstiev je temer zhodná s klasickou lokalitou Szob (Csepreghy-Meznerics, 1954).

V nadloží amfibolických sedimentov sú biotitické andezitové tufy a tufity, bohaté na idiomorfný biotit a rôzne veľké úlomky biotitickej pemzy. Na báze majú morský, vo vrchných obzoroch až kontinentálny charakter. Ide pravdepodobne o intenzívnu erupciu biotitických andezitov, ktoré v okrajových oblastiach vyplnili morské zálivy a posunuli breh smerom k S a Z. Bazálne morské obzory tufov a tufitov obsahujú makrofaunu fytálne sublitorálneho charakteru s litotamniami, pekténmi a byložravými gastropódmi; v mikrofaune sú dosť hojne zastúpené euryhalínne foraminifery (Lehotayová, 1960). Panvovým ekvi-

valentom týchto vrstiev vo vrtbe Nová Vieska I sú biotitické piesčité sliene s amfibolom (medzi 2000 a 2200 m), s množstvom granátu a miestami aj pyritu; ich mikrofauna je pomerne chudobná (*Bathysyphon* ex gr. *taurinense* Sacco, *Textularia abbreviata* Orb., *Schenkiella* cf. *primaeva* (Cushm.), *Bulimina pupoides* Orb., *Globigerinoides triloba* Reuss).

V nadloží biotitového obzoru sú v okrajovej fácii vyvinuté tufy, tufity a brekcie hyperstenických a hypersten-amfibolických andezitov. Ide prevažne o zelené piesčité tufity s polohami drobných štrkov a tenkých polôh pelitických tufitov Prevláda alochtónny, polymiktný, hrubobalvanovitý vulkanický materiál, hlavne z pyroxenického andezitu Vo vyšších polohách sa vyskytujú polymiktné zlepence, skladajúceho sa z vulkanického a neovulkanického materiálu. Vo vrtbe K-I, ktorý považujeme za typový profil okrajovej fácie spodnejších častí tortónu, sa tento obzor vyskytuje od 79 do 159 m.

Jeho panvovým ekvivatelntom sú hyperstenické a biotitické piesčité sliene s vaginulinami a dentalinami (vrt Nová Veeska I, 1900—2000 m).

Kým teda v depresii Z od kravanského zlomu bola v spodnom tortóne nepretržitá morská sedimentácia, v okrajových oblastiach bola táto často prerušovaná hromadením vulkanického materiálu. V oblasti Kováčovských kopcov kontinentálna sedimentácia bola asi počas hromadenia biotitických a hyperstenických pyroklastík, pochádzajúcich z vulkanických centier pohorí Pilis a Börzsöny, a to približne uprostred spodného tortónu. Oblasť pohoria Börzsöny i Kováčovských kopcov predstavovala v spodnom tortóne pobrežné pásmo mora rozprestierajúceho sa na SV, ktoré bolo následkom intenzívnej vulkanickej činnosti veľmi nestále.

Vrchný tortón s. l.

Stredný tortón (s. s.). Na východnom okraji Podunajskej nížiny strednému tortónu (s. s.) patria transgresívne usadeniny s agultinovanými foraminiferami a v okrajových oblastiach aj s niektorými formami z lagenidovej zóny; v hlbšom piesčito-tufiticko-slienitom vývoji je zastúpená amussiovo-vaginelová, a v pobrežnom vývoji fytálna makrofauna.

Tieto sedimenty tvoria erózne relikty na pyroklastickom komplexe Kováčovských kopcov v pomerne značnej nadmorskej výške; preto sa domnievame, že pred transgresiou strednotortónskeho mora, zrejme v čase sedimentácie biotitických a pyroxenických pyroklastík, boli spodnotortónske vulkanity značne vyzdvihnuté a denudované. Pobrežné usadeniny predstavujú organogénne piesčité vápence na pyroklastikách J od Bajtavy, ktoré obsahujú okrem litotamnií a serpúl aj veľké pektény a hrubostenné lamelibranchiáty, ďalej piesčité vápence na kopci Čierna S od Kamenice s faunou *Litotamnium* sp., *Clypeaster partschi* Micht., *Pecten besseri* Andrz., *P. solarium* Lam., *P. leythajanus* Partsch, *P.* cf. *latissimus* Brocc., *P. subarcuatus styriaca* Hilb., *Chlamys multiscabrella* Sacco, *Dentalium vitreum* Schröt. Na vrchole kopca Čierna zistila Vol-

fová (1956) bohatú tortónsku faunu mäkkýšov z vápenatých pieskov, hlavne zástupcov rodov *Turritella, Pecten* a *Lucina.* Okrajovú fáciu stredného tortónu zastupujú aj litotamniové piesky a vápence v Belanských kopcoch (Inkey, 1898), ktoré smerom do nadložia postupne prechádzajú do pelitických neritických usadenín, dobre odkrytých v okolí Modrého majera (Gašparík, 1959). Tieto pobrežné, väčšinou klastické organogénne sedimenty smerom do nadložia a na SV, ďalej od vulkanitov aj laterálne prechádzajú do pelitických, jemne piesčitých a slienitých slieňov a ílov. Vo východnej časti sa zistili vo vrtoch hlavne S od Kováčovských kopcov v doline Ipľa. Vo vrtbe K-I mocnosť tohto súvrstvia je vyše 500 m. V centrálnej depresii vo vrtbe Nová Vieska považujeme vrstvy od 1020 do 1900 m za ekvivalent našich strednotortónskych piesčitých slieňov. Ide o pelitické sedimenty otvoreného zálivu, ktoré pri rýchlej subsidencii majú pomerne veľkú mocnosť. Podľa mikro- a makrofauny ide o plytší a hlbší neritický, ojedinele aj o batyálny pôvod sedimentov. V makrofaune z vrtby K-V sú okrem ježoviek a jednotlivých koralov hlavne vaginely, *Ammussium denudatum* a pleurotomy, *Dentalium, Nucula* a *Leda.* Bohatú mikrofaunu z týchto vrstiev určila Lehotayová (1960). Hodne pyritizovaná a menej výrazná je mikrofauna vo vrtbe Nová Vieska I (Svoboda, 1958), kde v hĺbke medzi 1020 a 1900 m sa striedavo vyskytujú asociácie s prevahou planktónnych globigerín, hlavne *Globorotalia scitula* a *Orbulina saturalis* a s asociáciami s *Rotalia beccarii, Amphistegina hauerina, Borelis melo, Bulimina pupoides, Valvulineria complanata* etc.

Vrchný tortón (s. s.). Vrstvy stredného tortónu bez prerušenia sedimentácie prechádzajú do vrchného tortónu, zastúpeného piesčitými slieňmi s lavicami pieskovcov. V pelitickom vývoji možno vrchný tortón od stredného odlíšiť na základe typickej bulimino-bolivinovej mikrofauny zistenej v niekoľkých vrtbách. Najvyšší obzor vrchného tortónu zastupujú pestré tufity amfibolických a pyroxenických andezitov, s vložkami pieskov až zlepencov s hojným andezitovým materiálom. Výskyt týchto tufitov snáď súvisí so zmenami erózneho reliéfu bývalého pobrežia, priebeh ktorého sa následkom regresie vrchnotortónskeho mora mohol značne meniť. Západne od kravanskej poruchy sa vrchný tortón zistil len v hĺbke medzi 984 a 1020 m, a predstavuje zrejme predsarmatský erózny zbytok (Nová Vieska I). Vyššie rotaliové alebo vysladené obzory tortónu, ktoré sú známe napr. v tortóne Viedenskej panvy a na východnom Slovensku, sa tu nevyskytujú. Predpokladáme preto, že naše územie bolo už asi uprostred vrchného tortónu vyzdvihnuté, a že značná časť sedimentov vrchného tortónu bola pred sarmatom oddenudovaná. Sarmat leží totiž transgresívne a diskordantne na rôzne starých vrstvách tortónu. Niektoré vyššie obzory obsahujú len chudobnú mikrofaunu (napr. SŠ-18, 12,0—32,0 m), kde okrem ihlíc silicispongií sa vyskytujú len *Rotalia beccarii* a *Elphidium crispum*; zato bohatá je stenohalínna fauna mäkkýšov. Preto ich nemožno považovať za usadeniny brakické, alebo ich korelovať s najvyšším rotaliovým tortónom Viedenskej panvy. Vo vrtbe Lontov vedľa euryhalín-

nej mikrofauny sa vyskytujú mäkýše rodov *Cardiopsis, Venus, Apporhais, Turritella* etc. Makrofauna typického slienitého a pieskovcového bulimino-bolivinového horizontu poukazuje na plytšie, väčšinou sublitorálne morské prostredie.

Sarmat

Spodný sarmat leží diskordantne, ako to možno vidieť hlavne v oblasti Ipeľskej tabule. V oblasti Kováčovských kopcov leží sarmat na spodnotortónskych pyroklastikách, alebo na strednotortónskych pelitických usadeninách, rovnako ako v pruhu medzi Hronom a Ipľom (vrtba Š-23), kde je niekedy na bolivinovej zóne vrchného tortónu (aj vrt Nová Vieska I); v okolí Pastoviec, Bieloviec, vo vrtbe Nová Vieska I na vrchnom tufitickom obzore. V období medzi tortónom a sarmatom sa odohrávala teda na našom území značná denudácia následkom vyzdvihnutia nielen okrajových, ale asi aj centrálnych častí miocénnej depresie.

Litologické zloženie vrstiev spodného sarmatu je veľmi pestré. Štrky, zlepence, piesky a pieskovce, organogénne vápence sa striedajú so slieňmi a ílmi. V oblasti Kováčovských kopcov pri Bajtave, Lele, na Ipeľskej tabuli medzi Salkou a Bielovcami spodný sarmat zastupujú hlavne zlepence, pieskovce a oolitické vápnité pieskovce, predstavujúce bazálne členy pobrežných okrajových fácií. Na západnej strane Ipeľskej tabule pri Malej n/Hr., v okolí Kamendína, Pavlovca, Skalníčky a Dudinca štrkové a zlepencové vrstvy sa striedajú so slieňmi a ílmi hlbšieho pôvodu, kým vo vrtbe Nová Vieska sarmat zastupujú výlučne slienité íly. Predpokladáme teda, že bývalá pobrežná čiara sarmatu prebiehala podobne ako v tortóne v JV a V časti Podunajskej nížiny. Zlepence obsahujú preplavenú tortónsku faunu a predtým sa považovali (Seneš, 1949) za terminálne sedimenty tortónu; novšie Lehotayová (1950) v nich našla typickú sarmatskú mikrofaunu s *Elphidium josephinum* Orb. a *E. reginum* Orb. Zlepence na všetkých lokalitách majú temer rovnaké zloženie. Otázka pôvodu sarmatských štrkov nie je zatiaľ objasnená; ich značná časť iste pochádza z pobrežných tortónskych štrkov a litotamniových zlepencov.

Íly slienité a piesčité íly spodného sarmatu, tvoriace väčšinou v okrajových oblastiach tenšie polohy medzi jemnými, sľudnatými a tenkovrstevnatými rozpadavými pieskovcami, sú zelenej a hnedošedej farby a obsahujú bohatú faunu fytálneho charakteru. Okrem rôznych variet zo skupiny foriem *Mohrensternia sarmatica, M. pseudosarmatica, M. angulata, M. pseudoangulata, M. subangulata, M. inflata, M. pseudoinflata, M. hydrobioidea, M. conica,* sa tu vyskytuje rad známych spodnosarmatských foriem (Seneš, 1960). Biotitické tufity patria tiež spodnému sarmatu a súvisia so sarmatským ryolitovým vulkanizmom.

Stredný sarmat zastupujú prevažne piesčité sedimenty, zistené len vo vrtbách SŠ-24 pri M. Ludinciach pod alúviom a kvartérom doliny Hrona a vo vrtbe Š-18 a Š-19 (Gašparík, 1959) v oblasti Belanských kopcov blízko kravanskej poruchy. Obsahujú mifrofaunu s *Nonion granosum, N. bogdanowiczi,* podradnejšie s elfídiami. V uvedených vrtbách v podloží nonionových obzorov nikde spodný sarmat s *Elphidium hauerinum* a s faunou veľkých elfídií prevŕtaný zatiaľ nebol; ani mäkkýšmi nie je zatiaľ strednosarmatský vek týchto vrstiev preukázaný.

Pliocén, zastúpený v Podunajskej nížine panónom, pontom a levantom, sa vo východnej okrajovej časti prakticky nevyskytuje. Východné ohraničenie pliocénnych vrstiev prebieha zhruba pozdĺž kravansko-hronskej poruchy.

Tektonická stavba východného okraja Podunajskej nížiny

Jednotlivé vývojové fázy a dnešná tektonická stavba je zvlášť vo východnej okrajovej časti Podunajskej nížiny dobre známa, hlavne na základe vrtov. Hlavným tektonickým činiteľom miocénnych a starších vrstiev sú zlomy. Vrásová tektonika, alebo väčšie úklony neboli v paleogéne, ani v neogéne zistené. Pôvodný úklon predpliocénnych vrstiev sa smerom do stredu panvy počas vývoja územia niekoľkorát menil, takže dnes nie je badateľný. Tektonické kryhy (hlavne paleogénne a akvitánske) majú však často vcelku mierny úklon najrôznejších smerov.

Poruchové línie sledujú karpatský smer, teda JZ—SV, alebo kolmý na neho, t. j. SZ—JV. Zlomy vyložene V—Z alebo S—J smeru sú len zriedkavé (napr. hronská poruchová línia). Staršie zlomy sú prevažne SZ smeru a už počiatkom eocénu porušujú mezozoikum; uplatňujú, resp. obnovujú sa až po tortón. Zlomy SV, teda karpatského smeru sú síce miestami už v eocéne, ale hlavné obdobie ich vzniku spadá na bázu tortónu a na rozhranie sarmatu a panónu. Najmä predtortónska stavba, obnažená v JV časti okraja nížiny, má šachovitú zlomovú tektoniku, pričom jednotlivé kryhy tvoria väčšinou obdĺžniky SZ smeru. Výška skoku u niektorých zlomov je až 300 m, na východnej okrajovej poruche (kravansko-hronská), ohraničujúcej panónsky sedimentačný priestor Podunajskej nížiny od miocénneho a paleogénneho okraja na V, miestami až 1000 m.

Zlomová tektonika mala pred tortónom postsedimentárny, často i synsedimentárny charakter, čo značne ovplyvnilo geologický vývoj, faciálny charakter a pôvodnú mocnosť vrstiev. Postsedimentárnou tektonikou bolo hlavne paleogénne územie rozdelené na vyzdvihnuté a poklesnuté kryhy. Vedľa syn- a postsedimentárnych zlomov rozoznáme aj zlomy s jednorázovým pohybom, zlomy dedičného charakteru a zlomy, ktoré na určitej časti územia boli aktívne skôr, inde neskôr.

Výrazná je závislosť kulminácií transgresie hlavne na synsedimentárnych pohyboch. Vidíme to v paleogéne, v prvom eocénnom sedimentačnom cykle vo vrchnom yprese, v druhom vo vrchnom lutéte a v oligocénnom cykle v čase sedimentácie hlbokovodných foraminiferových slieňov, ako aj v spodnom tortóne. Počiatok transgresií oproti tomu súvisel obvykle s celkovým epeirogenetickým klesaním bez synsedimentárnej činnosti zlomov (napr. sladkovodné sedimenty spodného ypresu, báza vrchného lutétu, oligocénny uhľonosný a pieskovcový komplex, predandezitové sedimetny spodného tortónu).

Najväčšia aktivita zlomov bola v období medzi akvitánom a tortónom. Počnúc spodným eocénom postupne pribúda počet poruchových línií, ktoré majú väčšinou dedičný charakter (S e n e š, 1960) a sú aktívne aj v akvitáne. Najintenzívnejšie a najpočetnejšie zlomy súvisia so sávskou, alebo štýrskou orogenetickou fázou, ako o tom svedčí porušenosť starších, včítane akvitánskych usadenín. Keďže sedimenty medzi akvitánom a tortónom na našom území nie sú zname, nevieme či toto najbúrlivejšie obdobie bolo viazané na sávsku fázu na rozhraní akvitánu

a burdigalu, alebo na fázy štýrske v období karpatu a tortónu. Počínajúc tortónom činnosť zlomov nápadne slabne a nahradzujú ju pozitívne alebo negatívne pohyby väčších územných celkov, ako aj širšie epeirogenetické pohyby. Po panóne o väčšej aktivite môžeme hovoriť len u niektorých okrajových zlomov novej pliocénnej depresie Podunajskej nížiny.

Východnú predpliocénnu vysokú tektonickú oblasť Podunajskej nížiny oddeľuje od západnej hlbokej pliocénnej oblasti už spomenutý kravansko-hronský zlom SV až SSV smeru. Z hľadiska popliocénnej tektoniky predstavuje východná oblasť viac-menej pôvodný okraj pliocénneho sedimentačného priestoru bez synklinoriálnych znakov, typických pre mladý sedimentačný priestor Podunajskej nížiny.

Kravansko-hronská porucha vznikla čiastočne asi už v lutéte, kedy mala synsedimentárny charakter; v celej svojej dĺžke sa však formovala až na rozhraní sarmatu a panónu. Prebieha od Kravian smerom na SV a oddeľuje lutét, priabón a rupel od pliocénu. Pri Jurskej pustatine sa delí na dve vetvy, z ktorých funkciu okrajového zlomu má západná vetva, stáčajúca sa k S, sledujúc tok Hrona medzi Ľubou a Čajákovom. Oddeľuje spodný a stredný sarmat východnej oblasti od uhoľného panónu a pontu západnej poklesnutej oblasti. Druhá vetva sleduje SV smer a v oblasti Belej oddeľuje spodný sarmat od stredného.

Východná paleogénna a miocénna oblasť má kryhovitú stavbu, ohraničenú zlomami karpatského a hlavne priečneho smeru, zvlášť výraznú v predtortónskych usadeninách. Prevládajú tu zlomy SZ—JV smeru a jednotlivé kryhy vedľa seba pod kvartérom tvoria sedimenty rôzneho veku. Od Kravian smerom na SV môžeme vymedziť niekoľko tektonických jednotiek; v čenkovskej vysokej kryhe je pod kvartérom priamo eocén, a to v južnej časti kryhy lutét, v severnej priabón, oddelené od seba poruchou SV smeru (pravdepodobne mladého, attického veku). Medzi Čenkovom a Mužlou je ďalšia poklesnutá kryha (rupel). V oblasti Mužly a Obidu je tzv. obidská centrálna kryha, v ktorej na povrch vystupuje akvitán, a od V ju ohraničuje vysoká rupelská kryha. V obidskej centrálnej depresii smerom na SZ sa objavujú vždy mladšie členy, pri kravanskej poruche dokonca už tortón a sarmat. V kline medzi vetvami kravanskej poruchy a výbežkami SZ zlomov centrálnej obidskej depresie je na povrchu stredný nonionový sarmat. Zlom, ohraničujúci centrálnu obidskú depresiu od V, oddeľuje v oblasti Belanských kopcov sarmat od spodného tortónu. Do oblasti Štúrova a Nany zasahuje klin SZ smeru, v ktorom vystupuje na povrch rupel. Ďalej na V vystupujú postupne vždy mladšie členy akvitánu.

V oblasti štúrovskej roviny a Belanských kopcov viac-menej paralelne prebiehajúce zlomy SZ smeru vytvárajú komplikovanú priekopovú prepadlinu, ktorej najhlbšia časť predstavuje tzv. obidskú centrálnu depresiu, vyplnenú eocénom, oligocénom a akvitánom na juhu a spodným tortónom a sarmatom na severe. SZ smer zlomov je zachovaný aj v okrajovej časti medzi Hronom a Ipľom, oddelenej od štúrovskej roviny a Belanských kopcov SZ zlomom pozdĺž dolného toku

Hrona. Na území medzi dolným tokom Hrona a Ipľa, budovanom hlavne tortónom a sarmatom, je počet porúch podstatne menší. Zlomy tu ohraničujú pyroklastiká Kováčovských kopcov; SZ výbežky tortónu ako aj sarmat S od Pastoviec a Ludiniec majú prevažne SZ smer a vznikli na rozhraní sarmatu a panónu. SZ ohraničenie pyroklastík Kováčovských kopcov a vyššieho pelitického spodného tortónu prebieha pozdĺž zlomu karpatského smeru (od Mužly na SV). V štúrovskej oblasti bol tento zlom aktívny už pred tortónom (S e n e š, 1960); ohraničenie pyroklastík Kováčovských kopcov oproti strednotortónskym pelitom svedčí o jeho činnosti aj po tortóne.

Paleogeografický vývoj miocénu

Na rozhraní rupelu a akvitánu došlo v tetýdnej geosynklinálnej oblasti k paleogeografickej zmene, vyznačujúcej sa na značnom území Európy transgresiou. V juhoslovenskej a severomaďarskej depresii prejavila sa táto transgresia značným rozšírením akvitánskeho mora; sedimentácia medzi rupelom a akvitánom však v panvových oblastiach nebola prerušená. V plytšom akvitánskom mori u nás už chýbali výrazne rupelské formy mäkkýšov a foraminifer; namiesto nich pribudli nové miocénne elementy atlantickej a mediteránnej provincie a tzv. chatské elementy severnej provincie (S e n e š, 1958). Vplyvom rozšírenia mora v akvitáne dostal sa do nášho sedimentačného priestoru klastický materiál; neskoršie sedimentovali pelity, zrejme v plytšom prostredí než v rupele. Slabá subsidencia a rýchle vyplnenie panvy spôsobili, že sedimentačný priestor bol koncom akvitánu oddelený od ostatných ešte morských oblastí Tetýdy a vznikli v ňom terminálne brakické a sladkovodné sedimenty.

Následkom druhej etapy sávskej orogenetickej fázy (B u d a y, 1960) medzi akvitánom a burdigalom bolo celé študované územie vyzdvihnuté a ostalo súšou až do počiatku tortónu (nedostatok sedimentov burdigalu, helvétu a karpatu).

Fluviolimnické sedimenty, známe z vrtov (hlavne K-I) — ak nepatria chatu alebo bazálnemu tortónu — sedimentovali v okrajovej oblasti v spodno- a strednomiocénnych morských zálivoch, rozprestierajúcich sa S a V od nášho územia.

Po opätovnom vyzdvihnutí a denudovaní územia následkom štýrskej orogenetickej fázy na rozhraní karpatu a tortónu obnovila sa subsidencia, pričom spodnotortónske more postupne zaplavilo územia na J, pravdepodobne až po mezozoické masívy pohoria Gerecse a Pilis a na východe až po kryštalické jadro dnešného pohoria Börzsöny. Subsidencia prebiehala pozdĺž zlomov SZ a SV smeru; tým nastalo morské spojenie s južným Slovenskom pozdĺž úpätia pohoria Börzsöny. Transgresia spodného tortónu sa šírila len postupne, takže JV okrajové oblasti nášho územia (denudovaný akvitán v oblasti Kováčovských kopcov) boli zaplavené až potom, keď v centrálnej oblasti depresie (vrt Nová Vieska I) sa už usadili bazálne vrstvy spodného tortónu v morskom vývoji s robulovou faunou. Subsidenciu panvy pozdĺž zlomov na okrajoch pri styku s mezozoikom a kryštalini-

kom doprevádzala intenzívna vulkanická činnosť. V prvej fáze tejto činnosti vznikli prevažne amfibol-biotitické andezity v oblasti pohoria Börzsöny; u nás sa usadili pyroklastiká v okrajovej oblasti a jemnejší tufitický materiál v sublitorálnej a neritickej zóne ďalej od brehu. Ďalší, biotit-andezitový vulkanizmus mal na naše územie väčší vplyv a širšie okrajové oblasti mora na východe boli zasypané pyroklastikami. Breh spodnotortónskeho mora sa v tom čase posunul na Z. Následkom neustálej subsidencie však pobrežie zachovalo naďalej približne rovnaký priebeh ako na báze spodného tortónu, a to pozdĺž západného úpätia pohoria Börzsöny a S a Z úpätia pohoria Pilis a Kováčovských kopcov. Oscilácia pobrežnej čiary v spodnom tortóne je zjavná zo striedania kontinentálnych pyroklastík s pobrežnými morskými tufitickými a organogénnymi usadeninami v západnej oblasti Kováčovských kopcov vo vrte K-I. Eruptívne centrá boli blízko nášho územia v pohorí Börzsöny a Pilis. Andezity a pyroklastiká týchto pohorí (čiastočne aj Kováčovských kopcov) počas celého spodného tortónu vyčnievali z mora a boli v medzierputívnych intervaloch denudované. Ich vulkanický materiál spolu so štrkmi a pieskovcami zo starších vrstiev bol redeponovaný smerom na Z do sedimentačného priestoru spodnotortónskeho mora.

Intenzívnejšia subsidencia regionálneho charakteru a silnejšia transgresia nastala v strednom tortóne, ležiacom transgresívne vysoko na kontinentálnych vulkanických masívoch uvedených pohorí a diskordantne na denudovaných morských pobrežných sedimentoch spodného tortónu. Ďalej od okraja panvy prebiehala medzi spodným a stredným tortónom nepretržitá sedimentácia prevažne v podobe pelitov. Na značné prehĺbenie a rozšírenie sedimentačného priestoru poukazujú nielen pobrežné transgresívne sedimenty v Kováčovských kopcoch, ale aj diskordantné uloženie pelitov na kontinentálnych pyroklastikách v pohorí Börzsöny (R e i c h, 1952). Časť kontinentálnych andezitových pohorí teda zaplavilo strednotortónske more, ktoré malo spojenie v tom čase aj JV smerom cez mezozoické masívy Pilisu a Gerecse so stredným Maďarskom, tvoriac tzv. záliv pri Bicske a okolí Budapešti. Takéto spojenie nevylučujeme ani na báze spodného tortónu; bolo však asi prerušené produktami spodnotortónskeho andezitového vulkanizmu.

Vo vrchnom tortóne, počnúc rozšírením bulimino-bolivinovej fauny je zjavné splytčenie mora a izolovanie nášho územia od otvorených morských oblastí vplyvom celkového vyzdvihnutia západných intrakarpatských oblastí a ich postupným vyplnením sedimentmi Vplyvom regresie a zmien eróznych pomerov, hlavne v okolí vulkanických masívov, prípadne aj následkom novej vulkanickej činnosti v oblasti Kremnicko-štiavnického pohoria a Krupinskej vrchoviny, usadil sa v panve aj klastický zlepencový a tufitický materiál.

Koncom vrchného tortónu bol pravdepodobne celý východný okraj dnešnej Podunajskej nížiny vyzdvihnutý a denudovaný. Poukazuje na to redukovaná mocnosť vrchného tortónu vo vrtbe Nová Vieska, i diskordantné uloženie spodného sarmatu na Ipeľskej tabuli na rôzne starých členoch tortónu.

Celkove v oblasti Podunajskej nížiny mala sarmatská transgresia menší rozsah než tortónska. Na východe transgredovalo sarmatské more na Kováčovské kopce; nemáme dôkazy, žeby bola zasiahla aj okraje pohoria Börzsöny. Tufity ryolitického charakteru poukazujú na kyslú eruptívnu činnosť v sarmate na území Kremnicko-štiavnického pohoria. Morský charakter malo sedimentačné prostredie pravdepodobne aj v strednom sarmate.

Počnúc panónom sa podstatne zmenila paleogeografická tvárnosť celej Podunajskej nížiny. Následkom negatívnych pohybov kryštalického masívu Podunajskej nížiny vznikla v pliocéne nová sedimentačná oblasť s jadrom Z od Komárna.

LITERATÚRA

[1] Brestenská E., 1960: Zpráva o mikropaleontologickom hodnotení oligocénu a panónu na liste Nové Zámky. Rukopisná zpráva, Geofond Bratislava. — [2] Brestenská E. — Lehotayová R., 1960: Spodnooligocénne brakické usadeniny s Rotalia beccari (L.) z oblasti Štúrova. Geol. práce, Zprávy 21, Bratislava. — [3] Buday T., 1938: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpravy ČSAV 47, Praha. — [4] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časop. pro miner. a geol. 4, Praha. — [5] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geol. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [6] Dlabač M. — Adam Z., 1959: Geologická interpretace reflexní seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Rukopisná zpráva, Geofond Bratislava. — [7] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 55. Bratislava. — [8] Homola V., 1958: Faciální a sedimentační poměry oligocénnych souvrství opěrné vrtby Bušince I. Práce Úst. naft. výsk. 10, Brno. — [9] Krystek I., 1956: Závěrečná zpráva o sedimentárně petrografickém zpracování vrtby Nová Vieska I. v Malé dunajské nížine. Rukopisná zpráva, Geofond, Bratislava. — [10] Krutzsch W. — Lotsch D., 1958: Zur Geschichte der Latdorfstufe. Berichte d. geolog. Ges. 3, Berlin. — [11] Lehotayová R., 1960: Neogénna mikrofauna z oblasti Štúrovo Rukopisná zpráva; Geofond, Bratislava. — [12] Marková M., 1960: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume miocénu na liste Nové Zámky. Rukopisná zpráva; Geofond, Bratislava. — [13] Matějka A., 1946: Geologie terénu mezi Madarem a Kamennými Darmoty. Rukopisná zpráva; Archív ÚÚG, Praha. — [14] Reich L., 1952: A Börzsöny hegység nyugati peremének mediterrán képzodmenyei. Jahresber. d. ung. geol. Anst. f. 1948, Budapest. — [15] Seneš J., 1949: Geologické štúdia terciéru južného Slovenska (list Kamendín a Parkan). Práce ŠGÚ 23, Bratislava. — [16] Seneš J., 1955: Záverečná zpráva o výsledkoch základného geologického výskumu oblasti Štúrovo za r. 1955. Rukopisná zpráva; GP, Turč. Teplice. — [17] Seneš J., 1958: Pectunculus Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geol. práce, Monografická séria 1, Bratislava. — [18] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [19] Seneš J., 1961: Preuves de l'équivalence du Chattien et de l'Aquitanien, basées sur des recherches géologiques dans la Dépression Intracarpatique Congr. Comité Néog. Méditerr. Sebadell. — [20] Sidó M., 1955: Daten aus den Miozän-Sedimenten von Salka (Földt. Közl. 85, Budapest. — [21] Svoboda S., 1958: Mikrobiostratigrafické hodnotenie vrtu Nová Vieska I. Rukopisná zpráva; GNÚ, Hodonín. — [22] Szabo J., 1869: Geologiai adatok a dunai trachytcsoport bal parti részére vonatkozólag. Föld. Közl. 25, Budapest. — [23] Szots E., 1956: Les problèmes de la limite entre le Paléogène et la Néogène et des étages Chattien et Aquitanien. Acta Geologica 4, Budapest. — [24] Vollová J., 1956: Předběžná zpráva o faunistickém společenstvu nové lokality v okolí Štúrova. Rukopisná zpráva; GP, Turč. Teplice.

JÁN SENEŠ

MIOZÄNE ABLAGERUNGEN AM OSTRAND DER SÜDSLOWAKISCHEN DONAUTIEFEBENE

Die Südslowakische Donautiefebene hat ihren Beckencharakter erst seit dem Pliozän. Die untermiozänen Depressionen befanden sich während des Unterburdigals in den Nordgebieten der heutigen Tiefebene, bzw. in heutigen Innenbecken von Zentralkarpaten. Die Sedimentationsräume des Helvet, der Karpatischen Formation (Oberhelvet s. l.) und des Untertorton nahmen hauptsächlich den östlichen, westlichen und wahrscheinlich auch den nordöstlichen Teil der heutigen Donautiefebene ein. Erst in den obermiozänen Depressionen findet man Anzeichen der ansetzenden Subsidenz des variscischen Krystallinmassivs am Untergrund der heutigen Tiefebene.

Vom Anfang des Torton an wurden die Nordausläufer der südslowakischen Donautiefebene von den sündlicher liegenden marinen Becken isoliert; infolge dessen konnten sich an Stelle ehemaliger untermiozäner mariner Sedimentationsräme die inneren Süsswasserbecken der heutigen Zentralkarpaten bilden. Vom Pliozän an infolge der Inversion des Reliefs befand sich das Zentrum der Subsidenz im Südteil der südslowakischen Donautiefebene.

Als Folge dieser Veränderungen der verbreitung, bzw. Lokalisierung der Sedimentationsräume während des Miozän ist auch eine zielmich komplizierte paläogeographische Position des Ostrandes der Donautiefende östlich der grossen Störung Kravany—Hron. Dieses Gebiet samt seines mesozoischen, stellenweise auch kristallinischen Untergrundes, stellte im Aquitan noch den Bestandteil der südslowakisch-nordungarischen Depression dar, und zwar ihren Westrand. Von Burdigal an bis zum Ende der Karpatischen Formation, befand sich da, ebenso wie im ganzen Zentralteil der heutigen Donautiefebene, eine Elevation, deren Ostrand etwa längs der heutigen Kristallin-Elevation von Šahy—Börzsöny verlief Auf diesem ganzen emporgehobenen Komplexe kam es im Burdigal und Karpatien (Karpatische Formation) höchstens zur lokalen fluviolimnischen Sedimentation. Der Ostrand des Kontinents sank jedoch stufenweise, wahrscheinlich längs der Bruchlinien karpatischer Orientierung, oder quer an diese gerichtete. Binnensee des südslowakischen Beckens hat sich nach der oberburdigalen Inversion im Helvet und Karpatien von Osten her nach Westen weiter ausgedehnt. Im Untertorton sank auch ein Teil der Elevation von Šahy-Börzsöny und der heutige Ostrand der südslowakischen Donautiefebene, inclusive Depression in der Tiefscholle von Nová Vieska. So entstand auf unserem Gebiet eine ziemlich umfangreiche Bucht des südslowakischen tortonischen Binnensees, welche von Süden und Westen her vom Kristallin (am Untergrund der heutigen Donautiefebene) und vom Mesozoikum der heutigen Gebirge Gerecse und Pilis (in Ungarn) begrenzt wurde. Mit dem übrigen untertortonischen Meer des intrakarpatischen Raumes war sie in nordöstlichen Richtung über die kristallinische Schwelle von Šahy in Verbindung.

Die Senkung des miozänen Festlandes der südslowakischen Donautiefebene wurde an den Rändern vom Untertorton an durch den Andezit-Vulkanismus begleitet. Im Mittel- und Obertorton wurde bereits der ganze Raum der heutigen Tiefebene überflutet. Der Ostrand der heutigen Tiefebene stellte zu jener Zeit das Zentrum des Sedimentationsraumes, bzw. ein durch vulkanische Massive stark gegliedertes Randgebiet der südslowakischen Donautiefebene, die sich damals morphologisch selbständig machte. Vom Anfang des Sarmat und Pliozäns an erreichte die Subsidenz des kristallinischen Massivs in der Donautiefebene ihren Höhepunkt, ebenso wie das östlicher liegende südslowakische Gebiet, das sich damals zu Elevation formierte. Infolge dieser Entwicklung wurde unser Gebiet zum Ostrand des sarmatischen, pannonischen, pontischen wie auch des levantischen Sedimentationsraumes, der sich im Zentrum der heutigen südslowakischen Donautiefebene befand.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

D. VASS—B. TOMÁŠEK

ELEVÁCIA PREDTERCIÉRNEHO PODLOŽIA PRI ŠAHÁCH

V posledných rokoch sa rozšírili znalosti o geologickej stavbe Juhoslovenskej uholnej panvy* vďaka hustej sieti vrtov i geologicko-výskumným prácam, súvisiacim so zostavovaním generálnych geologických máp a máp v mierke 1:50 000. Niektoré z vrtov prenikli až do podložia terciéru a pomohli objasniť geologickú stavbu tejto panvy.

Juhoslovenská uholná panva predstavuje severnú časť sedimentačného priestoru mobilnej zóny maďarského Stredohoria (B u d a y, 1961), resp. severnú, t. j. slovenskú časť juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru (S e n e š, 1959). Podložím terciéru tejto panvy sú kryštalické bridlice a horniny mezozoika. Kryštalické bridlice sú odkryté v západnej časti panvy v údolí Berinčenského potoka, Z od obce Sečianky (svory — T. B u d a y, 1937) a v údolí pri Olvarských samotách (kryštalické bridlice — F. P a v a y, V a j n a, 1948; ide o podobné horniny ako v údolí Berinčenského potoka). Kryštalické podložie panvy dosiahli niekoľké vrty: pri Bušinciach v hĺbke 768 m — parabridlice — V. H o m o l a, 1958; pri Olvarských samotách Z od Sečianok v hĺbke 159 m vrt Pu-1, L a c k o, 1960 — ide asi o rovnaké horniny ako v údolí Berinčenského potoka; vrt MV-1 J od Dolných Plachtiniec v hĺbke 437 m (podľa O. Fusána svory až ruly), VV-1 Z od Selan v hĺbke 366 m (podľa Klinca biotitické bridlice až fility) a najnovšie vrt VV-5 na SV okraji obce Ipeľ. Predmostie v hĺbke 184 m. Vyšší stupeň metamorfózy a litologický charakter týchto kryštalických bridlíc prezrádza (F u s á n, 1961), že podložie Juhoslovenskej uholnej panvy netvoria gemeridy, ktoré sa v okolí Lučenca stáčajú prudko k J, ale pravdepodobne JZ po-

* Tento názov nie je z geologického hľadiska najvhodnejší, pretože nejde o panvu v geologickom slova zmysle. Ide o názov motivovaný viac-menej geografickou polohou územia a jeho ložiskovým charakterom.

kračovanie veporíd. Podobný názor o kryštalických bridliciach z údolia Berinčenského potoka vyslovil už Kettner (1939).

Mezozoikum vystupuje na povrch V od obce Brusník (triasové kremence; V. Čechovič, 1952) a v okolí Horných Turoviec a Slatiny [kremenec a pestré bridlice — T. Buday (1937); Pavai Vajna (1948) ich považuje za paleozoické]. Kremence navŕtal vrt S-135 S od Horných Strhár v hĺbke 438,3 m (Brodňan — Ciesarik, 1959) ako aj vrt M-107 pri Hornom Tisovníku v hĺbke 281 m (podľa O. Fusána ide o pestré bridlice, pieskovce a kremence werfenu). Mezozoický vek kremitých pieskovcov JV od Žihlavy (Čechovič, 1952) je problematický.

Najstaršie terciérne vrstvy doposiaľ zistené v Juhoslovenskej uhoľnej panve zastupuje rupel, ktorý zasahuje z Maďarska len do najjužnejších častí nášho územia. Zistil sa vo vrte Bušince-1 a v Balážskych Ďarmotách už na území Maďarska, v blízkosti čs. štátnej hranice. Rupel je vyvinutý vo fácii pieskovcov, slienitých aleuritov a slienitých ílov (Majzon, 1942; Homola, 1958). Pravdepodobne k rupelu patria aj kontinentálne usadeniny v nadloží kryštalinika a v podloží akvitánu v okolí Selian (vrt VV-1). Rupel postupne prechádza do akvitánu (v zmysle E. Szötsa in Seneš, 1961, resp. Seneš l. c. akvitán= =chat), ktorý je už vyvinutý v podloží celej Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Litologicky sa jeho vrstvy v podstate zhodujú s rupelom. Spodný burdigal v Juhoslovenskej uhoľnej panve sa zachoval iba miestami, hlavne v blízkosti štátnej hranice — v okolí obcí Slov. Ďarmoty, Želovce, Vrbovka (Gabčo, 1959; Čechovič in Kuthan, 1960), kde je vyvinutý vo fácii hrubozrnných pieskov a štrku s množstvom ostreí a anomií. Vrchný burdigal často malej mocnosti sa zachoval vo väčšej časti panvy, či už ako denudačný relikt, alebo v podloží helvétu. Tvoria ho polohy štrkov, pestrých ílov a ryodacitových pyroklastík. Spodný helvét začína produktívnymi vrstvami — pieskami so slojmi uhlia, doprevádzanými uhoľnými ílmi. Vyššie sú litologicky monotónne vrstvy tzv. nadslojových ílov, nad ktorými (ovšem zväšča iba v centrálnej časti panvy) sú brakické piesky, tzv. rzehakiové piesky. Morské, tzv. „mangánové piesky" a aleuritické íly v šlírovej fácii, ktoré nasledujú vyššie ako neprerušené pokračovanie jedného sedimentačného cyklu, niektorí autori vyčleňujú ako samostatný stupeň, resp. formáciu (karpatská formácia; I. Cicha — Tejkal, 1959), kým Čechovič ich (in Kuthan, 1960) spolu s rzehakiovými pieskami považuje za laterálne ekvivalenty. Sedimentáciu neogénu v Juhoslovenskej uhoľnej panve ukončuje pyroklasticko-sedimentárny komplex tortónu, v spodnej časti morský, vyššie sladkovodný.

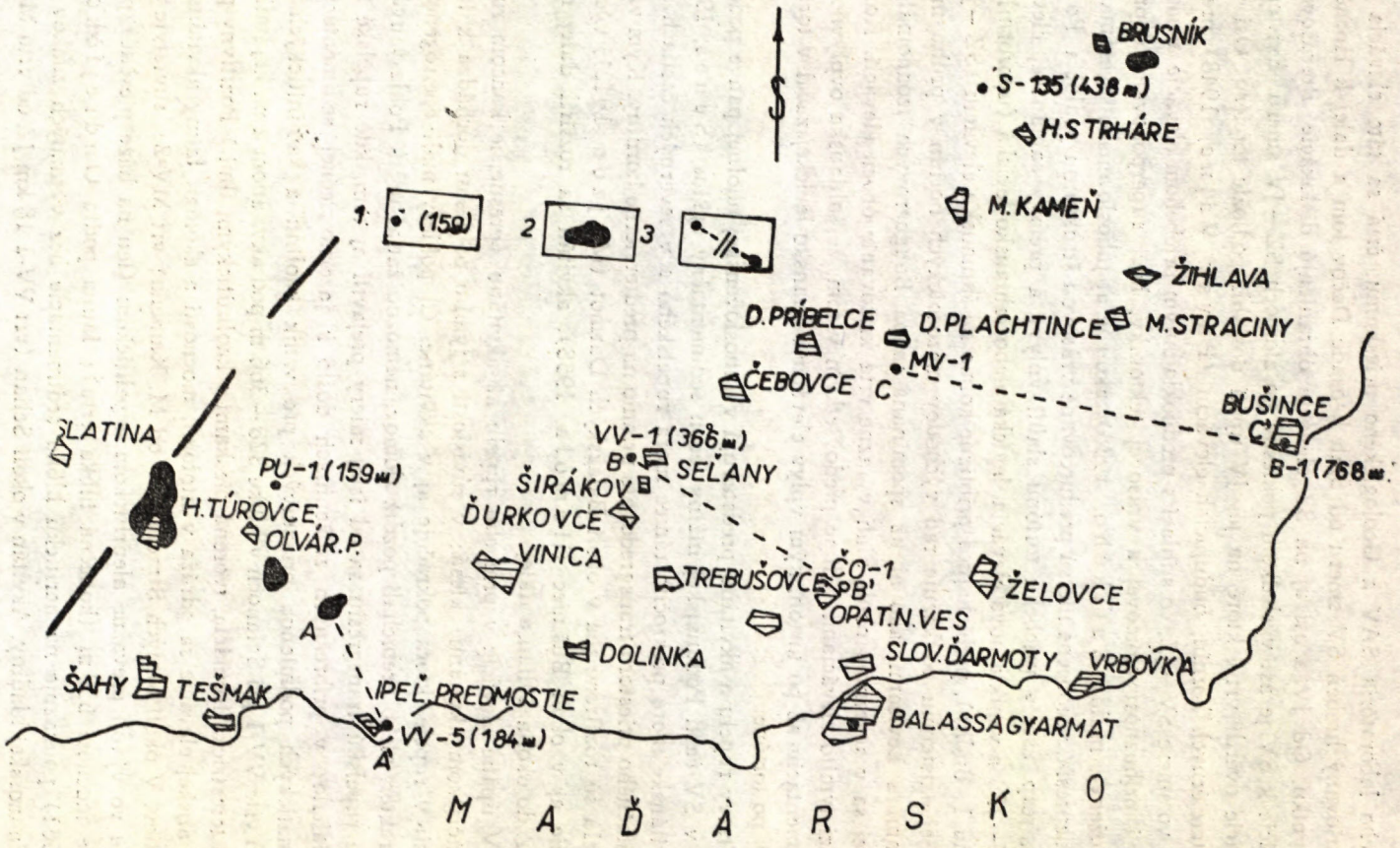
Geologický vývoj územia v oligocéne a spodnom miocéne ovplyvňovala široká elevácia SV—JZ smeru, ktorá od SZ obmedzovala sedimentačný priestor. Priebeh elevácie naznačujú východy kryštalických bridlíc a mezozoika v SV a S okolí Šiah. Na mape Bouguerových izoanomál, ktorú vyhotovili pracovníci Geofyzi-

kálneho laboratória SAV a Geologického prieskumu, črtá sa táto elevácia ako prerušovaný hrebeň SV smeru od Šiah k osade Dačov lom a ďalej k Hornému Tisovníku. Od JV a asi aj na SZ elevéciu ohraničujú dislokácie. Prerušovanie elevácie k SV je asi výsledkom poklesov po zlomoch SZ—JV smeru. Existenciu elevácie overili vrty, ktoré na jej JV úpätí dosiahli podložie terciéru. Osi vrás predterciérnych hornín, budujúcich elevéciu (P a v a y V a j n a, 1948) prebiehajú vo smere SV—JZ, čo súhlasí s predpokladaným priebehom elevácie a naznačuje i príbuznosť zlomovej a vrásovej tektoniky, hoci superponované depresie (naloženyje muldy Š a t s k é h o, 1938), akou je aj juhoslovensko-severomaďarská depresia, všeobecne nie sú predurčované vrásovou štruktúrou podložia. Po tortóne, resp. ešte v priebehu tortónu slabli vplyvy a prejavy šahianskej elevácie (SV—JZ) a vznikla nová elevácia, levická alebo šahiansko-levická (upozornil nás na ňu T. Buday), prebiehajúca približne kolmo na šahiansku elevéciu (SZ—JV). Na jej existenciu poukazuje rad východov mezozoických hornín v pruhu medzi Šahami a Levicami, ako aj už spomínaná mapa Bouguerových izoanomál, na ktorej sa v severnom okolí Šiah výrazne črtá križovanie oboch elevácií. Rozdiel medzi týmito elevéciami vidíme predovšetkým v tom, že šahianska ovplyvňovala sedimentáciu až po tortón, kým vplyv elevácie šahiansko-levickej začal v tortóne, resp. po tortóne.

Vrstvy rupelu a akvitánu predstavujú v Juhoslovenskej uholnej panve podobne ako v SV časti Podunajskej nížiny jeden sedimentačný cyklus (S e n e š, 1960). Akvitánske more prekročilo rámec mora rupelského a v severných častiach sedimentačného priestoru transgredovalo priamo na predterciérne horniny. Kým vrstvy rupelu sú rozšírené iba v okolí Balažských Ďarmot (M a j z o n, 1942), východnejšie aj v okolí Bušiniec (H o m o l a, 1958), akvitán sa rozšíril ďalej na S a SZ do okolia Selian a ďalej.

JV úpätie elevácie v priebehu rupelu až akvitánu (presnejšie koncom rupelu a začiatkom akvitánu) klesá; v súvislosti s týmito poklesmi dochádza k transgresii v rupele, ktorá pokračuje aj v akvitáne. Či poklesy mali epeirogenetický charakter, alebo prebiehali pozdĺž zlomov, nemožno zatiaľ určiť. Poklesy uvádzajúce rupelskú transgresiu sa od istej miery prejavili aj tam, kde rupelské more nesiahalo; v príbrežných zníženinách došlo k jazerno-riečnej sedimentácii za klimatických podmienok priaznivých pre vznik kaolínu a kaolinitických ílov. (Vo vrte VV-1 pri Seľanoch v hĺbke 328—366 m pod akvitánom a na kryštaliniku leží terestrická formácia, tvorená pieskami a kaolinitickými ílmi.) Pozitívny prvok šahianskej elevácie sa odráža v litológii, mocnosti a ekológii fauny akvitánskych vrstiev. V okolí Malých Stracín (JV od M. Kameňa; vrt MV-2) súvrstvie akvitánu vo vývoji prevažne aleuritickom a pelitickom (len na báze piesčité) presahuje mocnosť 550 m (konečná hĺbka vrtu); fauna podľa O n d r e j í č k o v e j (1961) poukazuje na neritickú hĺbku sedimentácie bez výrazných znakov oscilácie morskej hladiny. Akvitán v okolí Selian (vrt VV-1 18 km JZ od vrtu MV-2)

Situačný náčrt bodov, v ktorých bolo overené podložie terciéru juhoslovenskej uhoľnej panvy.



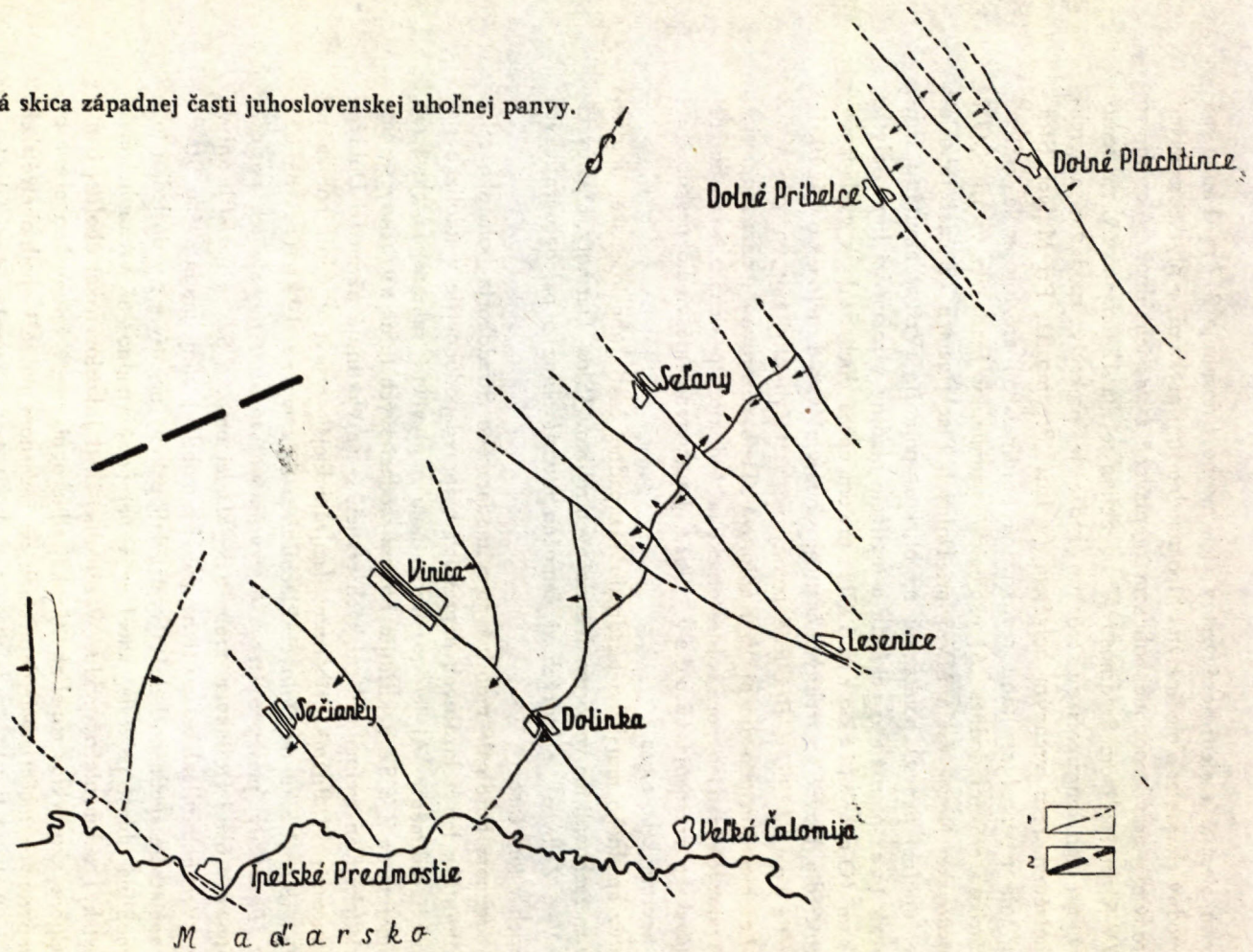
1 — vrty, ktoré navŕtali podložie terciéru (číslo udáva hĺbku navŕtania podložia); 2 — východy podložia terciéru na povrch; 3 — línie rezov

zastupujú piesčité a aleuritické vrstvy; ich mocnosť dosahuje 217 m. Fauna má plytkovodný charakter s ojedinelými hlbokovodnejšími prvkami, v plytkej asociácii cudzorodými; pravdepodobne boli sem preplavené z väčších hĺbok. Akvitán vo vrte VV-5 pri Ipeľskom Predmostí JZ od Selian je iba 124 m mocný; je redukovaný asi len burdigalskou eróziou, keďže je prekrytý spodným a vrchným helvétom, resp. vrchným helvétom (v Ipeľ. Predmostí). Pri Malých Stracinách bola mocnosť akvitánu redukovaná burdigalskou eróziou, a je krátená potortónskou eróziou dodnes. Aj ekologické podmienky fauny vo vrtoch ČO-1 pri Opatovskej Novej Vsi a MV-1 pri Dolných Plachtinciach (Z časť Juhoslovenskej uholnej panvy) poukazujú na blízkosť pobrežia. Vrstvy akvitánu sedimentovali tu za neustáleho nekľudu a oscilácie hladiny v rozmedzí litorál-plytké neretikum (O n d r e j í č k o v á, 1961), pričom občas dochádzalo k vysladzovaniu prostredia, hlavne vo vrchných častiach súvrstvia (O n d r e j í č k o v á, 1961; L e h o t a y o v á, 1957). Brakické polohy vo vrstvách akvitánu vo vrte VV-2 S od Lesenice konštatovala aj V. Kantorová. Tieto pozorovania naznačujú tiež, že v okrajových častiach mora bol tektonický nekľud, ktorý predchádzal tzv. hlavnej fáze sávskeho vrásnenia (B u d a y, 1961). Jej vyvrcholenie viedlo neskôr k regresii akvitánskeho mora.

Vrstvy spodného morského burdigalu v západnej časti Juhoslovenskej uholnej panvy sa zachovali iba vo forme denudačných reliktov (Slov. Ďarmoty, Opatovská Nová Ves, Želovce), z ktorých si nemožno utvoriť obraz o paleogeografických pomeroch v tom čase.

Vo vrchnom burdigale mobilná zóna maďarského Stredohoria bola ako celok vyzdvihnutá a len v lokálnych depresiách najpravdepodobnejšie v údoliach riek sa usadili sedimenty. Aj ich rozšírenie bolo ovplyvnené šahianskou elevačnou, lebo smerom na Z a SZ vykliňujú. Polohy ryodacitových tufov až tufitov — charakteristický člen vrchnoburdigalských vrstiev — sa vykliňujú už medzi Dolnými Plachtincami a Dolnými Príbelcami (najzápadnejší výskyt v údolí potoka pri samote Vrbina 1,5 km od Dolných Plachtiniec; S c h w a r z 1940; Č e c h o v i č, 1952). Pestré íly, piesky a štrky sú vyvinuté aj západnejšie, ale ich posledné výskyty sú v okolí Dolinky a Trebušovíc. Ďalej na Z a SZ sa nezistili ani vo vrtoch. Vrchnoburdigalské pozitívne pohyby mobilnej zóny maďarského Stredohoria začiatkom spodného helvétu vystriedali pohyby negatívne; v dôsledku toho celá mobilná oblasť poklesla, začal sa v nej nový spodno- až vrchnohelvétsky (karpatský) sedimentačný cyklus. V západnej časti Juhoslovenskej uholnej panvy je, podobne ako cyklus rupel-akvitánsky, silne ovplyvnený šahianskou elevačnou. V zamokrených močaristých depresiách na severnom pobreží spodnohelvétskeho mora vznikali rašeliniská s priaznivými predpokladmi pre tvorbu uholných slojov. Produktívne vrstvy, prevažne piesky, íly a uholné sloje v strede Juhoslovenskej uholnej panvy sú 40—50 m mocné; smerom na Z sa stenčujú. Západne od Stredných Plachtiniec sa z produktívnych vrstiev uholný sloj vytráca. Piesky

Tektonická skica západnej časti juhoslovenskej uhoľnej panvy.



1 — priebeh tektonických porúch zlomovej štruktúry, 2 — predpokladaný priebeh šahianskej elevácie.

s tenkým preplástkom uhlia v dosť malej mocnosti zastihol vrt S 70 J od Čebovie (mocnosť pieskov 11 m) a V od Selian V-71 (mocnosť pieskov 7 m s 20 cm preplástkom uhlia). Ďalej na západ už neboli zistené. Nadslojové íly, ktoré sú v strednej časti uholnej panvy až 200 m mocné, v okolí Selian sú redukované na 40 m a ďalej na Z vykliňujú. Rzehakiové piesky, ktoré sa usadzovali v lagúnach s obmedzeným spojením s morom, sa v okolí Selian vykliňujú.

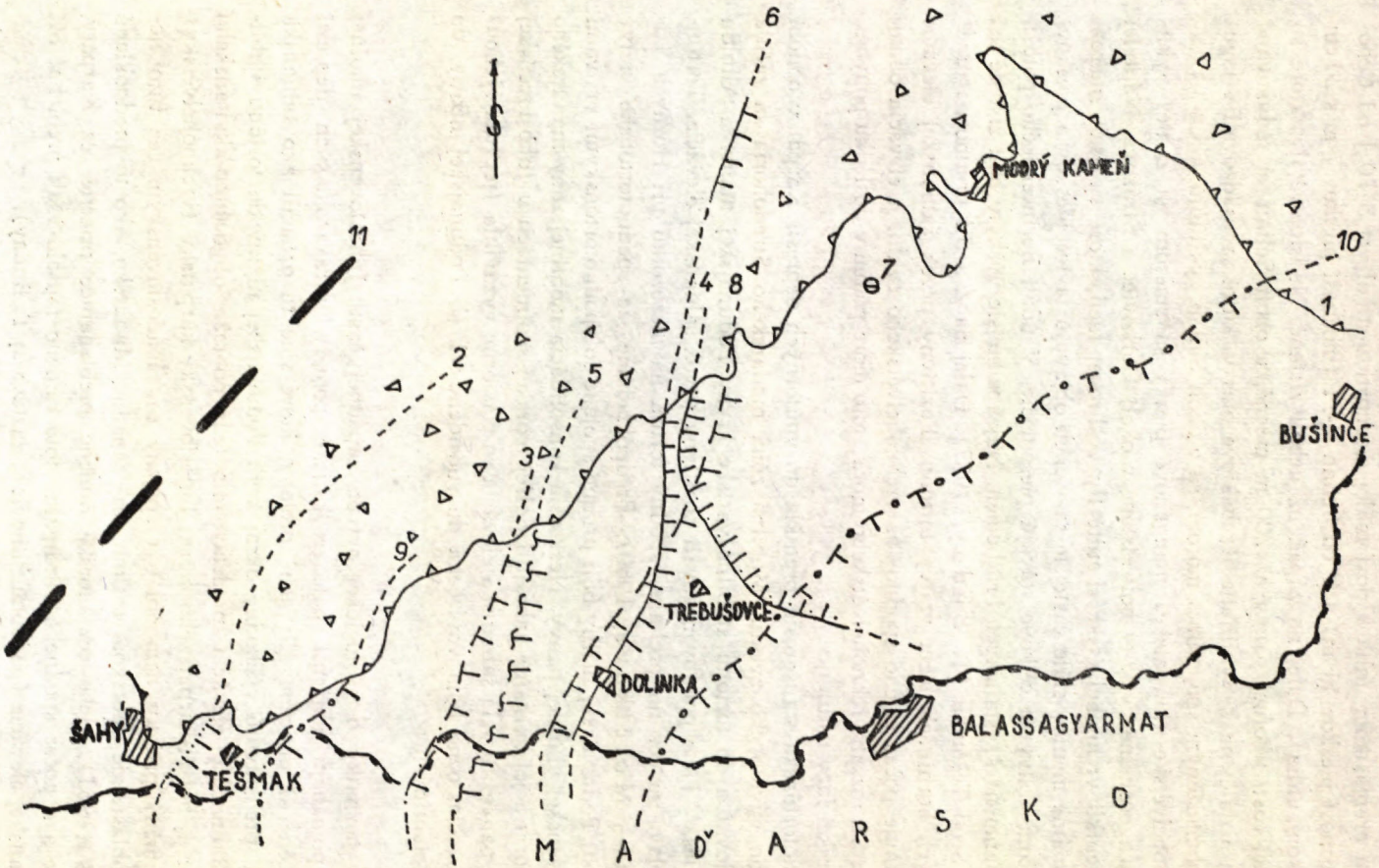
Vrchnohelvétske (karpatské) mangánové piesky sa smerom na Z tiež vykliňujú a ich posledné výskyty boli zistené v okolí Ďurkoviec a Širákova. Najďalej na Z prenikli vrchnohelvétske slienité íly v šlírovej fácii, ktoré sa však smerom na Z faciálne menia; stále častejšie sa v nich objavujú lavice pieskov a pieskovcov, pričom vrstvy sa celkove stávajú piesčitejšie. V údolí Berinčenského potoka ležia priamo na kryštalických bridliciach. Najzápadnejšie výskyty boli zistené asi 1,5 km S od Tešmaku (T. B u d a y, 1937). Ďalej na Z a SZ priamo na predterciérnych horninách ležia vrstvy tortónu. Pozitívny prvok šahianskej elevácie sa uplatňuje počas celého spodno- až vrchnohelvétskeho cyklu, a elevácia obmedzuje na SZ rozsah vrchnohelvétskeho mora; toto more potom v dôsledku pohybov staroštýrskej fázy ustupuje.

Spodnotortónska transgresia prenikla do vnútorných depresií Karpát v období dôležitého vývinového zvratu. Mobilná zóna maďarského Stredohoria sa začala konsolidovať a do tortónu stabilné variské kryhy Podunajskej nížiny a Alföldu začali klesať. Tieto pohyby negovali pozitívny prvok šahianskej elevácie. Tortónska záplava sa cez ňu preliala (spodný tortón na mezozoiku pri Horných Turovciach — M o l č í k o v á, 1960). Predpokladáme, že spodnotortónske vrstvy v JV časti Podunajskej nížiny boli priamo spojené so spodnotortónskymi vrstvami Juhoslovenskej uholnej panvy. Neskoršia konsolidácia mobilnej zóny maďarského Stredohoria a jej dvíhanie zabránili ďalšej morskej sedimentácii v Juhoslovenskej uholnej panve. Bývalá šahianska elevácia sa čiastočne vyzdvihla (jej juhovýchodná časť), čiastočne bola vovlečená do subsidencie krýh Podunajskej nížiny, do tortónu stabilných.

*

Tieto poznatky o geologickej stavbe západnej časti Juhoslovenskej uholnej panvy pomáhajú objasniť paleogeografické pomery intrakarpatských depresií v oligocéne až miocéne. Elevačné prejavy, ktoré sme tu označili ako šahianska elevácia, predstavujú východný okraj krýh Podunajskej nížiny do tortónu stabilných. Šahianska elevácia predstavovala teda pobrežie oligocénno-akvitánskeho a neskôr aj helvét-karpatského mora. Juhoslovenský karpatský (vrchnohelvétsky) sedimentačný priestor nemohol byť spojený so západoslovenským cez túto elevačnú oblasť, ale morskou cestou cez západné Maďarsko, ako to predpokladá S e n e š (1961), alebo cez morské rameno prebiehajúce priečne cez Karpaty, podobne ako počas spodného burdigalu; toto rameno muselo však prebiehať SZ od šahianskej elevácie (podobné stanovisko zastáva aj T. Buday).

Paleogeografická skica západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy.



1 — dnešné južné okraje tortónskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu JV úpätia Krupinskej vrchoviny; 2—11 predpokladané hranice rozšírenia terciérnych vrstiev smerom k šahianskej elevácii: 2 — akvitán, 3 — mangánové piesky (vrchný helvét-karpatská formácia), 4 — rzehakiové piesky (spodný helvét), 5 — nadslojové íly (spodný helvét), 6 — vrchný burdigal, 7 — najzápadnejší výskyt vurchnoburdigalských ryodacitových tufitov, 8 — produktívne vrstvy (spodný helvét), 9 — slienité aleuritickopiesčité íly — šlír (vrchný helvét — kapratská formácia); 10 — rupel, 11 — predpokladaný priebeh šahianskej elevácie.

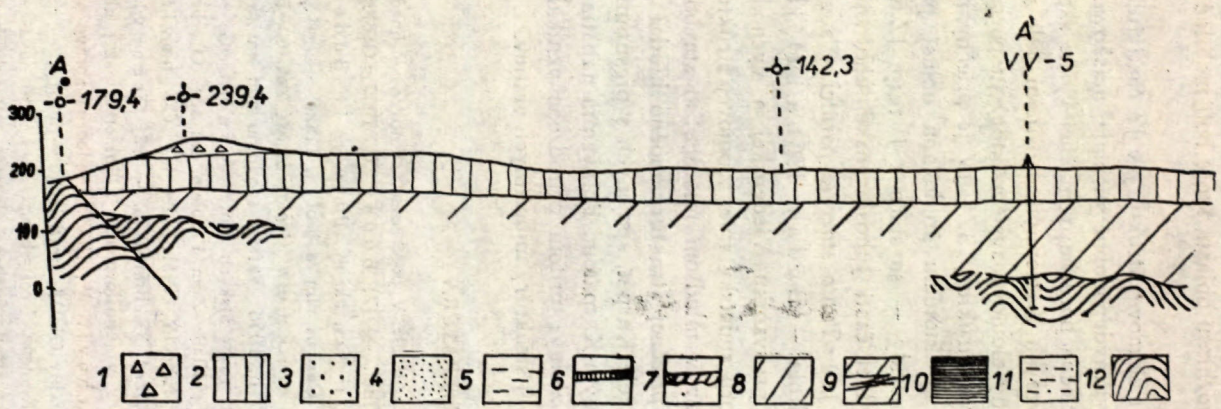
V tektonickej stavbe západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy možno rozlíšiť dve tektonické štruktúry: a) prechodného typu medzi štruktúrou reliéfu (pochovanou) a zlomovou; b) zlomovú štruktúru.

Prvú (prechodnú) štruktúru predstavuje vlastne šahianska elevácia a prejavy jej mobility v sedimentoch oligocénu a miocénu. Na povrchu sa táto štruktúra prejavuje len ojedinelými východmi podložia terciéru S a SZ od Šiah. Bola však zistená v spomínaných vrtoch. Redukovanie mocnosti a vykliňovanie vrstiev smerom ku šahianskej elevácii, litologické a biofaciálne zmeny dokazujú tiež jej existenciu. Tortónska transgresia sa preliala v dôsledku zásadných zmien v geologickom vývoji Podunajskej nížiny cez šahiansku elevéciu a sedimenty tortónu pokrývajú túto štruktúru, pričom vplyvy elevácie na litologický a faciálny vývoj tortónu nepozorovať. Od tortónu sa teda táto štruktúra javí ako pochovaná, podobne ako pokračovanie Inovca a Tribča v Podunajskej nížine (B u d a y, 1961).

Zlomová štruktúra je naproti tomu povrchová. Už pri geologickom mapovaní možno stanoviť jej generálny smer, ktorý sa odráža aj v morfológii krajiny (údolia potokov sú zväčša založené na zlomoch). Generálny smer je SZ—JV, podradný SV—JZ. Štruktúra sa vyvíjala počas dvíhania zóny maďarského Stredohoria už v tortóne a hlavne po tortóne. Poklesy vo vnútri dvíhajúcej sa oblasti, ktoré dnes dosahujú značných hodnôt, boli živé pravdepodobne dlhšiu dobu. Výšku postupne vznikajúcich skokov paralizoval celkový zdvih zóny maďarského Stredohoria. Tým sa zabránilo opätovnému prenikaniu mora do Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Prevažne mäkké sedimenty dvíhajúcej sa oblasti rýchle podliehali erózii, čím došlo k inverzii reliéfu. Vidieť to na tzv. hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadline (stredná a východná časť Juhoslovenskej uhoľnej panvy), ktorá dnes predstavuje morfologický chrbát budovaný pyroklastikami tortónu; menej výrazná je v západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy — tzv. vinická priekopová prepadlina, o ktorej sa ešte zmienime. Keďže potortónske poklesy neboli doprevádzané morskou sedimentáciou, sú tieto poruchy veľmi výrazné. Už povrchovým mapovaním ich možno zistiť, hoci ich výšku (20 až 50 m, max. 100 m s výnimkou hornostrhársko-trenčskej prepadliny a niektorých iných zlomov, kde sú poklesy väčšie) ani zďaleka nemožno porovnať so subsidenčnými poklesmi napríklad vyššieho miocénu na východnom Slovensku (vrchný brakický tortón a brakický sarmat; J J a n á č e k, 1959), kde zlomy sú skryté pod mladšími sedimentmi.

Zlomová štruktúra západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy, ako sme sa už zmienili, tvorí *vinickú priekopovú prepadlinu*. Jej kryhy poklesávali smerom k šahianskej elevácii pozdĺž zlomov uklonených k JZ. Voči vysokým kryhám príbelsko-plachtinským, prepadlinu obmedzuje zlom prebiehajúci od Dolných Príbeliec k Želovciam. Úzka medzikryha čelovsko-nanská a medzikryha vymedzená poruchou Seľany—Opatovská Nová Ves (na SV strane) a poruchou Ďurkovce—Lesenice (na JZ) sú mierne vyzdvihnuté, avšak susedné JZ kryhy poklesávajú opäť k JZ. Potortónsky vek zlomovej štruktúry dokazuje okrem iného aj skutoč-

C
MV-1
S-65
C'
B-1
300
200
100
0
-100
-200
-300
-400
-500
-600
B
VV-1
B'
ČO-1
300
200
100
0
-100
-200
-300
-400
?
?



Geologické rezy západnou časťou Juhoslovenskej uhoľnej panvy.

1 — tortón, 2 — aleuriticko-piesčité, slienité íly — šlír, 3 — mangánové piesky, 4 — rzehakiové piesky, 5 — nadslojové íly, 6 — produktívne vrstvy, 7 — vrchný burdigal, 8 — akvitán s neritickou faunou, 9 — akvitán s polohami brakickej a plytkovodnej fauny (pobrežná fácia), 10 — kontinentálne vrstvy (rupel-akvitán), 11 — rupel, 12 — kryštalinikum.

nosť, že vrstvy oligocénu a spodného miocénu smerom do prepadliny vykliňujú. Vinická priekopová prepadlina vznikla teda na JV úpätí šahianskej elevácie. Stretávame sa tu so zjavom akejsi tektonickej inverzie, podmienenej špecifickým postavením šahianskej elevácie na rozhraní oblastí, ktoré boli mobilné od tortónu, a oblastí mobilných po tortóne.

Poruchy kolmé na generálny smer zlomovej štruktúry v JZ časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy takmer nepozorovať. Pravdepodobne sú malé, maskované hlavným smerom porúch. Nápadná je iba priečna porucha o značnej výške skoku, prebiehajúca od Dolinky ponad Trebušovce ku Kamenným Kosihám, kde však už nie je taká zjavná. Je staršia než hlavný zlomový systém, ktorý ju porušuje.

Priebeh tektonických línií zlomovej štruktúry SZ—JV je priečny na smer západnej časti karpatského oblúka, ku ktorému študovaná oblasť patrí (južná centrálnokarpatská jednotka — gemeridy — sa stáča k J, resp. JZ v okolí Lučenca; predterciérne podložie západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy má osi vrás orientované v smere SV—JZ). Tento smer je paralelný s významnými líniami sudetského smeru (labská línia — Buday 1961 a iné), ktoré zohrali podľa T. Budaya dôležitú úlohu pri vzniku Viedenskej a východoslovenskej neogénnej panvy. Podľa nášho názoru sudetský smer zlomovej štruktúry upozorňuje na súvis tektonických prejavov v mladšom miocéne so stavbou staršieho podložia. V danom prípade vznik priečnej štruktúry možno hľadať v ukončení posledných pohybov a vrásnenia v čele Karpát, spojených s presunutím maxima intenzity orogénu smerom k východným Karpatom. Poľavením napätia alpínskeho orogénu uvoľnili sa a oživli staré zlomy; pritom prirodzene vznikali aj zlomy nové, čo viedlo k formovaniu zlomovej štruktúry miocénnych vrstiev.

LITERATÚRA

[1] Brodňan M. — Ciesarik M., 1959: Výpočet zásob Vátovce — hnedé uhlie, stav k 1. 9. 1959. Archív Geol. prieskumu, Žilina. — [2] Buday T., 1957: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. 47, Praha. — [3] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis min. a geol. 4, Praha. — [4] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken usw. Geolog. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [5] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1958: Vzťahy spodního miocénu rakouské a bavorské molasy, jihovýchodní Moravy a vnitrokarpatských pánví. Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, Praha. — [6] Cicha I. — Tejkal J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpatischen Becken. Věstník ÚÚG, roč. XXXIV, Praha. — [7] Čechovič V., 1952: Geologia juhoslovenskej panvy, Geol. práce, Zoš. 33, Bratislava. — [8] Čechovič V., 1954: Príspevok k identifikácii miocénnych vrstiev v juhoslovenskej a šalgotarjánskej uhoľnej panve, Geol. sbor. V/1—4, Bratislava. — [9] Čechovič V., 1958: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní na liste Lučenec v roku 1957. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Čechovič V. — Seneš J., 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. Geol. sbor. I/2—4, Bratislava. — [11] Čechovič V. — Vass D., 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [12] Fusán O., 1951: Entwicklung des Baues des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Geolog. práce, Zoš. 60, Bratislava. —

[13] Homola V., 1958: Lithologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Bušince 1. Práce Ústavu pro naft. výzkum, sv. 10, Brno. — [14] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [15] Kettner R., 1939: Poznámky o geológii krajiny medzi Plešovci a Modrým Kamenom na Slovensku. Rozpr. II. tr. Česk. ak. 49, Praha. — [16] Kuthan M. a kolektív, 1960: Vysvetlivky ku geologickej generálnej mape listu Zvolen. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Lacko—Minko—Sobolič, 1960: Levice, Krupiná — stavebné hmoty (výpočet zásob). Archív Geofondu, Bratislava. — [18] Lehotayová R., 1958: Mikrobiostratigrafia terciérnych sedimentov zo širšieho okolia Lučenca. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Majzon L., 1942: Neue Daten zur Kenntnis der Oligozänschichten der Gegend von Soshartyan und Szécseny. Jahresberichte d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1936—38, Budapest. — [20] Molčíková V., 1960: Ekologické studie tortonu československých Karpat. Dielčia záverečná zpráva ČND — výsk. ústav, Brno. — [21] Ondrejíčková A., 1961: Faunistické asociácie mäkkýšov z akvitánskych usadenín již. Slovenska. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Pávai—Vajna F., 1948: Bericht über die geologischen Aufnahmen längs des Mittellaufes der Ipoly. A Magyar áll. földtani int. évi jelentése 1939—40, Budapest. — [23] Seneš J., 1950: Niektoré problémy stratigrafie oligocénu južného Slovenska. Geol. sborník I/1. — [24] Seneš J., 1952: Oligocén medzi Šahami a Lučencom. Geol. sbor. III/1—2. — [25] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetýdy. Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [26] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [27] Schwarz R., 1910: Příspěvek ke geológii okolí Plachtinců. Věstník geol. úst. pro Čechy a Moravu, roč. XVI, Praha. — [28] Vass D., 1961: Zpráva o geologickom mapovaní na liste mapy 1:50.000 Vinica v r. 1961 — ročná zpráva. Archív GÚDŠ, Bratislava.

D. VASS—B. TOMÁŠEK

ELEVATION DES VORTERTIÄREN UNTERGRUNDES BEI ŠAHY

Der vortertiären Untergrund des südslowakischen Braunkohlenbeckens (im orographischen Sinne Ipeľ-Kessel) bilden kristalline Schiefer und mesozoische Gesteine. Aus dem höheren Grad der Metamorphose und der lithologischen Entwicklung der kristallinen Schiefer ist es offensichtlich, dass es sich da um das veporide Kristallin handelt, und nicht — wie bisher angenommen um das gemeride; auch die Entwicklung des Mesozoikum ist den mesozoischen Hüllenserien von Veporiden ähnlich.

Die Sedimentation des Tertiär, die im studierten Becken mit dem Rupel beginnt und mit dem Torton endet, stand bis zum Ende des Oberhelvet (Karpatische Formation) unter dem Einfluss der SW—NO Elevation des Untergrundes, welche den Sedimentationsraum vom NW begrenzte. Auf der Karte der Bouger'schen Isoanomalien äussert sich diese Elevation (auf dem tschechoslow. Gebiet) als ein gestörter Kamm zwischen der NO Umgebung von Šahy und Horný Tisovník. Ihre Existenz wurde auch durch Bohrungen bestätigt, welche an ihrer SO Sohle den Untergrund des Tertiärs erreicht haben. Im Torton und nachher macht sich kein Einfluss dieser Elevation mehr bemerkbar; es bildet sich aber eine *neue NW—SO Elevation*, die wir als Šahy—Levice-Elevation bezeichnen können.

Rupel, mit welchem die Transgression des Tertiär im Südslowakischen Kohlenbecken ansetzt, wurde lediglich in Bohrungen bei Balašské Ďarmoty und Bušince festgestellt. Aquitan [im Sinne E. Szöts' — in Seneš (1950) und J. Seneš (1960) — Aquitan = Chatt], das zusammen mit dem Rupel einen Sedimentationszyklus bildet, reicht weiter über die Grenzen des Rupel und seine westlichsten Vorstosse (Schichten) konnte man in der Bohrung bei Ipeľské Predmostie feststellen. Die südöstliche Sohle der Elevation von Šahy vertieft sich (sinkt) während des

Rupel-Aquitans; die Strandzone (nahe der Ufer) spiegelt sich zwischen Dolné Plachtince und Ipeľské Predmostie sowohl in der lithologischen Zusammensetzung, als auch in der faziellen Entwicklung der Aquitan-Schichten, wie auch in der Ökologie der aquitanischen Fauna ab.

Neue unterburdigalische Transgression hat nicht sehr tief in den Sedimentationsraum des südslowakischen Kohlenbeckens vorgestossen und die Schichten Unterburdigals sind nur als Denudationsrelikte erhalten, auf Grund welcher wir uns keine deutliche Vorstellung über die paläogeographischen Verhältnisse in der Südslowakei aus diesem Zeitabschnitte bilden können. Im Oberburdigal wurde die ganze bewegliche (mobile) Zone des Ungarischen Mittelgebirges (T. Buday 1961), sammt seinen slowakischen Teil emporgehoben und nur in lokalen Depressionen kam es zur Absetzung kontinentaler Ablagerungen; die Verbreitung dieser Sedimente steht unter dem Einfluss der Elevation von Šahy — sie keilen sich in NW, bzw. W Richtung aus.

Nach erneuerten Senkungen der mobilen Zone des Ungarischen Mittelgebirges gegen Anfang des Unterhelvet setzen sich zuerst lakustrische, später lagunare und brackische und im Oberhelvet (Karpatische Formation) auch marine Sedimente ab. Die Vertiefung am SO Abhange der Elevation von Šahy beeiflusste — ähnlich wie im Rupel und Aquitan — auch die Ablagerung im Unterhelvet-Oberhelvet (Karpatische Formation), und erlaubte auch dem Oberhelvetischen Meer nicht über diese Elevation vorzudringen. Erst im Torton drang die Transgression über die Elevation, welche dann von tortonischen Ablagerungen bedeckt wurde (Untertorton transgrediert auf den mesozoisch-paläozoischen Untergrund bei Horné Túrovce — Molčíková 1960).

Die Klärung der paläogeographischen Funktion der Elevation von Šahy im Zeitabschnitte Rupel-Oberhelvet (Karpatien) ermöglicht uns auch den tektonischen Bau des südslowakischen Kohlenbeckens von einem neueren Gesichtspunkt zu erläutern. Neben den Bruchstrukturen, die bereits den älteren Autoren bekannt waren, können wir da im Sinne T. Buday's (1961) auch eine weitere, sog. *Übergangsstruktur* zwischen der Relief- und Bruchstruktur unterscheiden. Solche Übergangsstruktur stellt eigentlich die Elevation von Šahy und die tertiäre lithologisch-fazielle Entwicklung der Schichten bis zum Oberhelvet (Karpatien) an ihrer Sohle vor. Im Torton, als sie von seinen Ablagerungen bedeckt wurde, besitzt die Elevation den Charakter einer „begrabenen" Štruktur ähnlich wie solche Strukturen von Inovec und Tribeč in der Kleinen Donautiefebene.

Die generelle Richtung der Bruchstrukturen (NW—SO) ist auch aus der geomorphologischen Form des Gebietes offensichtlich; die meisten Täler sind auch so gerichtet. Die Struktur formierte sich während der Hebung und Konsolidierung der mobilen Zone des ungarischen Mittelgebirges im Torton und nachher. Die Sprunghöhe bei den Störungen konnte durch diese Hebungen des ungarischen Mittelgebirges paralisiert werden; das tortonische Meer im südslowakischen Sedimentationsraum ist rasch zurückgetreten und hat den Platz für die kontinentale Ablagerung frei gemacht.

Durch die Bruchtektonik wurde das südslowakischen Kohlenbecken in Horste und Vertiefungen gegliedert. Den Verlauf dieser Bewegungen im Torton und nachher beweist — ausser anderem — auch die Tatsache, dass die Rupel- bis Oberhelvet-(Karpatien) Schichten in Richtung zur Vinicaer Vertiefung (der westliche Teil des südslowakischen Kohlenbeckens) auskeilen, und zwar an der Sohle der Elevation von Šahy (die Vertiefung von Vinica existierte damals noch nicht).

Die Bruchstrukturen dieses Gebietes sind an den Westteil des Karpatenbogens quer gerichtet und verlaufen parallel mit Linien der sog sudetischen Störungen im Böhmischen Massiv, welche eine wesentliche Rolle bei der Formierung des Wiener und des ostslowakischen neogenen Beckens gespielt haben (T. Buday 1961). Die sudetisch gerichteten Strukturen im südslowakischen Kohlenbecken weisen auf den engen Zusammenhang der tektonischen Prozesse im jüngeren Miozän mit dem Bau des älteren Untergrundes hin.

JÁN BAKO

PRÍSPEVOK K VÝSKUMU SLOVENSKÝCH DIATOMITOV

(Dúbravica)

Úvod

Pre uloženie fytogénnych sedimentov — diatomitov boli u nás v dôsledku miocénnej regresie na mnohých miestach vhodné podmienky; vznikli osamotené vodné nádrže, jazerá a močiare, ktorých salinitu ovplyvňovali klimatické pomery a prípadne prítoková voda, prinášajúca čiastočne i anorganický materiál pre výstavbu kremitých pancierikov rias rozsievok *(Baxillariophyta — Diatomae)* ako podstatnej zložky organogénneho silicitu — diatomitov. Optimálne ekologické podmienky boli zvlášť v oblasti mladovulkanických pohorí (hojnosť SiO_2); neboli tu však najvhodnejšie morfologické pomery pre vznik väčších ložísk diatomitov. Preto sú naše výskyty diatomitov menšieho rozsahu (Dúbravica, Močiar, Jastrabá, Turová, Lutila, okolie Sliača, Borová hora, Borový potok, potok Ovsenô, Veľká Lúka, Veľká Lehôtka), vzniklé vo vysladených panvičkách. V morskom vývoji nie sú zo Slovenska známe diatomitové ložiská. Neogénne íly z okolia Modrého Kameňa (Pôtor, Dol.-Hor. Strháre, Selce), Bajtavy, pri Štúrove, Borov pri Leviciach obsahujú morské a brakické druhy rozsievok. Na východnom Slovensku vyskytujú sa takéto sedimenty v okolí Zamutova pri Vranove.

Študovaný výskyt diatomitov leží asi 1,5 km V od obce Dúbravica a je už dávnejšie známy.

Prvé výskumy v týchto častiach Slovenska vykonával Dionýz Štúr, ktorý označil tieto „savé" bridlice ako „vrchný miocénny stupeň". Grunov popísal z tejto lokality niekoľko nových foriem rozsievok. Pantocsek (1903, 1905) (zber učiteľa Jozefa Lunačka) popísal známe výskyty diatomitov a určil mnohé fosílie aj z dúbravického výskytu. Vodu niekdajšieho „dúbravického jazera" označil za teplú, ale ešte slanú na základe masového výskytu *Nitzschia spectabilis* (Ehr.). Matějka (1935) venuje pozornosť slovenským kremelinám z hľadiska ich použiteľnosti v keramickom priemysle vo svojej chemicko-technologickej štúdii;

aj Smetana (1936) sa stručne zmieňuje o slovenskej kremeline. Červeňová (1947) rozlišuje 3 druhy kremeliny. O našich diatomitoch sa zmieňuje aj Andrusov (1949). Čechovič a Seneš (1950) podávajú paleogeografické uzávery, o ktoré možno oprieť vznik našej panvičky. Kuthan (1956), poťažne Mihalíková riešia problémy mladých vulkanitov tohto územia. Nepriamo sa nášho územia dotýkajú i mapovacie práce Húsenicu a Kopeckého (1955—56). Po fytopaleontologickej stránke všímal si dubravického ložiska F. Němejc. Gregor — Rácik (1956) sa zaoberali po chemicko-technologickej stránke medzi inými aj dúbravickou kremelinou. Prehľad o mikrofytopaleontologickom výskume diatomitových ložísk v ČSR podala Řeháková (1958).

Geológia okolia ložiska

Do skúmaného územia okolia ložiska diatomitov zasahuje od SV kryštalinikum, a to slabo usmernené granodiority vo forme intrúzie v amfibolitoch a kryštalické bridlice (pararuly, diaftority). Obal kryštalinika tvoria zelenkasté až ružovkasté permské arkózy. Mladopaleozoická sopečná činnosť prejavila sa tu výlevmi permských porfýrov, dynamicky metamorfovaných, miestami zrudnených.

Mezozoikum zastupujú spodnotriasové, sivasté až ružovkasté kremence, na báze zlepencového charakteru, a slúdnaté werfenské bridlice v nadloží, miestami vápnité, ako aj intenzívne zvrásnené tmavé hrubolavicovité gutensteinské vápence, bunkovité dolomity, prikryté jemne vrstevnatými tmavými, vápnitými bridlicami. Jednotlivé útvary mezozoika netvoria síce súvislé pásma, ich usporiadanie má však zjavne SV—JZ priebeh, čo odpovedá hlavným tektonickým smerom karpatského orogénu.

Na nerovnom mezozoickom reliéfe ukladali sa neogénne sedimenty, ako štrky, íly, piesky a andezitické pyroklastikum, v panve s diatomitmi vo vrchných polohách.

Materiál pre štrky poskytovali okolité horniny, hlavne kremence, menej kryštalinikum a mezozoické dolomity, prípadne vápence. Andezitové pyroklastiká sedimentovali do vodného prostredia; preto sú v nich hojné ílovité zložky. Íly sú svetlé, žltkasté, hnedé až sivé. Východne od kopca Skalica v okolí kóty 520 nachádza sa širší pás andezitových balvanov. Ide pravdepodobne o zvyšky zvetraného aglomerátu, ktorého jemnejšia zložka bola splavená po svahu na severný okraj panvy. Nápadné sú pestré polymiktné polygénne brekcie. Medzi obcou Dúbravica a ložiskom tvoria miernejšiu eleváciu sypké, zahlinené neogénne štrky, skladajúce sa zo slabo opracovaného materiálu: kremeňa, kremencov, dolomitov, vápencov, tmavých bridlíc a andezitov. Na SV časti vrchu Medvedinec (k. 579) a na Klimentovom vrchu (kóta 598) sa zistili relikty andezitového príkrovu.

Sedimentárnu výplň panvy tvorí neovulkanický materiál, v nadloží ktorého sedimentovali diatomity. Dno panvy tvoria mezozoické karbonátové horniny. Moc-

nosť tejto série dosahuje až 95 m. V litologickom profile som zistil cykličnosť sedimentácie, jednotlivé vrstevné sledy nie sú však celkom totožné. Od spodu obyčajne začínajú polymiktné brekcie alebo andezitické a vápencové detrity.

Ako príklad uvádzam vrstevný sled z vrtu DBo-2 od m 29 do 36,5 m:

29,00—30,00 sivohnedé kaolinické íly
30,00—33,50 jemné škvrnité kaolinické tufity
33,50—36,25 slienité škvrnité polymiktné brekcie
36,25—36,50 andezitový balvan (z aglomerátu?)

Na uvedenom vrte možno zistiť až 15 podobných cyklov pri hĺbke vrtu 111 m. Sedimentárno-vulkanické súvrstvie je hodne vápnité. Vápnitý tmel majú väčšinou i polymiktné brekcie. Častá je i kaolinická zložka v pelitických sedimentoch, včítane diatomitov. Pelitické sedimenty sú prevažne jemne vrstevnaté, najpravdepodobnejšie v dôsledku klimatických zmien, narušujúcich pokojnú sedimentáciu.

Pozoruhodné sú už spomínané polymiktné brekcie, ktoré majú neorientovanú textúru, polymiktný tmel; detritus tvoria predovšetkým pestré ílovce, menej kremence, andezity, prípadne vápence a kremeň. Ostrohrannosť mäkkého detritu ílovcov nasvedčuje na striktné vynechanie druhej fázy — transportu — v sedimentogénnom procese. Na základe uvedených skutočností považujem túto horninu za *intraformačnú brekciu* (Walcott). Klastické ílovce sú malé polygóny ílov, vznikajúcich pri pomalom vysýchaní a rozpukaní kontinentálnych jazerných ílovitých sedimentov, ktoré sa dostali do mladších sedimentov. Neorientovanosť brekcie nasvedčuje na rýchle usadzovanie za hojného a plynulého prínosu materiálu a na premiesenie ešte nestvrdnutej horniny. Z toho by vyplývalo, že počas vývoja našej panvičky sa vystriedalo niekoľko období vyschnutia (aspoň jej časti) a opätovného zaplavenia. Mohlo sa to stať tak, že nahromadená voda za prívalov občas prerazila západný breh a jazierko čiastočne vytieklo. Vrstvička ílov uložená na nerovnom dne pri vysýchaní popraskala na polygóny. Medzitým ďalší prínos detritu mohol zatarasiť odtekanie vody z panvy a novší príval vody rozmetal polygónu, ktoré sa potom usadili s ostatným materiálom, prevažne pyroklastickým.

Tieto „kataklizmy" vo vývoji panvičky vystriedali pokojné obdobia, prejavujúce sa v pelitických alebo aleuritických jemnovrstevných sedimentoch určitou stabilizáciou vodného, a možno i tektonického režimu v panve a v bezprostrednom okolí.

Brekcie sú miestami rozrušené. Detritus zhruba má 3 frakcie: 2—6 cm úlomky kremeňa, andezitu; 2,5—2 cm úlomky ílovcov (polygóny); jemné úlomky ílovcov a andezitových tufov.

Mineralogickým rozborom aleuritu z vrtu DBo-4 (26 m) sa zistilo (Marková), že je to postneovulkanický sediment; v ťažkej frakcii prevládajú idiomorfné ilmenity, menej leukoxén, pyrit, hydratované Fe-rudy, idiomorfné lupienky biotitu, amfibol, monoklinický pyroxén, žlté a bezfarebné granáty, ojedinele zirkón, zriedkavo ihličky turmalínu, málo epidotu a zoizitu. Hojnejšie sú karbonáty, ktoré v ľahkej frakcii prevládajú. Vyskytuje sa tiež idiomorfný β-kremeň. Hornina predstavuje stredne vytriedený piesok ílovitý $O^{112}4$, pochádzajúci prevažne z andezitov a ryolitov. Vznikla teda až po efúzii sarmatských ryolitov.

Ako negatívny dôkaz pre určenie veku tejto sedimentárno-vulkanickej série môžme využiť neprítomnosť bazaltoidného andezitu v detrite polygénnych brekcií a v ostatnej sutine, výlev ktorého v širšom okolí kladie Kuthan (1955) do spodného pliocénu.

V sedimentoch je hojná kaolinitická zložka, pochádzajúca zo zvetrania kyslých efuzív. Vulkanické horniny sedimentovali spolu s ložiskom v chladnom miernom pásme, takže klíma nehrala pri kaolinizácii prvoradú úlohu. Uplatnili sa tu predovšetkým hydrotermálne vplyvy.

Poloha vrstiev v panve je horizontálna, mierne uklonená k J až k JZ. Podobnú polohu má i ložisko diatomitov, zaberajúce vrchné obzory sedimentárno-vulkanickej série. Nadložie diatomitov tvoria buď tufitické plastické íly alebo štrky s kvartérnou prikrývkou.

V Dúbravici sú dve ložiská. Ložisko za potokom je menšie a vzniklo najskôr preplavením hornej polohy bieleho diatomitu z prvého ložiska z priestoru vrtu DBo-2. Nasvedčuje tomu reliéf terénu a zemitá povaha diatomitu; vrstevnatý diatomit tu chýbuje.

Prvé ložisko skladá sa z dvoch telies, horizontálne oddelených šošovkou pestrých tufitických ílovcov, ktorá okolo vrtu DBo-1 vyznieva. Vrchné teleso tvorí diatomity svetlých farieb, kým spodné pozostáva z tmavých diatomitov s hojnou organickou prímesou a vypĺňa iba depresie panvičky. Zastihol ho iba vrt DBo-1 na báze svetlých diatomitov. Ide o teleso priemerne 3 m mocné, pretiahnuté pozdĺž konfigurácie sedimentačnej bázy vo smere Z—V. Ložisko má nepravidelný priebeh, jeho mocnosť nasadzuje smerom východným a pohybuje sa od 1 do 22,1 m. Skrývka je 0,3 až 9 m mocná. Surovina sa nápadne líši od ostatných hornín farbou a typickými fyzikálnymi vlastnosťami. Na okraji panvy nadobúda charakter kompaktný a zemitý ako dôsledok rušenej sedimentácie.

Paleogeografické a tektonické pomery

Orogénna a epeirogénna tektonika v miocéne vyvolala na území stredného a východného Slovenska rozsiahlu efúziu. Masy ryolitov a andezitov vytvorili tu horské chrbty, ktoré spestrili predvulkanický reliéf územia. Počas regresie vody miocénneho mora prenikli na južný okraj novovzniklého vulkanického pohoria, zhruba za líniu: Modrý Kameň—Lučenec (Čechovič 1950). Na severnom vonkajšom okraji nových horských chrbtov odškrtilo sa v morfologických depresiách niekoľko súvislejších jazier, ktoré sa neskôr v dôsledku postupného formovania reliéfu krajiny a vplyvu vodnej siete rozpadali na menšie vodné nádrže; v týchto nádržiach sa vytvárali osobitné biologicko-ekologické podmienky, ovplyvňujúce aj kvalitatívne priebeh sedimentácie. Niektoré z nich prv či neskôr zanikli odvodnením, iné (hlbšie) sa zachovali na dlhšie obdobie. O možnom rozpade súvislých vodných nádrží a ich zarastaní makrofytnou vegetáciou svedčí vertikálna členitosť prederuptívneho reliéfu územia i povaha sedimentovaného materiálu. Naša panvička s ložiskom diatomitov vytvorila sa na okraji prvotnej vodnej nádrže. Sedimenty sú psefitické a psamitické s hojným detritom, pochádzajúcim zo starších útvarov, s vložkami peliticko-psefitického materiálu.

Vrt SZ od Dúbravice v hĺbke 26 m dosiahol mezozoické podložie (Kotásek

1954) a prešiel prevažne jemnozrnnejším sypkým materiálom so slojkami lignitu vo vrchných polohách. Nejde tu teda v hlbších partiách o okrajovú sedimentáciu, čiže vody prvotnej nádrže siahali až za spomínaný vrt na S a J I z terajšieho výškového rozdielu medzi oboma sedimentačnými priestormi (zhruba 110 m na bázu) usudzujem, že oblasť spomínaného vrtu bola už odvodnená, kým v našej hlbšej panvičke ešte prebiehala sedimentácia. Keďže Kotásek nezistil regresívny priebeh sedimentácie, odvodnenie, poťažne rozpad prvotnej nádrže prebiehal pomerne rýchlo. V takto vzniklom močaristom kraji rozšírili sa rozsiahle lesy (hojné peľové spektrá), ktoré poskytovali materiál pre vznik menších lignitových slojkov a hojný organický pigment (čiastočne i pre naše tmavé diatomity).

Rozpad prvotnej nádrže sa prejavil aj vznikom početných menších ložísk diatomitov na našom území (Dúbravica, Turová, Močiar, Jastrabá, Borová hora a i.). Na priľahlej maďarskej strane oscilácia miocénneho mora a reliéf územia poskytovali podmienky pre vznik rozsiahlejších sedimentačných priestorov, kde pri Szurdokpüspöki a Gyöngyöspata vzniklo ložisko skoro 10× väčšie než naše.

Fytopaleontologické poznatky.

Peľové analýzy z vrtu DBo-1 z hĺbky 15,50—16,90 m (psamitické vložky v ložisku) a z 29,80 m hĺbky (vrstva piesčitého diatomitického slieňa — báza ložiska) vyhotovili P l a n d e r o v á — S n o p k o v á (1960).

Výsledky peľových analýz potvrdili, že biotop našej panvičky bol močaristý, skladajúci sa z miešaných listnatých lesov. Smerom hore však strácajú rastlinné asociácie močaristý charakter. Pozoruhodný je aj úbytok vyslovene teplomilných foriem smerom do nadložia a pribúdanie konifer rodu *Picea* a *Abies*.

V ďalšom načrtneme biologický rozbor dúbravických diatomitov na základe Kolbeho nomenklatúry recentných rozsievok, overenej sovietskymi algológmi (Poreckij, Žuže, Zabelina a i.).

Rozsievky dúbravických diatomitov patria prevažne do skupiny oligohalobov; salinita biotopu sa pohybuje medzi 0,01—5‰. Ovšem vzťah jednotlivých oligohalobov k salinite biotopu nie je jednoznačný; niektoré druhy znášajú výkyvy v salinite v rámci skupinového rozpätia a zvyšovanie solí pôsobí ako stimulans na rozmnožovanie (halofily), iné neznášajú soli a hynú (halofóby). Tretia skupina chová sa k výkyvom v salinite indiferentne.

Za pozoruhodný, nie však celkom preukazný z hľadiska stanovenia maximálnej salinity dúbravického jazera beriem rod *Rhopalodia*, ktorý sa považuje až za slabého mezohaloba. Podľa P e t e r s e n a (1943) salinita 1‰ je biologickým medzníkom, za ktorým sa začínajú ojedinele objavovať mezohaloby. Typické mezohaloby som nezistil. *Rhopalodia* môže teda s ohľadom na celú tanacetózu rozsievok a paleogeografické pomery okolia predstavovať iba euryhalínny typ, ktorý pre svoju toleranciu voči salinite prostredia mohol byť typom iniciálnym. K nemu sa pridružili ostatné halofilné druhy, potom indiferentné a napokon

halofóbne, alebo typické sladkovodné druhy rodov *Fragilaria* a *Tetracyclus*, ktorých hojnosť smerom hore, k povrchu vzrastá.

Z toho usudzujeme, že počiatočná salinita v dobe sedimentácie diatomitov v dúbravickom jazere dosiahla optimálny stupeň pre halofily, ktoré sú tu najhojnejšie (0,4—0,5 ‰); optimum pre indiferentné halofily je v rozmedzí 0,2 až 0,3 ‰, kým halofóby hynú už pri salinite vyššej ako 0,02 ‰.

Pozoruhodné je množstvo variet určených Pantocsekom, Grunovom a i. Z tohto zjavu možno usudzovať aj na prípadné mierne výkyvy v salinite prostredia, ku ktorým mohlo dôjsť priebehom času a ktoré potom vyvolali určité adaptačné (morfologické) zmeny, prejavujúce sa v mutáciách prípadne varietách rozsievok. Nevylučujeme preto možnosť, že dúbravické jazero bolo určitú dobu bez prítoku — distropné, a odparom sa zvyšoval aspoň mierne obsah soli. Táto okolnosť popri morfologických zmenách mohla zapríčiniť aj striedanie halofóbnych a indiferentných asociácií rozsievok.

V panvičke sa nezistila žiadna fauna, až na ojedinelé ihlice húb.

Genéza diatomitov

Biely čistý diatomit vytvára sa (Sprenger 1937) prevažne z planktónnych druhov rozsievok. Na sedimentácii tmavých diatomitov podieľajú sa rozsievky, žijúce na makrofytnej vegetácii, ktorá poskytla pre sediment organický pigment. V našich tmavých vrstevnatých diatomitoch sa vyskytuje množstvo čiastočne zachovaných jemných stebiel drobných, pravdepodobne trávovitých, bližšie neurčiteľných rastlín. Časť organickej substancie môže pochádzať aj zo znosu listov z hojného okolitého lesného porastu.

U niektorých diatomitov na ložisku je pozoruhodná jemná vrstevnatosť. Vo vrstvičkách bývajú tmavšie vložky z diatomitu alebo z peliticko-aleuritickej cudzej hmoty. Ide tu o materiálovú zámenu sedimentujúcej hmoty, spôsobenú nielen sezónnymi výkyvmi (klimatickými), ale aj poruchami (napr. výdatnejší dážď).

Vrstvičky diatomitov majú hrbolatý povrch; skladajú sa vlastne z jemných lupienkov stlačených vo vrstvičku. Obdobný vznik má aj recentný vápenec — travertín v potoku v Lipt. Jáne, kde na malých kalužiach vytvárajú sa na spôsob povlaku jemnučké vrstvičky vápenca, ktoré sa čerením vody lámu a klesajú v dôsledku gravitácie na dno vo väčších-menších kúskoch. Tu sa potom dovŕšuje diagenetický proces. Domnievam sa, že podobne mohla prebiehať (odhliadnuc od rozdielneho charakteru sedimentácie) i sedimentácia lupienkovitého (vrstevnatého) diatomitu. Planktonicky žijúce masy rozsievok vytvárali na hladine rozsiahle polia povlakov, ktoré za hynutia jedincov boli rozrušované slabým vlnením, oddeľovali sa v podobe malých lupienkov klesajúcich ku dnu, kde tlakom nadložných vrstiev pôsobením tmeliacej látky (ílu) sa napokon stmeľovali vo vrstvičky.

Tmavé diatomity vyskytujú sa iba na báze ložiska. V podložnej sedimentárno-vulkanickej sérii sa rozsievky nezistili. Z toho usudzujeme, že jazero bolo spo-

čiatku zanášané klastickým materiálom buď pomerne rýchlo, alebo neboli tu priaznivé pomery pre uchytenie sa rozsievok. O recentných rozsievkach je totiž známe, že vietor ich snadno roznáša.

Rozsievky teda osídlili naše jazero až keď zarastalo, a vtedy sedimentoval tmavý diatomit. Po jeho uložení nastal opäť hojný znos klastického materiálu a sedimentovala nadložná sedimentárno-vulkanická vrstva (vrt DBo-2). Jej sedimentačný priestor končí pri vrte DBo-1. Po tomto období sa plocha panvy zväčšuje a prehlbuje do tej miery, že makrofytný porast mizne a sedimentujú biele diatomity bez organického pigmentu. V nadložnej ílovitej vrstve ložiska sa už rozsievky nevyskytujú, to znamená plynulý znos pelitického materiálu vodou ako produktu pokročilého zvetrávania vulkanických hornín širokého okolia. Zanášaním panvy a prítokom povrchových vôd narušila sa stabilita západného brehu jazera.

Pre určenie veku dúbravických diatomitov považujem za významné tieto okolnosti: 1. V podložnej sedimentárno-vulkanickej sérii panvičky je hojný andezitický a ryolitický detritus. Uložila sa teda až po efúzii sarmatských ryolitov; 2. v detrite tejto série sa nezistili spodnopliocénne bazaltoidné andezity; vznikla teda pred ich efúziou; 3. v peľovom spektre pozorujeme smerom hore (do nadložia) úbytok vyslovene teplomilnej flóry a pribúdanie konifer rodov *Picea* a *Abies*.

Na základe týchto skutočností vznik dúbravických diatomitov kladieme na rozmedzie medzi sarmatom a spodným pliocénom (panónom).

Fyzikálno-chemické vlastnosti diatomitu

Diatomit (kremelina) predstavuje fytogénny sediment, usadený vo vodnom prostredí z mikroskopických pancierikov vodných rias rozsievok ako hlavnej zložky a z ílovitých minerálov a organickej hmoty ako prímesi. Býva slabo tmelený, vrstevnatý a hrudovitý alebo sypký. Je veľmi pórovitý, biely, žltkastý, ružovkastý, sivastý a lipne na jazyk. Na vode pláva až do nasiaknutia. Znečistením sa jeho vlastnosti menia. Navlhčený dostáva o poznanie tmavšiu farbu, v mokrom stave je už mazľavý. V prírode je značne vlhký, na odkryve stráca vlhkosť, oddúva sa a rozpadáva; s HCl nereaguje. 1 g čistej chemicky neupravenej kremeliny predstavuje až 53,9 m^2 plochy (Brüll, Jíru 1957). V podstate je to vysoko percentný amorfný kremičitý hydrát — opál, podľa Švecovovej klasifikácie mutabilit, pomerne mladá nestála forma kremeňa.

Dúbravické diatomity vyskytujú sa vlastne vo 2 pôvodných formách: ako a) kompaktný diatomit biely, žltkastý, ružovkastý, sivastý, zemitý do rôzneho stupňa; b) lupeňovitý, jemne vrstevnatý, farby bielej a sivastej, nazývaný „savou bridlicou", „papier météorique". Niektorí autori uvádzajú brekciovitý diatomit. Ide v podstate o pôvodný diatomit lupeňovitý, sekundárne polámaný pri lokálnych pohyboch v panve (ulíhaním). Po týchto miniatúrnych zlomoch prenikali vody, vyluhovali hydroxydy Fe, ktoré často i vo forme „liesegangových" obrazcov znečisťujú „brekciovitý" diatomit.

Fyzikálne vlastnosti zisťoval inž. Ríša na Výskumnom ústave MH v Bratislave. Hustota činí 2,23: vlhkosť prírodného diatomitu v suchom letnom období bola 43,30 %, v dáždivom jesennom období 55,95 %. Vysýchavosť na vzduchu, meraná v miestnosti pri 19—20 °C a pri 55—60 % relatívnej vlhkosti vzduchu na diatomite hrudovitom a rozdrvenom, má tieto hodnoty:

Dni	Hrudovitá vzorka		Rozdrvená vzorka	
	Úbytok vlhkosti		Úbytok váhy	
	% z vlhkej váhy	% zo suchej váhy	% z vlhkej váhy	% zo suchej váhy
to	55,95	127	55,95	127
1 deň	51,64	117,2	50,66	115
5 deň	37,7	85,6	32,24	73,2
6 deň	34,66	83,2	27,95	63,5
7 deň	31,61	71,7	24,81	56,0
9 deň	25,91	58,7	19,05	43,2
10 deň	22,74	51,5	—	—
11 deň	20,21	45,8	—	—
12 deň	17,04	38,6	13,35	30,3
13 deň	14,75	35,5	—	—
16 deň	10,95	24,7	8,35	19,0
18 deň	9,45	21,3	—	—
19 deň	9,15	20,7	5,10	11,58
20 deň	7,79	17,5	nezmenené	

Za základ pre výpočet „% suchej váhy" použila sa vysušená kremelina ako 100 %.

Skúšky na adsorpciu a desorpciu diatomitu (inž. Ríša, VÚMH) a) z prírodnej kremeliny, vysušenej pri 105—110 °C; b) z vyžíhanej pri 1000 °C; c) z chemicky upravenej a vyžíhanej kremeliny; d) z filtračnej kremeliny Hyflo-cel za použitia 96 % kyseliny sírovej na vytvorenie relatívnej vlhkosti z navážky po 5 kg pri teplote 18—19 °C, priniesli tieto výsledky:

Adsorpcia pri relatívnej vlhkosti 95 %.								
	a		b		c		d	
Deň	% vlhk. rozdiel		% vlhk. rozdiel		% vlhk. rozdiel		% vlhk. rozdiel	
zač.	0	0	0	0	0	0	0	0
1	9,99	9,99	2,0	2,0	0,46	0,46	0,28	0,28
2	11,55	1,56	2,9	0,9	0,6	0,14	0,3	0,02
3	12,77	1,22	3,42	0,52	0,66	0,06	0,32	0,02
4	13,6	0,83	3,92	0,5	0,72	0,06	0,34	0,02
5	14,4	0,8	4,42	0,5	0,76	0,04	0,36	0,02
6	15,2	0,8	4,9	0,48	0,78	0,02	0,37	0,01
7	15,98	0,78	4,99	0,09	—	—	—	—
8	16,18	0,2	—	—	—	—	—	—
Desorpcia pri relatívnej vlhkosti 0								
1	16,18	—	4,99	—	0,78	—	0,37	—
2	10,05	6,13	1,66	3,33	0,45	0,33	0,2	0,17
3	5,91	4,14	1,25	0,31	0,06	0,39	0,06	0,14
4	2,61	3,3	0,77	0,48	0,05	0,01	0,05	0,01

Zmeny hodnôt pri diatomite žíhanom pri 1000 °C prejavili sa pravdepodobne v dôsledku premeny amorfnej štruktúry diatomitu na kryštalickú (cristobalit); pritom sa zmenšil aj jeho celkový povrch následkom spečenia jemných koloidných častíc na väčšie agregáty, takže voda viazaná čisto adhéznymi silami sa za krátku dobu skoro všetka stráca (Ríša).

Objemová váha diatomitu závisí od znečistenia. Všeobecne sa udáva 200—500 kg/m³ za sucha. Chemickou úpravou dá sa znížiť na 110—200 kg/m³. Skúmaná surovina z Dubravice má priemernú objemovú váhu (Gavenda, GÚDŠ) 0,76 a 0,82.

Hodnoty DTA (Čičel, GÚDŠ) svedčia o veľkej adsorpčnej schopnosti suroviny (1. výchylka) a o značnom množstve kaolinitickej zložky (2. a 3. výchylka). Exotermná výchylka (3) je posunutá k nižším teplotám, pravdepodobne v dôsledku katalytického vplyvu niektorého kysličníka kovu na reakciu.

Spektrálnou analýzou zistili sa (Kupčo) tieto prvky:

	100 — 1 %	1—1/100 %	1/100 — 1/1000 %	
vrstevnatý	Si — Fe, Al	— Ti B, Mg, Cu, Ba	Ga, V, Zn	Pb, Ag,
biely		Ca	Na, Zr	Cr, Yb
kompaktný	Si — Fe, Al	— Ti Mg, Cu, Ba,	D, Ga, V,	Pb, Ag
		Ca	Zn, Cr	Yb

Výsledky chemickej analýzy (GÚDŠ) priemernej vzorky diatomitu sú tieto:

	vrst. biely	vrst. tmavý	brekciovitý	ložisko B
SiO_2	66,54	60,79	60,52	52,68
Fe_2O_3	3,95	2,68	3,72	3,99
FeO	—	—	0,18	0,48
Al_2O_3	10,65	16,10	14,62	19,44
TiO_2	0,35	0,12	0,68	0,68
MnO	0,08	0,03 c	stopy	stopy
MgO	1,24	1,47	3,29	4,21
CaO	1,30	1,57	0,75	0,70
Na_2O	0,15	stopy	0,20	0,21
K_2O	0,50	0,50	0,70	0,65
P_2O_5	—	—	stopy	stopy
str. suš.	7,28	7,30	8,72	7,48
str. žíh.	7,64	8,66	6,92	9,60
spolu	99,68	99,72	99,96	99,78

Záver

V prípade dúbravického diatomitu ide o surovinu pórovitú, malej hustoty, hygroskopickú, fytogénny silicit, pravdepodobne vzniklý vo vysladenom prostredí (vrchný sarmat — panón) ako dôsledok efúzie kyslých neovulkanitov a ich zvetrávania, produkt chladnejších oblastí mierneho pásma. Po určitej úprave možno ho použiť ako dobrý filtračný, izolačný, vysušovací materiál, nosič katalyzátorov a pod. Odpadový materiál a zemité sorty dali by sa zužitkovať pri príprave ľahčených stavebných hmôt.

LITERATÚRA

[1] Brockman Chr., (1932): Die Diatomeen aus dem Interglacial von Oldenbüttel. Abh. d. Preus geol. Landesanstalt, H. 140. — [2] Bude H. (1932): Versuche über die Anpassung einiger Algen an den wechselnden Salzgehalt. Ber. d. deutsch. bot. Ges. 50. — [3] Cleve — Euler, (1944): Die Diatomeen als quartärgeologische Indikatoren. Stockholm, Geol. Fören. Förh. 66. — [4] Čechovič V. (1950): O geol. vývine karpatského miocénu na Slovensku. Geol. sborník SAV I, Bratislava. — [5] Červeňová A. Ž. (1947): Predbežná zpráva o výskume slovenských diatomitov. Práce ŠGÚ 16, Bratislava. — [6] Farkaš J. (1947): Vinárstvo I. Bratislava. — [7] Grunov A. (1882): Beiträge zur Kenntnis der Fossitomeen Osterreich — Ungarns. in Mojsisowics—Neumayer: Beiträge zur Paleontogie Oesterreich-Ung. Bd II. Wien. — [8] Helmecke J. G. — Krieger W. (1954). Atlas der Diatomeen im elektronmikroskopischen Bild I—II, Berlin. — [9] Andrusov D. (1955): Nerudné nerastné suroviny. — [10] Hromada M. (1929): Morfologický vývoj Slovenska. — [11] Haustedt F. (1930): Bacillariophyta. Die Süsswasserflora Mitteleuropas. Jena, A. Pascher. H. 10. — [12] Kettner R. (1930): Geologie Československé republiky. Čs. vlastivěda I, Příroda, str. 333—450. Praha. — [13] Kolbe R. W. (1927): Zur Ökologie, Morfologie und Systematik der Brackwasser-Diatomeen. Die Kiesalgen des Sperenberger Salzgebietes. Pflanzenforschung, Jena — [14] Kotásek — Grenár — Kudělásek (1954): Zpráva o geol. mapování v okolí obce Poniky s ohledem na staré kutací práce. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Koutek J. (1929): Předběžná zpráva o geol. stúdiích na SZ Nízkých Tater. Věstník SGÚ, Praha. — [16] Krasske G. (1932): Diatomeen aus dem Oberpliocän von Willershausen. Biologie eines jungtertiären Teiches in Südhannover. Arch. f. Hydrobiol. Bd XXIV — [17] Kuthan M. (1956): Vulkanity severovýchodnej časti stred. Slovenska. Rukopis GÚDŠ, Bratislava. — [18] Lefébre P. (1947): Atlas pour la détermination des diatomées. Paris. — [19] Matějka J. (1935): Slovenská křemelina. Stavivo XVI. — [20] Matějka J. (1936): Slovenská křemelina. — Zpráva o činnosti úst. silikátového za rok 1935; Brno. — [21] Mölder K. (1943): Rezente Diatomeen in Finnland als Grundlage quartär-geologischer Untersuchungen. Geol. d. Meerl u. Binnengew. — [22] Němejc F. (1953): Paleobotanicko-stratigrafický význam třetihorních uložením středního Slovenska. Zprávy ÚÚG, Praha. — [23] Němejc F. (1956): Příspěvek ke slovenským křemelinám. Sbor. VŠ ped. v Olomouci. — [24] Pantocsek J. (1903—5): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns. Berlin u. Pozsony. — [25] Pettijohn F. J. (1949): Sedimentary rocks. Diatomite, New York. — [26] Poreckij V. S. (1925): K metodike izučenija diatomovich vodoroslej. Diatomovij sborník 1952, Izd. Leningrad. — [27] Procházka J. Sv. (1917): Sbírky mikroflory v geologickém oddělení Musea království Českého Čas. Mus. král. Českého, Praha. — [28] Procházka J. Sv. (1920): Nové české rody Diatomacejí. Čas. Čes. mus., Praha. — [29] Procházka J. Sv. (1920): O fosilních rozsivkách, zvláště českých. Věda přír., Praha. — [30] Procházka J. Sv. (1920): Preparace Diatomacejí. Věda přír., Praha — [31] Procházka J. Sv. (1920): O struktúře a stavbě Diatomacejí. Věda přír., Praha. — [32] Procházka J. Sv. (1924): Katalog českých rozsivek. (Catalogus Diatomacearum Bohemie). Archiv pro přírod. průzkum Čech, Praha. — [33] Procházka J. Sv. (1926): Sbíraní, uchovávání, preparace a vědecké spracování diatom. Praktické cvičení botanická, Praha. — [34] Procházka M. (1951): Zpráva o paleobotanických pracích v terciéru Českého Středohoří. Věstník ÚÚG, Praha — [35] Rácik — Gregor (1956): Slovenské aktívne zeminy II. Chem. zvesti X/5, Bratislava. — [36] Seneš J. (1950): Niektoré problémy stratigrafie južného Slovenska. Geol. sborník SAV, Bratislava. — [37] Seneš J. (1955): Vývoj terciéru na generálnej mape B. Bystrica. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [38] Sobolev J. (1939): Praktické použití křemeliny ve sklepním hospodářství. Vinár. obzor 1939 č. 8. — [39] Staub M. (1893): Adatok

a Bacillériaceák stratigrafiai jelentőségéhez. Földt. Köz. XXIII, Budapest. — [40] Schmidt A. (1874—1941): Atlas der Diatomaceenkunde, Leipzig. — [41] Taliaferro N. (1933): The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. Univ. California Dept. Geol. Sci. Bull vol. 23, no 1. — [42] Thienemann A. (1949): Grundzüge einer Allgemeinen Ökologie. Arch. f. Hydrob. — [43] Utermöhl H. (1925): Limnologische Phytoplanktonstudien. Arch. f. Hydrob. — [44] Zabelina a i. (1951): Diatomovija vodorosli. Opredelitel presnovodnich vodoroslej SSSR. — [45] Zoubek Vl. (1930): Geologické studie v kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Sborník SGÚ, Praha. — [46] Zoubek Vl. (1928): Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Sborník SGÚ, Praha. — [47] Zoubek Vl. (1931): Tektonická skizza širšího okolí Brezna n/Hr. Sbor. SGÚ, Praha. — [48] Žuže A. P. (1939): Paleogeografia vodojemov na osnove diatomovogo analiza. Tr. Verch. Volž. exped. Geogr. ekonom. isled. inst. 4/VI, Moskva. — [49] Žuže A. P. (1949/1950): Diatomovij analiz kn. 1—3. Gozgeolizdat, Moskva. — [50] Řeháková Z., 1958: Přehled o mikropaleontologickém výzkumu diatomitových ložisek v ČSR. ÚÚG, Praha.

JÁN BAKO

BEITRAG ZUM STUDIUM DER DIATOMITEN (FUNDSTELLE DÚBRAVICA)

Infolge der miozänen Regression herrschten auf vielen Gebieten der Slowakei günstige Bedingungen für die Ablagerung phyto ener Sedimente — Diatomiten. Es entstanden isolierte Wasserkessel, Seen und Moore, deren Salinität von klimatischen Bedingungen, bzw. vom zufliessenden Wasser beeinflusst wurde. Allerdings gab es in diesen Gebieten keine günstigen morphologischen Verhältnisse um die Bildung grösserer Diatomit-Lagerstätten zu ermöglichen.

Der Verfasser beschäftigt sich im vorliegenden Artikel mit einem der bekanntesten und grössten Vorkommen dieser Art in der Slowakei, etwa 1,5 km östlich von der Gemeinde Dúbravica, das bereits D. Štúr kannte.

Nach eingehender Analyse sowohl geologischer, wie auch paläogeographischer und tektonischer Verhältnisse führt der Autor auch phytopaläontologische Ergebnisse an und beschäftigt sich dann eingehend auch mit Genesis dieser Ablagerungen. Dem Artikel sind auch Analysen der physikalisch-chemischen Eingenchaften der Diatomiten beigefügt.

Auf Grund eigener Studien und der Ergebnisse phytopaläontologischer, physikalischer und chemischer Analysen hält der Autor den Diatomit von Dúbravica für einen porösen (von niedrigen spec. Gewicht), hygroskopischen phytogenen Silicit, der wahrscheinlich im ausgesüsten Milieu (etwa zwischen Sarmat und Pannon) als Ergebnis der Effusion von saueren neovulkanischen Gesteinen und deren Verwitterung entstanden war.

FRANTIŠEK NĚMEJC

VÝSLEDKY PALEOFLORISTICKÝCH VÝZKUMŮ V OBLASTI MODRÉHO KAMENE A ŠAHŮ NA JIŽNÍM SLOVENSKU

Abstract: V roce 1961 bylo pokračováno ve studiu neogenních flór v oblasti Modrého Kamene a Šahů (j. Slovensko), a to na těchto nálezištích: Ve vrtu u Selan blíže Širákova v souvrství chat-akvitánském, na výchozech spodnohelvetských slojí u Stredních Plachtinců, ve výkopech ropovodu blíže Dolních Semerovců ve vulkanických tufech staršího tortonu a ve výchozech souvrství mladšího tortonu v rokli jz. od Dolní Strehové. Získané nálezy potvrdily jisté zkušenosti z dřívějších let a to, že v květenách z obzorů chat-akvitánských značně převažují teplomilné prvky provázející všechny evropské třetihorní květeny „poltavského typu" a dále, že květeny staršího tortonu svým složením se velmi podobají květenám mladšího tortonu a sarmatu (postrádajících teplomilnější prvky); liší se však od nich přítomností některých (nečetných) vysloveně teplomilných prvků (zejména *Cinnamomum polymorphum* A. Br.). Ve spodnohelvetské květeně (Str. Plachtince) byly zjištěny mnohem početnější teplomilné typy než v květenách tortonských, i jinak se soubor zde nalezených otisků mnohem více přibližuje květenám staršího miocénu, resp. svrchního oligocénu. Zjištěná data ukazují, že hlavní změna ve složení miocenní flóry spadá zde do období pozdního helvetu, resp. začátku tortonu. Autor soudí, že tato změna je v souvislosti nejen s pozvolným ochlazováním klimatu, k němuž během pozdního miocenu a v pliocenu došlo, ale též se zánikem tethydního moře, které dříve spojovalo tropy jv. Asie s mediterranní oblastí.

V průběhu geologických mapovacích prací prováděných v r. 1961 kolektivem geologů GÚDŠ (Bratislava) za vedení D. Vasse v oblastech speciálních map Modrý Kameň a Šahy na jižním Slovensku měl jsem příležitost pokračovat ve studiu pozdně oligocenních a miocenních květen jižního Slovenska, jimiž jsem se podrobněji začal obírat již v letech 1959 a 1960. Terenní výzkumy jsem tentokráte konal jednak na některých místech, kde jsem pracoval již v roku předešlém (tj. v oblastech vých. a jv. od Modrého Kamene), hlavně však na některých nalezištích západně od Modrého Kamene a v širším okolí Šahů. Obzory, z nichž byly sběry rostlinných otisků získány, byly po stránce stratigrafické současně jmenovaným kolektivem zkoumány též z hledisek zoopaleontologických, tektonicko-

geologických i litologických, takže jako během let minulých (v kolektivech vedených dr. Vs. Čechovičem) byly i tentokráte získány velmi cenné poznatky o třetihorních květenách provenience naprosto spolehlivě stratigraficky určené, jichž je proto možno použít pro nejrůznější geobotanické, paleogeografické i sociologické úvahy, týkající se miocenních květen Slovenska a jejich postupných změn. Tak byly získány z vrtů některé další, bohužel zase jen kusé nálezy ze stupně chat-akvitánského, jisté byť i také jen neúplné poznatky o květeně stupně helvetského (hlavně jeho nejhlubších zón) a konečně další nálezy ze starší fáze tortonu, objasňující již velmi spolehlivě poměr květen zdejšího staršího tortonského souvrství (převážně tufitického a vulkanického) ku květenám zdejších mladších tortonských uložením (sladkovodní tufiticko-lignitické souvrství).

O květeně stupně chat-akvitánského získal jsem poznatky jen z vrtu, a to u obce Seľany (VV 1) blíže Širákova (záp. od Modrého Kamene), z hloubek pod 100 m:

hl. 116—117 m: *Pinus* sp. (blíže neurčitelný zlomek šišky)
Alnus cf. *kefersteinii* Goepp.
hl. 120—121 m: *Myrica* cf. *lignitum* (Ung.) Sap.
Cinnamomum scheuchzeri Heer
hl. 125—126 m: *Cinnamomum scheuchzeri* Heer
hl. 128 m: . . . *Myrica longifolia* Ettingsh.
Quercus neriifolia A. Br.
hl. 139—140 m: *Pinus* sp. (blíže neurčitelný zlomek šišky)
hl. 140—141 m: *Cinnamomum scheuchzerii* Heer.

Tyto nálezy poněkud doplňují sběry z roku minulého. Ukazují zase na poměrně teplomilnou povahu květeny tohoto stupně a potvrzují zase obecné rozšíření společenstev význačných především masovým výskytem skořicovníků ve vrstvách tohoto stupně na jižním Slovensku.

Z uložením burdigalského stáří nebyly získány žádné rostlinné fosilie Za to, jak již podotčeno, jisté, bohužel zatím jen sporé a nevalně zachované rostlinné otisky jsem tentokráte sbíral v souvrství helvetském, a to v jeho spodních uhlonosných vrstvách. Otisky (velmi zlomkovité) pocházejí z tenké vrstvičky uhelnatých lupků z obzoru pískovců mezi dvěma slojemi vycházajícími na povrch u Středních Plachtinců (záp. od Modrého Kamene). Celkovým rázem tyto nálezy připomínají stále ještě květeny z časového období chat-akvitán-burdigal; jde o květenu ještě zcela odchylnou od běžně známých slovenských květen tortonských nebo sarmatských. Mezi vypreparovanými zlomky otisků listových dá se zjistit přítomnost rostlin z čeledi *Lauraceae* (spolehlivě např. *Cinnamomum scheuchzeri* Heer a *C. polymorphum* A. Br.) a *Leguminosae*, jakož i některých amentifér (*Populus, Carya, Quercus* aj.). I když se tyto nálezy nedají přesně

určit, nasvědčují tomu, že zdejší spodnohelvetská květena má ještě daleko bližší vztahy k starším „oligomiocenním" květenám než ku květenám tortonsko-sarmatským (tj. vysloveně svrchnomiocenním).

Pokud jde o stupeň tortonský, konal jsem některé dodatečné sběry na nalezištích, odkud byl již loňského roku získán materiál, zejména v rokli jz. od Dolní Strehové, kde jsem sbíral ve výchozech tufitických lopků (vyšší torton) tyto rostliny: *Platanus aceroides* Goepp., *Ulmus* typu *carpinioides* Goepp. (tj. *U. brauni* Heer aj.), *Betula brongniarti* Ettingsh., *Castanea* sp., *Fagus* sp. (plod.), *Alnus feroniae* (Ung.) Czeczott. Nově jsem sbíral v dočasných odkryvech při kladení ropovodu severně od obce Dolní Semerovce (záp. od Šahů) v souvrství vulkanických tufů a tufitů (hlubší tortonské obzory). Zjistil jsem zde tyto rostliny: *Betula brongniarti* Ettingsh., *Fagus* cf. *attenuata* Goepp., *Castanea* sp. (snad též *Quercus* aff. *libani* Oliv. ?), *Carya* sp., *Ulmus* typu *carpinioides* Goepp. (tj. *U. brauni* Heer aj.), *Parrotia fagifolia* (Goepp.) Heer, *Cinnamomum polymorphum* A. Br., *Acer* sp. (plod). Tyto nové sběry potvrdily zkušenost získanou při loňském výzkumu, totiž že ve starších obzorech tortonu se ještě objevují pravidelně některé velmi teplomilné rostliny (zde *Cinnamomum*), se kterými se později (ve vyšším tortonu a v sarmatu) již nesetkáváme

Závěrem možno říci, že paleofloristické výzkumy vykonané během roku 1961 v oblasti Modrého Kamene a Šahů přinesly některé poznatky velmi významné pro paleofloristiku a biostratigrafii miocénu na jižním Slovensku:

1. Plně se potvrdil na novém nalezišti (Dolní Semerovce) názor, že ve starších tortonských uloženinách se ještě objevují poměrně pravidelně některé vysloveně teplomilné prvky (zde opět *Cinnamomum*) a že nedostatek takových prvků je charakteristický na Slovensku teprve ve vyšších tortonských a v sarmatských souvrstvích.

2. Nálezy ve Stredních Plachtincích ukazují, že květena spodnohelvetských vrstev svým složením stojí ještě značně blízko květenám „oligomiocenním" (tj. chat-akvitán-burdigal), rozhodně blíže než květenám tortonsko-sarmatským.

3. Hlavní přeměny miocenních květen, při nichž starý tropický a subtropický prvek („poltavský") byl až na některé otužilejší relikty zatlačen arktoterciérními prvky a při nichž se začínají objevovat větší měrou typy „mediteranní" (v nejširším slova smyslu tj. incl. blízký Orient), třeba proto hledat na Slovensku v období mladší helvet-starší torton. Příčinu této změny vidí autor nejen v postupném ochlazování klimatu, ale též v definitivním zániku moře Tethysu.

4. Pokud jde o výzkum květeny období chat-akvitánského, nebyla zjištěna žádná fakta, která by měnila názory vyslovené již dříve. Nové nálezy potvrzují opět její poměrně teplomilný ráz („poltavský") s místy dosti četnými amentiféry ve srovnání s obdobím středních fází oligocénu (a snad i pozdějšího burdigalu, soudě dle složení květeny z naleziště Lipovany, j. od Lučence).

LITERATURA

Nejdôležitejší použité spisy geologicko-stratigrafické:

[1] Brestenská, E. — Buday, T. — Ivan, L. — Seneš, J. (1961): Sekcia C — Neogen. Sjazdový sprievodca. XII sjazd ČS. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Slovenský výbor, Bratislava. — [2] Cicha, I. (1961): Zur Oligozän-Miozän-Grenze und zur Stratigraphie des Miozän der Westkarpaten und seiner nomenklatorischen Vereinheitlichung. Geologické práce, Zoš. 60, Bratislava. — [3] Čechovič, Vs. (1950): O geologickom vývine podkarpatského neogénu. Geol. sbor. III/2, 3, 4. Bratislava. — [4] Čechovič, Vs. (1952): Geológia juhoslovenskej uholnej panvy. Geol. práce, Zoš. 33, Bratislava. — [5] Čechovič, Vs. (1954): Beitrag zur Identifikation der miozänen Schichten im südslowakischen und Salgótarjánischen Kohlenbecken. Geol. sborník V, Bratislava. — [6] Čechovič, Vs. (1957): K otázke vypracovania metodiky jednotnej stratigrafie neogénu. Geol práce, Zprávy 10 Bratislava. — [7] Janáček, J. (1958): Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věstník ÚÚG 33/5, Praha. — [8] Janáček, J. (1959): Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [9] Seneš, J. (1949): Geologické štúdia terciéru južného Slovenska. Práce št. geol. ústavu 23. Bratislava. — [10] Seneš J., (1959): Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej paratetýdy. Geol. práce, Zoš. 55. Bratislava. — [11] Seneš, J. (1961): Paläogeographie des westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. Geol. práce, Zoš. 60. Bratislava.

Literatura použitá při určování fosilních sběrů rostlin je citována v těchto základních dílech:

[12] Andreánsky, G. (1959): Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn. Budapest (Akadémiai Kiadó). — [13] Kräusel, R. et coll. (1919): Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jb. preuss. geol. Landesanst. (1917) 38, T. 2/1—2. Berlin.

FRANTIŠEK NĚMEJC

RESULTS OF THE PALAEOFLORISTICAL INVESTIGATIONS IN THE REGION OF MODRÝ KAMEŇ AND ŠAHY IN S. SLOVAKIA

(Summary of the czech text)

During the summer of the year 1961 the author of this short article continued the palaeofloristical investigations of the tertiary floras at various places of the region of Modrý Kameň and Šahy (S. Slovakia). Plant fossils, not numerous, of the Chatt-aquitanian were obtained from a bore hole at Selany (near Šiakovo, W. of Modrý Kameň). They are as follows: *Pinus* sp. *Alnus kefersteini* Ung., *Myrica longifolia* Ettingsh., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *Quercus neriifolia* A. Br. and *Cinnamomum scheuchzeri* Heer. They give evidence of the same plant associations as found in beds of the same age at all other localities during the researches of the preceding year (1960). As to the Helvetian a small collection of leaf impression fragments was assembled from a thin layer of black shales of the mighty sandy series which is developed between both coal measures known at Střední Plachtince (W. of Modrý Kameň) and regarded as Lower Helvetian. It contains still a large amount of leaves relating to some rather warm requiring plants of „poltavian" provenance (eg. *Lauraceae* [incl. the genera *Laurus* and *Cinnamomum*]), *Leguminosae*, as well as several arctotertiary elements (e. g. the genera *Populus, Carya, Quercus*). As the whole this flora has still nearer relations with the floras of the chatt-aquitanian and burdigalian beds than with those of the tortonian and sarmatian beds. Plant fossils of the Burdigalian were not yet found here. From the deeper tortonian beds several leaf impressions have been collected in the volcanic tuffs near Dolní

Semerovce (W. of Šahy) Arctotertiary elements (incl. the mediterranean types) are already prevailing here: *Betula brongniarti* Ettingsh., *Fagus* cf. *attenuata* Goepp., *„Castanea" kubinyi* Kov., *Carya* sp., *Ulmus braunii* Heer, *Parrotia fagifolia* (Goepp.) Heer, *Cinnamomum polymorphum* A. Br., and *Acer* sp. Younger tortonian floras were pursued at the same places as in the preceding years, especially in the ravine S. W. of Dolní Strehová (E. of Modrý Kameň), where remains of *Platanus aceroides* Goepp., *Ulmus* leaves of the type *„carpinoides"* Goepp. (i. e. *U brauni* Heer a. o.), *Betula brongniarti* Ettingsh., *„Castanea" kubinyi* Kov., *Fagus* sp. (fragment of a fruit) and *Alnus feroniae* (Ung.) Czeczott were found. Just as before, no especially warm requiring types of the „poltavian" provenance were stated here in the higher tortonian beds at all.

Summarising all newly stated facts we have to state that the „oligomiocene" flora i. e. a flora of „poltavian" provenance containing a rather conspicuous amount of arctotertiary elements lasted in S. Slovakia untill into the Lower Helvetian. The flora of deeper tortonian beds is composed already of prevailing arctotertiary and east meditarranean types and contains only very rare remains of higher temperatures requiring plants of „poltavian" provenance (mostly the genus *Cinnamomum)*, which in higher tortonian beds are already quite missing. Thus the chief floristical change of the Neogene, no doubt connected with the slow gradual decreasing of the temperature as well as with the definitive disappearence of the Tethys sea (joining once the european water basins with those of SE. Asia resp. Indomalaya), came to pass in Slovakia during the younger phase of the Helvetian and at the beginning of the Tortonian.

BLANKA PACLTOVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝZKUM SOUVRSTVÍ CHAT-AKVITÁN V MODROKAMENSKÉ HNĚDOUHELNÉ PÁNVI

(1 tabulka v textu a německé resumé)

Abstrakt. Ve zprávě pojednávám o palynologickém výzkumu vzorků ze chat-akvitánského souvrství v modrokamenské hnědouhelné pánvi. Z celkového pylového spektra lze usuzovat, že v období sedimentace shora uvedeného souvrství došlo k patrnému ochlazení klimatu. V celém vrtu jen zcela ojediněle nacházíme typické zástupce vysloveně tropicko-subtropické flóry, zatímco pravidelně vystupují prvky s menším nárokem na teplotu, jako na př. *Tsuga* div. sp. Naše pozorování jsou v souladu s výsledky výzkumu W. Krutzsche (1961 a ústní sdělení). Vedle pylových zrn a spor byl zjištěn mořský plankton — *Hystrichosphaeridae* a *Dinnoflagellatae*. Pravidelný výskyt rodu *Deflandrea* Eisenack 1954 nevylučuje možnost, zařadit shora uvedené souvrství do svrchního oligocénu. Zástupci tohoto rodu nejsou dosud známi z miocenních sedimentů (př. E. Gerlach 1961).

Na přání zesnulého dr. V. Čechoviče, člena-kor. SAV jsem se v r. 1960 začala zabývat palynologickým výzkumem chat-akvitánského souvrství v modrokamenské hnědouhelné pánvi, jako externí člen pracovní skupiny GÚDŠ, kterou jmenovaný vedl.

Jde o poněkud nesnadný úkol, protože v mořských a brakických sedimentech tohoto souvrství (kde se střídají světlešedé, jemně zrnité jílovité písky až slínité aleurity s aleuritickými slínitými jíly s lavicemi světlešedých vápnitých pískovců a j.) nejsou pylová zrna a spory příliš hojné, a ne vždy dobře zachované. K získání úplnějšího pylového spektra je tedy bezpodmínečně nutné mikroskopovat vždy celou řadu pylových preparátů. Z dosavadních výsledků, získaných palynologickým výzkumem vzorků z chat-akvitánského souvrství z vrtů MV-8 (Obeckov), MV-2 (Malé Straciny) a VV-1 (Seľany), vyplynulo několik pozoruhodných zjištění, o kterých se zmíním v této zprávě.

Laboratorní zpracování. Poněvadž jde o vzorky z mořských sedimentů, které obsahují velmi malé množství pylových zrn a spor, byla použita kombinovaná metoda macerační — CH_3COOH (15 %) za studena, těžká kapalina $ZnCl_2$ a podle potřeby acetolysa a HF.

Mikroskopické zpracování

Pylové spektrum ze shora uvedených vrtů se navzájem podstatně nelišilo. Vedle pylových zrn a spor byl zjištěn mořský p'ankton, a to řada druhů z čeledi *Hystrichosphaeridae* a několik zástupců řádu *Dinoflagellata*. Stratigraficky významný je zejména rod *Deflandrea* Eisenack 1954, který dosud nebyl zjištěn v miocenních uloženinách (viz př. E. Gerlach 1961 aj.).

Jak vyplývá z tabulky č. 1, která představuje kvalitativně-kvantitativní rozbor pylových zrn a spor včetně některých dalších rostlinných mikrofosílií, jde o kvalitativně poměrně chudé společenstvo (což vyplývá již z petrografické povahy sedimentu). Spory jsou zastoupeny jen nepatrně. Převládají zástupci čeledi *Polypodiaceae*, jednak monoletní spory bez perisporu a dále *Polypodiaceaesporites marxheimensis* Mürriger a Pflanzel. Poměrně hojní jsou zástupci čeledí *Taxodiaceae* a *Cupressaceae*, jakož i čeledi *Abtietineae*. Angiospermy jsou zastoupeny zejména trojúhelníkovými pylovými zrny náležejícími převážně čel. *Juglandaceae* s hojnými zástupci rodu *Engelhardtia*. Ojediněle se vyskytuje rod *Carya*, *Pterocarya* a *Juglans*. Typická pylová zrna rodu *Myrica* nejsou příliš hojná. Častá jsou dále malá trikolporátní pylová zrna z umělé skupiny *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.), náležející pravděpodobně rostlinám číškonosným. Mnohá z nich upomínají na pylová zrna rodu *Castanea*. Průběžně nacházíme též trikolpátní neb skrytě trikolporátní pylová zrna, náležející pravděpodobně různým druhům rodu *Quercus* — *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.) a *Tricolpopollenites microhenrici* (R. Pot.), z nichž poslední převládá.

Je pozoruhodné, že v celém souvrství chat-akvitánu nacházíme jen zcela ojediněle zástupce vysloveně tropicko-subtropické vegetace, jako na př. *Sapotaceae*, *Lygodium* sp., *Palmae* a j., jež jsou podstatně hojnější ve spodno- až střednomiocenních uloženinách. V pylovém spektru ze chat-akvitánského souvrství jsou shora uvedení zástupci teplomilné vegetace zatlačeni zástupci flóry s menším nárokem na teplotu, jako na př. *Tsuga* div. sp. a j. Z toho lze usuzovat, že v tomto období nastalo určité ochlazení klimatu. Podobná pozorování učinil v Německu ve svrchnooligocenních sedimentech lokalit Bitterfeld, čtvrtá lužická sloj a Seifhennershof W. Krutzsch (1960 a ústní sdělení). Tuto otázku bude třeba dále sledovat i s hlediska paleogeografického.

Téměř ve všech vzorcích byly nalezeny přeplavené sporomorfy svrchnokřídového stáří (nejspíše maastrichtien), což svědčí o existenci svrchnokřídových sedimentů na pobřeží chat-akvitánského moře. Jde pravděpodobně o gosauskou svrchní křídu. Křídové sporomorfy jsou velmi dobře zachované.

Podobné pylové spektrum, jakož i plankton, byly zjištěny ve slabě vápnitých jílech odkrytých v zářezu cesty východně od Rudlové, SV od Banské Bystrice, o čemž podáváme současně zprávu (L. Horák a B. Pacltová 1963).

Přírodovědecká fakulta Karlovy university v Praze

Tabulka 1

Analysy pelových zrn z vrtu VV 1 u obce Soľany v Modrokamenské pánvi

Pacltová: Palynologický výskum souvrství chat-aquitán

Č. v.	Hl. m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	116–117					.	++	+	+					+	.	.	.	++		.	++	+++				.	++					+	.	+			+++		.		++
2	117–118	+			+	+	+++	++	+		.			++				.		.	+++	+	+			+	+					+	.				+++	+	+		.
3	118–121	.				+	+++	++	++				.	.	.	.				.	+	.				+	+			+		+	.			.	+++	+			+
4	121–123	+		+		+	++	++	++	+				++		.			+		++	+++		+		.	+					.					++	+			.
5	123–126	++				+	.	+++	++					+							+	.	+			+	+++				.	+	.				++	+	+	+	
6	126–131	+	+	+	.	++	++	+++	+++	+		+		++			.	+		+	++	++	+	+		+++	+++				+						+++		+		++
7	131–137	+	+			++	++	+++	++				+	++			.			.	+++	.			+		++										+++	+			++
8	137–150					++	++	++	+++									+++			++					+				+		+				+	++			++
9	150–165	+					+.+	++	++												++		+													+	+			++
10	165–185		+				+++	+	+									+								+	+									+				++
11	185–219							+	+									+			+					+									++				+
12	219–261		+				+	+	+					+				+			+			+		+									+		+	+	
13	261–266												+				+										+++									+			+	+
14	266–303		+			+	+	++						+				++								+					+					+++	+			
15	330–331		+			+	+	+													+					+									++				
16	339–340	sterilní vzorek																																							

. = ojedinělý výskyt — vereinzeltes Vorkommen
\+ = ojedinělý ale pravidelný — vereinzeltes aber regelmässiges Vorkommen
++ = pravidelný hojný — regelmässig, häufiges Vorkommen
+++ = velmi hojný — sehr häufiges Vorkommen

Vysvětlivky

1 — *Polypodiaceae*; 2 — *Polypod. marxheimensis* Mürrige a Pflanzel; 3 — *Trilites* div. sp.; 4 — *Sequoia* sp.; 5 — *Taxodium* sp.; 6 — *Taxodiaceae — Cupressaceae*; 7 — *Pinus* typ *diploxylon*; 8 — *Pinus* typ *haploxylon*; 9 — *Picea* sp.; 10 — *Keteleeria* sp.; 11 — *Podocarpus* sp., 12 — *Cedrus* sp.; 13 — *Tsuga* div. sp.; 14 — *Sciadopitys* sp.; 15 — cf. *Palmae*; 16 — *Betula* sp.; 18 — *Ulmaceae*; 19 — *Myricaceae*; 20 — *Triporopollenites* div. sp.; 21 — *Eng lhardtia* typ; 22 — *Carya* sp.; 23 — *Pterocarya* sp.; 24 — *Juglans* sp.; 25 — *Tricolpopoll. henrici* (R. Pot.) cf. *Quercus* div. sp.; 26 — *Tricolpopollenites cingulum* (R Rot.) — cf. *Castanea* sp. a j. *Cupuliferae*; 27 — *Tricolporopollenites* sp.; různé větší skulpturované formy; 28 — *Sapotaceae*; 29 — *Symplacaceae*; 30 — *Intratriporopoll. insculptus* Mai; 31 — Ostatní nezařazené angiospermy; 32 — *Ephedripites* sp.; 33 — *Umbeliferae*; 34 — *Chenopodiaceae (Polyporopoll.)*; 35 — *Alangium* sp. (typ Travers); 36 — *Fungi*; 37 — *Hystrichosphaerae*; 38 — *Dinoflagellata*; 39 — ostatní plankton; 40 — křídové sporomorfy.

CITOVANÁ LITERATURA

[1] Eisenack A. (1954): Microfossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Histrichosphaerideen. Palaeontografica (Palaeozool.) 105. Stuttgart. — [2] Gerlach E. (1961): Mikrofossilien aus dem Oligozän Nordwestdeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Histrichosphaeren und Dinoflagellaten. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 112/2. Stuttgart. — [3] Horák L. a Pacltová B. (1963): Nové poznatky o stratigrafii terciérních sedimentů SV od Banské Bystrice. Geol. práce, Zprávy 27. — [4] Krutzsch W. (1959): Stratigrafische und klimatologische Bemerkungen zu den Lausitzer und mitteldeutschen Tertiärfloren. Paläont. Z. 34 Stuttgart.

BLANKA PACLTOVÁ

DIE PALYNOLOGISCHE FORSCHUNG IN DEN SCHICHTEN CHATT-AQUITAN IM BRAUNKOHLENBECKEN MODRÝ KAMEŇ

In dem Berichte behandle ich die palynologische Forschung der Proben der Chatt-Aquitan-Schichten im Braunkohlenbecken Modrý Kameň. Aus dem gesamten Pollenspektrum (siehe Tab. 1. im tschechischen Text) kann man annehmen, dass es in der Periode der Sedimentation oben angeführter Schichten zu einer wesentlichen Abkühlung des Klimas kam. In der ganzen Bohrung finden wir nur vereinzelt typische Vertreter der tropisch-subtropischen Flora, während Elemente mit kleineren Ansprüchen auf die Temperatur, wie z. B. *Tsuga* div. sp. regelmässig vorkommen. Unsere Beobachtungen sind im Einklang mit den Forschungsergebnissen von W. Krutzsch (1960 und mündliche Mitteilung). Neben Pollen und Sporen wurde Meerplankton — *Hystrichosphaeridae* und *Dinoflagellata* festgestellt. Das regelmässige Vorkommen der Gattung *Deflandrea* Eisenack 1954 schliesst die Möglichkeit nicht aus die obenangeführten Schichten in das obere Oligozän einzureihen. Vertreter dieser Gattung sind aus den miozänen Ablagerungen (E. Gerlach 1961 u. a.) bisher nicht bekannt

Naturwissenschaftliche Fakultät der Karlsuniversität, Praha

LUBOMÍR HORÁK — BLANKA PACLTOVÁ

NOVÉ POZNATKY O STRATIGRAFII TERCIÉRNÍCH SEDIMENTŮ SEVEROVÝCHODNĚ OD BANSKÉ BYSTRICE

(Německé resumé, 1 mapka v textu)

Úvod

Při podrobném geologickém výzkumu v rámci mapování 1:50 000 na listu Banská Bystrica, které zde provádí kolektiv Přírodovědecké fakulty Karlovy university v Praze, podařilo se nám vyřešit některé otázky stratigrafie terciérních sedimentů v SV okolí Banské Bystrice. Nová data o stáří hornin, ve kterých až dosud nebyly nalezeny fosilie, získali jsme použitím palynologické metody.

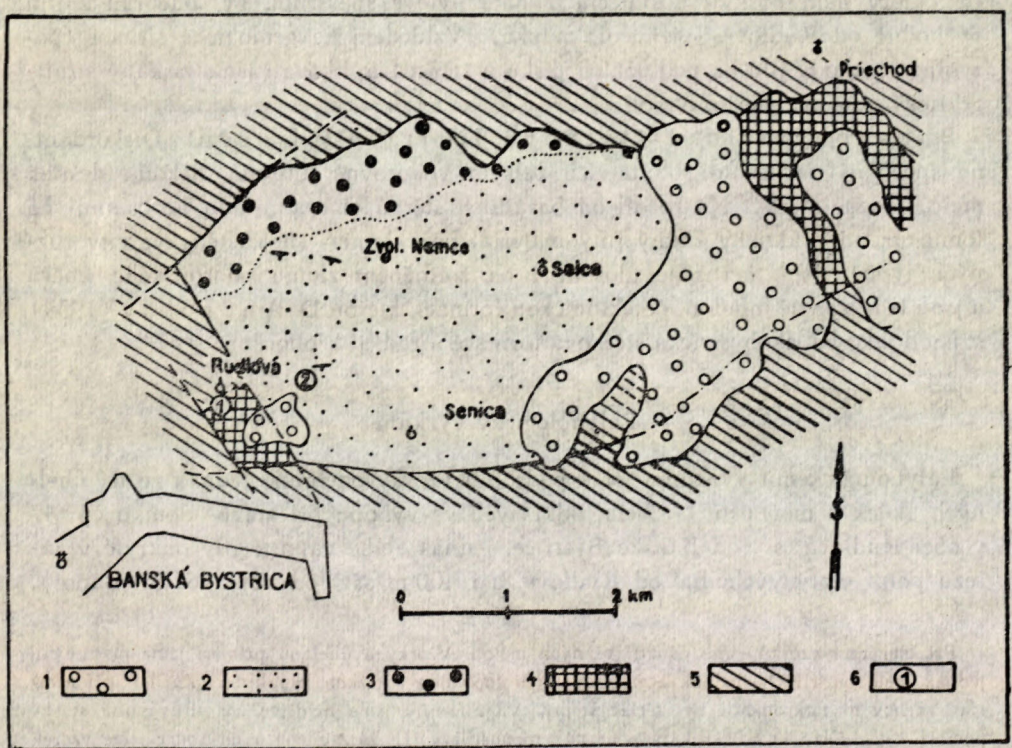
Zmíněná oblast leží severně od Hronu v těsném sousedství Banské Bystrice, zhruba mezi obcemi Rudlová a Priechod. Mesozoikum je zde překryto sedimenty terciérního stáří, z nichž paleontologicky doložen byl dosud pouze eocén. Vyskytuje se hlavně v okolí Priechoda, kde také bylo D. Andrusovem a J. Koutkem (1937) určeno jeho stáří jako lutét-priabon. Vedle toho jsou známé drobné výskyty nummulitových pískovců z jižního okolí Rudlové. Tyto lokality znal již D. Štúr a zmiňuje sa o nich velmi podrobně (1868a, str. 412, slovenský překlad str. 255). O stratigrafickém zařazení nadložních hornin, které u Rudlové obsahují i uhelnou slojku, vyjadřuje se však velmi reservovaně. Přesnější stáří těchto hornin nepodařilo se vyřešit ani později. Jsou mladší než prokázaný eocén (transgredují přes něj) a byly většinou spojovány v jeden celek, řazený k neogénu (např. A. Matějka, 1931). J. Seneš (1955, 1961) předpokládá v Pohroní sedimentační cykly dva: starší, miocenní (jezerní) a mladší, pliocenní (říční sedimenty). Mořský sedimentační režim na podkladě paleogeografických úvah vylučuje (1955, str. 4). J. Seneš spolu s T. Budayem a A. Matějkou je též autorem příslušných statí ve vysvětlivkách k nové mapě 1:200 000. Kromě zmíněných již eocenních výskytů jsou i na této mapě terciérní horniny přiřazeny k pliocénu (N_2p — štěrková formace).

Našimi terénními výzkumy podařilo se rozlišit v terciéru celkem 3 sedimentační cykly. Palynologickým rozborem bylo dokázáno stáří starších

dvou: eocenního, ke kterému byly přiřazeny dosud za neogén pokládané horniny z nejbližšího okolí Rudlové (včetně uhelné slojky) a chat-aquitánského, který byl na tomto území zjištěn poprvé a pro který byl bezpečně dokázán mořský režim. Stáří nejmladšího, zřejmě pliocenního cyklu nepodařilo se nám zatím přesně datovat.

Charakteristika terciérních hornin

Eocén. Kromě výskytu v okolí Priechoda (slepence a brekcie výhradně s dolomitovým materiálem) tvoří malou, ponejvíce tektonicky omezenou kru jižně od Rudlové. Patří k ní vedle známých nummulitových pískovců i nadložní slabě zpevněné písky a jíly a též D. Štúrem (1868) zmiňovaná uhelná slojka. D. Štúr zde zastihl ještě zavalenou štolu, ve které se těžila asi 2 stopy (0,6 m ?) mocná sloj nekvalitního uhlí. Nám se podařilo zjistit pouze 3 zcela drobné (1—3 cm mocné) slojky, silně znečištěné klastickou příměsí, odkryté ve výkopu při stavbě domku čp. 47 v Rudlové.



Obr. 1. Geologická skica území severovýchodně od Banské Bystrice. Sestavil L. Horák (1961). 1 — pliocén (?) — štěrky; 2 — chat-aquitán — jíly a písky; 3 — chat-aquitán — polymiktní štěrky; 4 — eocén; 5 — mesozoikum; 6 — místa odběru palynologických vzorků.

Chat-aquitán. Vystupuje na ploše asi 10 km² v okolí obcí Zvolenské Nemce, Selce, Kyncelová a Senica. Báze je tvořena několik desítek metrů mocným souvrstvím polymiktních, slabě zpevněných štěrků s hojným materiálem z krystalinika, které do nadloží přecházejí do písků a posléze do mocného, monotonního souvrství rezavě žlutých, místy slabě vápnitých jílů s jen nepatrnou hrubší klastickou příměsí. V počátečním stádiu vývoje pánve byla sedimentace velmi neklidná a překotná. Nasvědčuje tomu litologický charakter polymiktních štěrků i jejich texturní znaky. Ve vyšších polohách objevují se jílovité závalky, útržky i typické skluzové textury svědčící o tom, že zde docházelo i k podmořským sesuvům. Později se však sedimentace rychle uklidnila. V pískovně západně od obce Nemce jsou písky zcela bez psefitické frakce a s tenkými jílovitými vložkami, které si zachovávají stále stejný charakter na vzdálenost mnoha metrů. V mocném souvrství nadložních jílů pak nelze vyčlenit žádný litologicky odlišný horizont. Celý komplex zapadá, pokud lze sledovat, pod mírným úhlem 10 až 15° na jih, kde je uťat mohutným zlomem, probíhajícím V—Z směrem. Celková mocnost souvrství může být tedy velmi značná a bude ověřena technickými pracemi. Vzorek, který nám poskytl dostatečně bohaté pylové spektrum, byl odebrán z jílů východně od Rudlové (viz geol. mapka). Vzhledem ke geologické situaci (pozvolné přechody jílů do podložních písků a štěrků) aplikovali jsme získaný stratigrafický údaj na celé souvrství.

Banskobystrická štěrková formace (pliocén). Diskordantně spočívají na těchto souvrstvích celkem vodorovně uložené, několik desítek metrů mocné štěrky. Na rozdíl od basálních štěrků chat-aquitánu neobsahují na tomto území prakticky žádný jiný materiál než křemen (nejčastěji kvarcity různých typů). Jsou nerušeně uložené i na zmíněném zlomu pohronského směru a jsou tedy zjevně mladou, potektonickou formací, kterou D. Andrusov (1954) označil jako banskobystrická štěrková formace a řadí ji k pliocénu.

Palynologický výzkum

Palynologickému výzkumu jsme podrobili vzorky odebrané jednak ze tří uhelných slojek o mocnosti 1—3 cm, odkrytých ve výkopu při stavbě domku čp. 47 v obci Rudlová, sv. od Banské Bystrice, jednak slabě vápnité jíly odkryté v zářezu polní cesty východně od Rudlové, asi 400 m ssv. od kóty 461,5 (Bánoš).

Při maceraci vzorků jsme použili běžných metod. Vzorky s uhelnou příměsí jsme macerovali jednak metodou HNO_3, jednak acetolysou, kombinovanou s těžkou kapalinou ($ZnCl_2$), při čemž stav zachování mikrofosílií byl téměř stejný. Vápnité jíly jsme nejdříve zbavili vápnité složky pomocí 15 % CH_3COOH, silikáty jsme pak rozpustili v HF za studena a na konec jsme vzorek odstředili se $ZnCl_2$. Mikroskopické preparáty byly zality do glycerinové želatiny a zarámovány kanadským balsámem. Z každého vzorku bylo zhotoveno a mikroskopováno nejméně 10 preparátů. Stav zachování mikrofosílií, pylových zrn a spor planktonu (pokud se po použití shora uvedených

chemikálií zachoval) nebyl příliš dobrý. Přesto však bylo možno určit celou řadu rostlinných mikrofosílií.

1. Uhelné vzorky z lokality Rudlová z odkryvu u domku čp. 47.

Byly určeny následující sporomorfy:

PTERIDOPHYTA: *Laevigatosporites hardti* (R. Pot. a Venitz) — *Polypodium* sp., *Cicatricosisporites* div. sp. — *Mohria* sp., *Schizaea* sp., *Foveolatisporites* sp., *Triplanisporites* div. sp., *Osmunda* sp.

GYMNOSPERMAE: *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot) — *Taxodium* sp., *Inaperturopollenites dubius* (R. Pot.) — *Taxodiaceae, Cupressaceae, Pinus* typ haploxylon, *Pinus* typ diploxylon.

ANGIOSPERMAE: *Monocolpopollenites tranquillus* (R. Pot.) — *Palmae, Triatriopollenites excelsus* (R. Pot.) — *Myricaceae, Triatriopollenites quietus* (R. Pot.) — *Myricaceae, Triporopollenites labraferus* (R. Pot.) — *Myricaceae, Triporopollenites undulatus* Pflug., — cf. *Ulmaceae, Triatriopollenites plicatus* (R. Pot.) cf. *Ulmaceae, Triatriopollenites microcoryphaeus* (R. Rot.) — *Engelhardtia, Tricolpopollenites quisqualis* — (R. Pot.) — *Leguminosae, Tricolporopollenites iliacus* (R. Pot.) — *Ilex* sp., *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) div. subsp., *Tricolporopollenites kruschi* (R. Pot.) — *Nyssaceae, Tricolporopollenites* div. sp., *Tetracolporopolenites* div. sp. — *Sapotaceae, Pentapollenites* fsp. a další blíže neurčené sporomorfy.

Z pylového spektra lze usuzovat na subtropické-tropické klima. Na základě srovnávání s palynologickými výzkumy několika autorů (R. Potonié, 1931; H. Pflug, 1952; P. W. Thomson a H. Pflug, 1953; W. Krutzsch, 1957 a 1959; M. Kedves, 1960 a 1961 a j.), jakož i na základě studia srovnávacích preparátů lze bezpečně soudit na eocenní stáří sedimentů. V úvahu připadá nejspíše střední eocén, ač k bezpečnému palynologickému potvrzení středněeocenního stáří by bylo třeba ještě bohatšího a lépe zachovaného sporového spektra. Můžeme se zde však opřít o eocenní lokality z blízkého okolí (Priechodská pila; J. Koutek a D. Andrusov, 1937), jejichž stáří je zoopaleontologicky doloženo (lutét-priabon).

2. Slabě vápnité jíly ze zářezu cesty východně od Rudlové.

Vedle pylových zrn a spor byl v preparátech zjištěn i mořský plankton — *Dinoflagellata* a *Hystrichosphaeridea*. Z řádu *Dinoflagellata* byly zjištěny rody: *Deflandrea* Eisenack 1954, *Wetzeliella* Eisenack 1958, (div. sp.) a *Rhombodinium* Gocht 1955. Dále byly nalezeny četné, dosud blíže neurčené druhy hystrichosphaer. Podle dosavadních zkušeností se stratigrafickým rozšířením shora uvedeného planktonu, jak uvádí na př. E. Gerlach (1961), nebyl rod *Deflandrea* Eisenack dosud nalezen v miocenních sedimentech. Rod *Rhombodinium* Gocht je znám též z oligocénu (H. Gocht, 1956).

Sporové spektrum se svým složením velice podobá spektru zjištěnému ve vzorcích ze chat-aquitánského souvrství v modrokamenské pánvi. (B. Pacltová, 1963). Hojně jsou zastoupeny jehličnaté dřeviny. Vedle zástupců čeledí *Taxodiaceae* a *Cupressaceae* jsou četná pylová zrna rodu *Pinus*, a to jak typ *diploxylon*, tak i typ *haploxylon*. Pravidelně vystupují pylová zrna rodu *Tsuga* (typ *canadensis* i typ *diversifolia*) a *Sciadopitys*, ojediněle pak pylová zrna rodu

Picea, Cedrus a *Podocarpus*. Angiospermy jsou zastoupeny zejména malými trikolporátními pylovými zrny *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.), náležejícími velmi pravděpodobně rodu *Castanea*. Četná jsou též pylová zrna z okruhu *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.), která se řadí k rodu *Quercus*. Dále byla zjištěna pylová zrna rodů *Juglans, Carya, Pterocarya, Engelhardtia, Alnus, Betula, Symplocos* a ojediněle tetrakolporátní pylová zrna z čeledi *Sapotaceae*.

Stejně jako ve všech vzorcích z chat-aquitánského souvrství, které jsem mikroskopovala buď sama nebo jiní pracovníci (P. Snopková, 1961), byly i zde nalezeny svrchnokřídové přeplavené sporomorfy.

Pylové spektrum, i když je vzhledem ke špatnému zachování mikrofosilií poměrně chudé, svědčí o mírně subtropickém klimatu. Toto zjištění je v souladu s výsledky W. Krutzsche (1960 a ústní sdělení), jemuž zde současně děkujeme za konsultaci. W. Krutzsch zjistil ve vzorcích ze svrchnooligocenních lokalit Bitterfeld, čtvrtá lužická sloj a Seifhennershof obdobně chladnomilnější flóru, na základě které uvažuje dokonce o mediterráním klimatu. I toto zjištění nás nutí k úvaze o spíše svrchnooligocenním stáří zkoumaného sedimentu.

Na listu mapy 1:50 000 Slovenská Ľupča zjistil I. Cicha (1960) ve vzorku z okolí Ľubietové (po prvé v této oblasti vůbec) mořskou mikrofaunu spodnomiocenního stáří. Není vyloučeno, že vrstvy u Banské Bystrice patří stejnému sedimentačnímu cyklu a že jistá nejednotnost vyplývá pouze z různé metodiky. Považujeme však za nutné upozornit na to, že z palynologického hlediska nelze svrchnooligocenní stáří vyloučit.

Závěr

Terciérní sedimenty severovýchodně od Banské Bystrice patří třem sedimentačním cyklům: eocennímu, chat-aquitánskému a mladému, zřejmě pliocennímu. Prvé dva cykly jsou mořské, třetí sladkovodní, patrně říční. Prokázáno bylo stáří starších dvou. Na základě palynologických výzkumů byla k eocénu přiřazena uhelná slojka v obci Rudlová.

Chat-aquitán je zastoupen mořskými sedimenty a byl na tomto území zjištěn poprvé. Je tvořen polymiktními štěrky, které do nadloží přecházejí do písků a jílů. Sporové spektrum svědčí o mírně subtropickém klimatu. Někteří zástupci mořského planktonu nebyli dosud nalezeni v miocenních sedimentech. Obě zjištění nevylučují svrchnooligocenní stáří ve smyslu boreálním a jsou v souladu s výsledky německých autorů (W. Krutzsch, 1960; E. Gerlach, 1961), jakož i s výsledky palynologických výzkumů vrtů v modrokamenské hnědouhelné pánvi (B. Pacltová, 1962). Zjištěné souvrství chat-aquitánu potvrzuje, že mořská transgrese v tomto období zasáhla do vnitřních karpatských kotlin dále a rozsáhleji, než bylo dosud známo.

Přírodovědecká fakulta
University Karlovy, Praha

LITERATURA

[1] Andrusov D. (1954): O veku a výplni Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. Sbor. 5/1, Bratislava. — [2] Cicha I. (1950): Zpráva o nálezu spodního mořského vývoje u Lubietové, západně od Banské Bystrice. Věst. Ústř. úst. geol. 35, Praha. — [3] Eisenack A. (1954): Microfossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Histrochosphaerideen. Palaeontographica (Palaeozool.) 105, Stuttgart. — [4] Gerlach E. (1951): Mikrofossilien aus dem Oligozän Nordwestdeutschlands, unter besonderer Berücksichtigung der Histrichosphaeren und Dinoflagellaten. N. Jb. Geol. Paläont. Ab. 112/2, Stuttgart. — [5] Gocht H. (1956): *Rhombodinium* und *Dracodinium*, zwei neue Dinoflagellaten-Gattungen aus dem norddeutschen Tertiär. N. Jb., Geol. Paläont. Abh., Stuttgart. — [6] Horák L. (1959): Geologické poměry území mezi Banskou Bystricou, Sv. Jakubem, Priechodom a Šalkovou. Diplomová práce, Praha. — [7] Kedves M. (1960): Études palynologiques dans le bassin de Dorog, I. Pollen et Spores 2/1, Paris. — [8] Kedves M. (1961). Études palynologiques dans le bassin de Dorog II. Pollen et Spores 3/1, Paris. — [9] Koutek J. — Andrusov D. (1937): O nálezu fauny v paleogénu u Priechoda nedaleko Banské Bystrice. Věst. Ústř. úst. geol. 13, Praha. — [10] Krutzsch W. (1957): Sporen- und Pollen ruppen aus der Oberkreide und Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigrafische Verteilung. Z. angew. Geol. 11/12, Berlin. — [11] Krutzsch W. (1959): Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geologie Jg. 8, Beiheft 21—22, Berlin. — [12] Krutzsch W. (1950): Stratigrafische und klimatologische Bemerkungen zu den Lausitzer und mitteldeutschen Tertiärfloren. Paläont. Z. 34, 1/2. 13. Stuttgart. — [13] Matějka A. — Andrusov D. (1931): Tektonická mapa západních Karpat středního Slovenska na listu Banská Bystrica. Knih. geol. úst ČSR 13 A, Praha. — [14] Pacltová B. (1963): Palynologický výzkum souvrství chatt-aquitan v modrokamenské hnědouhelné panvi, GP zpr. 27. — [15] Pflug H. (1952): Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. Paläont. Z. 26, 1/2, Stuttgart. — [16] Potonié R. (1934): Zur Mikrobotanik des eozänen Humodils des Geiseltals Arbeiten aus d. Inst. für Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine 4:1—164. Berlin. — [17] Seneš J. (1955): Vývoj terciéru na generálnej mape Banská Bystrica. Textová část. Geofond, Praha. — [18] Snopková P. 1961): Palynologický výskum neogénnych sedimentov z okolia Štúrova, Nových Zámkov a Považia. Geol. práce, Zprávy 23; Bratislava. — [19] Štúr D. (1868a): Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag und Granthale. Jb. geol. Reichsanst. Wien. — [20] Štúr D. (1868b): Vorlage d. geol. Karte des oberen Gran und des oberen Waagthales. Verh. geol. Reichsanst., Heft 7:146—147. — [21] Štúr D.: Práce. Vybrané stati. (Slovenský preklad). Vydavateľstvo SAV Bratislava 1960. — [22] Thomson P. W. a Pflug H. (1953): Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Palaeontographica (Palaeophytol) 95:1—138. Stuttgart. — [23] Vysvetlivky ku generálnej mape Banská Bystrica. Rukopis; Geofond v Praze Bratislava 1961.

LUBOMÍR HORÁK—BLANKA PACLTOVÁ

NEUE ERFAHRUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE TERTIÄRER SEDIMENTE NORDÖSTLICH BANSKÁ BYSTRICA

Gelegentlich der detailierten geologischen Kartierung (1:50 000) auf dem Blatt Banská Bystrica gelang es uns einige, das Alter der Sedimente in den Schichten der Umgebung von Banská Bystrica betreffende Fragen zu lösen. Neue Angaben über das Alter der Gesteine, wo bisher keine Fossilien gefunden wurden, werden mit Hilfe palynologischer Methode gewonnen.

Tertiäre Sedimente NO von Banská Bystrica gehören zu den Sedimentationszyklen Eozän, Chatt-aquitan und jungerem Zyklus, wahrscheinlich Pliozän. Die ersten beiden Zyklen vertreten Meersedimente, der dritte offensichtlich ein Süsswasser- wahrscheinlich Fluss-Sediment.

Durch die palynologische Forschung wurde das Eozänalter-(höchstwahrscheinlich mittleres Eozän) der Kohlenflöze aus der Lokalität Nr. 1. (Siehe Karte) Rudlová nordöstlich Banská Bystrica, der Aufschluss bei dem Haus No. 47. bewiesen. (Die Aufzählung der bestimmten Sporomorphen siehe auf S. 127, 128.)

Weiters wurden mit dieser Methode Meersedimente auf der Lokalität Nr. 2. (siehe Karte) im Wegeinschnitt östlich von Rudlová bewiesen. Das Sporenspektrum (siehe den tschechischen Text) zeugt für ein mild-subtropisches Klima und entspricht dem in den Schichten Chatt-Aquitans im Becken Modrý Kameň in der Südslovakei (B. Pacltová 1962) festgestellten Spektrum. Einige bisher festgestellten Vertreter des Meerplanktons wurden nach den bisherigen Erfahrungen in den miozänen Sedimenten nicht gefunden. Beide Feststellungen schliessen das oberoligozäne Alter der Ablagerungen (im borealen Sinne) nicht aus und sind im Einklang mit den Resultaten der deutschen Autoren (W. Krutzsch 1960, E. Gerlach 1961) und auch mit den Ergebnissen der palynologischen Forschungen der Bohrungen im Braunkohlenbecken Modrý Kameň (B. Pacltová 1962).

Diese festgestellte Schicht Chatt-Aquitans bestätigt dass die Meertransgression in dieser Periode in die inneren Karpathenbecken eingegriffen hat.

Für die freundl. Konsultation und Verleihung des Vergleichsmaterials danken wir Herrn Dr. W Krutzsch, Berlin.

Naturwissenschaftliche Fakultät
der Karlsuniversität, Prag.

MARGITA VAŇOVÁ

GROSSFORAMINIFEREN VON SOLOŠNICA

(Tafel V—VI)

Bei der Bearbeitung der Nummuliten aus der basalen transgressiven Lithofazies des Zentralkarpatischen Paläogens im Gebiete von Kleinen Karpaten, stellte ich im Steinbruch südlich von der Gemeinde Sološnica ein Vorkommen von für diese Fazies ungewohnten Arten der Grossforaminiferen fest.

Das paläogene Meer transgredierte da auf den unebenen, verkarsteten Raštúner Kalkstein anisischen Alters. Es liess klein- bis feinkörnige, kalkige, braungraue Konglomerate mit reichen, fast massenhaften Vorkommen von Grossforaminiferen, zurück. Obwohl sie stellenweise bis in gesteinsbildener Menge vorkommen, ist die Vertretung der Arten sehr arm. Die mikro- und makrosphärischen Formen sind annähernd gleich vertreten.

Ich bestimmte:

Alveolina sp.	B, A	selten
Nummulites burdigalensis burdigalensis Harpe	B, A	zahlreich
Nummulites cf. *inkermanensis* Schaub	B	vereinzelt
Nummulites partschi partschi Harpe	B	vereinzelt
Assilina placentula (Deshayes)	B, A	zahlreich
Discocyclina sp.		vereinzelt

Diese an Arten arme Bioassoziation unterscheidet sich durch ihre Zusammensetzung vollkommen von den bisher bekannten, aus der basalen transgressiven Lithofazies des Zentralkarpatischen Paläogens angeführten Bioassoziationen. Aus dieser Fazies sind bisher Grossforaminiferen mit jüngerer zeitlicher Verbreitung bekannt (Cizancourt 1948; Bieda 1957; Vaňová 1962).

Die in Sološnica gefundenen Arten *N. burdigalensis burdigalensis* Harpe und *N. partschi partschi* Harpe führt Bieda (1960) aus dem Untereozän

in dem klippennahen Flysch in der Ostslowakei, zusammen mit den für das Untereozän typischen Nummuliten, an. Die Art *N. partschi partschi* führt Bieda (1957) auch aus den feinkörnigen Brekzien im Flysch auf der Lokalität Beňadiková (Probe No 1) an. Da kommt er zusammen mit den mittel- und obereozänen Nummuliten vor.

Über die stratigraphische Verbreitung der Arten *N. burdigalensis burdigalensis* Harpe, *N. partschi partschi* Harpe und *Assilina placentula* (Deshayes) finden wir in der Literatur mehrere Erwähnungen. *N. burdigalensis burdigalensis* Harpe kommt im unteren und in nächstuntereren Horizonten des Mitteleozäns vor (Nemkov 1955, Bieda 1960). Schaub (1951) führt ihn aus dem Cuisien, Golev und Chloponin (1961) aus dem Untereozän an. *N. partschi partschi* Harpe tritt nach Bieda (1960) vom unteren Teil des Untereozäns bis in den unteren Teil des Obereozäns, nach Golev — Chloponin (1961) im Unter- und Mitteleozän und nach Schaub (1951) im oberen Teil des unteren Yprésiens und im Cuisien auf. *Assilina placentula* (Deshayes) fand man im Unter- und Mitteleozän (Nemkov 1955). Bieda (1959) führt diese Art aus dem Untereozän und Schaub (1960) aus dem Cuisien an.

Aus der kurzen Übersicht der stratigraphischen Verbreitung der bestimmten Formen sieht man, dass es sich um Arten handelt, die keinen eindeutig begrenzten Altersdiapason besitzen. Einzelne Autoren (Nemkov 1955; Golev — Chloponin 1961) stützen sich bei der Einreihung ihrer Vorkommen in das Mitteleozän auf die mitteleozänen Begleitarten.

Die feinkörnigen, kalkigen Konglomerate aus dem Steinbruch, südlich von der Gemeinde Sološnica, konnten der stratigraphischen Verbreitung der bestimmten Arten nach im Cuisien* bis in der Basis des Mitteleozäns sedimentieren. Die untere und obere Zeitgrenze der Sedimentation gibt die Art *Nummulites burdigalensis burdigalensis* an. Die Abwesenheit der mitteleozänen Begleitarten in der angeführten Bioassoziation begrenzt den Verlauf der Sedimentation im älteren Zeitalter als Mitteleozän.

Wenn man bei weiteren paläontologischen Untersuchungen der Art *Nummulites inkermanensis* Schaub auch Exemplare mit kleinerer Dicke, als die Topotypen aus der Lokalität Inkerman (Golev — Chloponin 1961) besitzen, findet und wenn man die Möglichkeit verschiedenen Wuchses der Dicke des Dorsalstranges im Verlauf des juvenilen bis senilen Stadiums zulässt, werde ich die Form *N.* cf. *inkermanensis* mit Bestimmtheit der Art *Nummulites inkermanensis* Schaub beiordnen können. Die Anwesenheit dieser Art in der Bioassoziation von Sološnica dürfte für den Verlauf der Sedimentation im unteren Lutétien sprechen. Wegen der Abwesenheit weiterer Begleitformen des mitteleozänen Alters, stelle ich die feinkörnigen, kalkigen Konglomerate von Sološnica ins Cuisien (im Sinne Dollfus' 1880).

Die angeführte Bioassoziation von Sološnica verschiebt den Anfang der Trans-

---

* Cuisien im Sinne Dollfus' 1880 (Papp A., 1959: Tertiär, I. Teil; Grundzüge regionaler Stratigraphie, in Handbuch der stratigraphischen Geologie III, S. 10).

gression des paläogenen Meeres im Gebiete von Kleinen Karpaten aus dem oberen Lutétien ins Cuisien, im Falle der Identität der Form *Nummulites* cf. *inkermanensis* mit der Art *N. inkermanensis* Schaub in das untere Lutétien**. Aus diesem Grunde wird es notwendig sein in der Zukunft erhöhte Aufmerksamkeit der Bearbeitung weiterer Bioassoziationen der Grossforaminiferen aus diesem Gebiete zu widmen, um die Stratigraphie der basalen transgressiven Lithofazies des Zentralkarpatischen Paläogens präzisieren zu können.

Paläontologische Beschreibung der Arten

Nummulitidae Carpenter, 1859 — Nummulites Lamarck, 1801

Nummulites burdigalensis burdigalensis Harpe, 1926

(Taf. V., Abb. 1—13)

B — Form

1926 *Nummulina burdigalensis* n. sp.; Ph. Harpe—P. Rozlozsnik: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. — p. 71.

1933 *Nummulina parva* Douvillé, forma B; F. Bieda: Sur quelques petites Nummulines de Gan. — p. 180, tab. 13, fig. 5—7.

1951 *Nummulites burdigalensis* Harpe; H. Schaub: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches; — p. 113, text. fig. 13, 74—81, tab. 1, fig. 13—17, tab. 2, fig. 1—3, 5—8, tab. 3, fig. 1.

1960 *Nummulites gallensis* Heim subsp. *burdigalensis* subsp. nov.; Golev B. T.—Chloponin K. L.: O nomenklature i otličitelnych priznakach nekotorych granulirovannych nummulitov. — p. 105, tab. 1, fig. 4—7, tab. 2, fig. 1—3, tab. 3, fig. 2.

Material: Äquatorialschnitte, die durch die Glühung von den aus dem feinkörnigen Konglomerat isolierten Nummuliten verfertigt wurden. Stückzahl 17 Legit: Geologisches Institut Dionýz Štúrs, Bratislava.

Äusseres: Die Dimensionen der Exemplare $\frac{\text{Durchmesser}}{\text{Dicke}}$ schwanken zwischen $\frac{3{,}2-5}{1-2}$ mm, am häufigsten kommen Exemplare in der Dimension $\frac{3{,}7}{1{,}4-2}$ mm vor. Die Schalen besitzen eine mässig bauchige, linsenförmige Gestalt mit einem schmalen, abgerundeten Rand. Aus dem Pol der Schale kommen strahlenförmige, wenig regelmässige Septalstreifen heraus. Die Oberfläche der Schalen ist mit Pfeilern bedeckt. Die Pfeiler sind am Pol konzentriert, in der Richtung zum Rand der Schale liegen sie auf den Septalstreifen. Die Ausprägung der Verzierung der Schale ist verschieden, es herrschen Exemplare mit weniger ausgeprägter Verzierung vor.

Inneres: Auf dem Äquatorialschnitt kann man beobachten, dass einzelne

**Lutétien im Sinne de Lapparents 1883 (Papp A., 1959).

Exemplare von Sološnica verschieden eng aufgerollten Dorsalstrang besitzen. Auf der beigeschlossenen Tafel führe ich bei allen gemessenen Exemplaren die Länge des Radius auf jeden Umgang separat an. Aus den abgemessenen Werten sieht man, dass der Schritt der Umgänge bei einzelnen Exemplaren in kleinen Spannen schwankt, wobei alle Exemplare, ausser der Probe No 23 und 10 eine dichter gewundene Spiralwand, als die typischen Exemplare der Art *Nummulites burdigalensis burdigalensis* H a r p e besitzen. Um den Vergleich zu ermöglichen, führe ich in letzten zwei Zeilen auf der beigeschlossenen Tafel Werte (die Grössen der Radien) an, die auf den Schaubs Exemplaren der Art *Nummulites burdigalensis burdigalensis* H a r p e, welche auf den Fig. 75 und 76, Seite 115 der Arbeit *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches* (1951) abgebildet sind, abgemessen wurden.

Die Dicke des Dorsalstranges ist sehr variabel. Bei einzelnen Exemplaren ist sie fast in jedem Umgange verschieden. Sie schwankt zwischen 4/5 bis 1/3 der Kammerhöhe. Am häufigsten beträgt sie 1/2 der Kammerhöhe. In einem Fall verdünnt sie sich und misst bloss 1/5 der Kammerhöhe.

Radiuslänge in den Windungen III—IX bei den Exemplaren N. burdigalensis de la Harpe f. B, von Sološnica in mm

Nr. Pr	Windung						
	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
11	0,1008	0,2632	0,5264	0,7140	1,1004		
24	0,1020	0,2504	0,4080	0,6832	1,3888		
14	0,1064	0,2548	0,4928	0,8428	1,1256		
17	0,1148	0,2604	0,5432	0,8120			
16	0,1148	0,2884	0,4076	0,7504	1,0836	1,4364	1,8956
18	0,1148	0,2884	0,5488	0,8652	1,2124	1,5848	2,0356
37	0,1316	0,2744	0,5124	0,8512	1,2396		
21	0,1316	0,2884	0,5544	0,8120	0,9124	1,5988	
20	0,1568	0,3192	0,6524	0,9240	1,3552		
23		0,3276	0,6272	0,9572	1,3888	2,3220	
19	0,1596	0,3948	0,6440	0,9044	1,3712		
31	0,1608	0,3276	0,5488	0,7404	1,0976		
15	0,1764	0,3500	0,4288	0,9464			
10	0,1848	0,4408	0,8232	1,1844	1,4308		
Schaub (1951) Abb. 75, S. 115	0,2800	0,3200	0,6500	0,9200			
Schaub (1951) Abb. 76, S. 115	0,1440	0,3200	0,5920	0,9760	1,4320	1,7800	2,344

Mässig gebogene, kurze Septen teilen die wenig regelmässigen Kammern voneinander. Bei einzelnen Exemplaren sind im dritten und vierten Umgang prozentuell beiläufig gleich die Kammern mit grösserer Höhe, isometrische Kammern

und Kammern mit grösserer Länge vertreten Vom fünften Umgang an kommen die höheren Kammern selten und die isometrischen und längeren Kammern häufig vor.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{3-4}{3}$; $\frac{3-5}{4}$; $\frac{4-7}{5}$; $\frac{4-6}{6}$; $\frac{4-7}{7}$; $\frac{8}{8}$.

A — Form

1925 *Nummulina burdigalensis* n. sp., Ph. Harpe—P. Rozlozsnik: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. — p. 72.

1933 *Nummulina parva* Douvillé; F. Bieda: Sur quelques petites Nummulines de Gan. — p. 182, tab. 13, fig. 3—4.

1951 *Nummulites burdigalensis* Harpe; H Schaub: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. — p. 113, text. fig. 83—88, tab. 3, fig. 3—5.

1960 *Nummulites gallensis* Heim subsp. *burdigalensis* subsp. nov.; B. T. Golev—K. L. Chlonin: O nomenklature i otličitelnych priznakach nekotorych granulirovannych numulitov. — p. 105, tab. 1, fig. 1—3.

Material: Äquatorialschnitte, die durch die Glühung von den aus dem feinkörnigen Konglomerat isolierten Nummuliten verfertigt wurden. Stückzahl: 7.

Legit.: Geologisches Institut Dionýz Štúrs.

Äusseres: Der Durchmesser der Schalen schwankt zwischen 1,7—2,8 mm, die Dicke zwischen 0,9—1,3 mm. Die Oberfläche besitzt eine wenig ausgeprägte Verzierung. Die Septalstreifen verlaufen von dem Pol zum Rand der Schale. Die Pfeiler kann man bloss im Zentrum der Schale beobachten.

Inneres: Äquatorialschnitt. Die Spirale ist weiter aufgerollt, 2 Umgänge kommen auf einen Radius von 0,72—0,8 mm, 3 Umgänge auf einen Radius vom 1,15—1,5 mm. Die Dicke des Dorsalstranges schwankt zwischen 1/3—3/4 der Kammerhöhe. Die geraden, schwach gebogenen Septen teilen die isometrischen, oder nur wenig längeren Kammern voneinander. Die Megalosphäre besteht aus zwei Kammern. Die erste Kammer ist grösser, kugelig und misst 0,19—0,29 mm. Die zweite ist kleiner und misst 0,14—0,19 mm.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{2-3}{1}$; $\frac{3-4}{2}$; $\frac{4-5}{3}$.

Nummulites cf. *inkermanensis* Schaub, 1951

(Taf. V, Abb. 14)

Material: Ein Äquatorialschnitt, der durch die Glühung von dem aus dem feinkörnigen, kalkigen Konglomerat isolierten Nummulit verfertigt wurde.

Legit.: Geologisches Institut Dionýz Štúrs.

Äusseres: Die Schale hat eine mässig bauchige Linsenform (Durchmesser 4,4, Dicke 1 mm). Auf der Oberfläche kann man wenig ausgeprägte, strahlenförmige Septalstreifen und sehr schwach entwickelte, im Zentrum konzentrierte Pfeiler beobachten.

Äquatorialschnitt: Auf den Radius von 1,96 mm zählt man 7 Umgänge. Der Dorsalstrang ist sehr dick. Im dritten und vierten Umgang besitzt er um 5/10 grössere Dicke, als die Kammerhöhe beträgt. Im fünften und sechsten Umgang gleicht er 4/5 der Kammerhöhe. Im siebten Umgang ist er am dünnsten, nimmt 2/3 der Kammerhöhe ein. Die Septen sind im unteren Teil gerade, im oberen Teil sind sie mässig zurückgebogen. Die Kammern sind isometrisch, im vorletzten Umgang besitzen sie oft grössere Länge als Höhe.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{4}{3}$; $\frac{5}{4}$; $\frac{6}{5}$; $\frac{6-7}{6}$; $\frac{8-9}{7}$.

Bemerkung: Das Exemplar von Sološnica unterscheidet sich von der Art *Nummulites inkermanensis* durch kleinere Dicke der Schale (die von Golev – Chloponin, 1961 angeführten Topotypen besitzen den Durchmesser von 4,5–5 mm auf die Dicke von 2 mm) und durch grössere Dicke des Dorsalstranges im dritten und vierten Umgang. Bei meinem Exemplar nimmt die Dicke des Dorsalstranges in der Richtung zur Peripherie der Schale almählich ab. Bei den Golovs Topotypen (Golev – Chloponin 1961, Taf. VI, Abb. 4b, 5a, 6) ist der Dorsalstrang in ersten Umgängen dünner, in der Richtung zum Rand der Schale wird er nach und nach dicker.

Im Zusammenhang mit häufigem Vorkommen der Art *N. burdigalensis burdigalensis* muss man auch darüber nachsinnen, ob dieses Exemplar nicht auch einen *N. burdigalensis* mit einem abnormal dicken Dorsalstrang darstellt.

Nummulites partschi partschi Harpe, 1880

(Tafel VI, Abb. 7)

1929 *Nummulina granifera* Douvillé; P. Rozlozsnik: Studien über Nummulinen – p. 114, tab. 2. fig. 5, tab. 7, fig. 2, 6, 10, 12.

1934 *Nummulina Partschi* Harpe; Sur Nummulina partschi de la Harpe et N. gallensis Heim – p. 294, tab. 21, fig. 4–6.

1951 *Nummulites partschi* Harpe; H. Schaub: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches – p. 140, text. fig. 159–165, tab. 3, fig. 16–18, tab. 4, fig. 1–2.

1961 *Nummulites partschi* Harpe; B. T. Golev–K. L. Chloponin: O nomenklature i otličitelnych priznakach nekotorych granulirovannych nummulitov – p. 109, tab. 4, fig. 14, 15, tab. 5, fig. 1–4.

B – Form

Material: Ein Äquatorialschnitt, durch die Glühung verfertigt*.

Legit.: Geologisches Institut Dionýz Štúrs, Bratislava.

Äusseres: Das bestimmte Exemplar wurde bei der Isolierung aus dem Nebengestein stark beschädigt. Der Durchmesser der Schale beträgt 6,7 mm, die Dicke 2,1 mm. Auf der Oberfläche kann man wenig ausgeprägte Septalstreifen und Pfeiler beobachten. Die Septalstreifen verlaufen regelmässig vom Pol zur Peripherie der Schale. Die Pfeiler sind in kleinerer Zahl im Zentrum konzentriert.

* Diese Art kommt in den feinkörnigen Konglomeraten von Sološnica bloss vereinzelt vor; es ist mir nicht gelungen grössere Zahl gut erhaltener Exemplare zu gewinnen.

Auf der übrigen Oberfläche der Schale kommen sie selten vor und sind auf den Septalstreifen unregelmässig angeheftet.

Äquatorialschnitt: Der Dorsalstrang besitzt die Anzeichen der Beschädigung des Exemplars während des Lebens. Auf den Radius von 4,7 mm zählen wir 9 Umgänge. Die Dicke des Dorsalstranges schwankt zwischen 2/5—1/6 der Kammerhöhe. Die Septen sind dünn, im oberen Teil bedeutend gebogen, sie nehmen bogenförmig Richtung auf den Dorsalstrang des vorhergehenden Umganges. Sie teilen die engen Kammern voneinander. Der Kammerindex 1,8—1 weist auf die Unregelmässigkeit der Kammern hin.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{5—7}{5}$; $\frac{7}{6}$; $\frac{8}{7}$; $\frac{9}{8}$; $\frac{12}{9}$.

Assilina d'Orbigny, 1826

Assilina placentula (Deshayes), 1838

(Taf. VI, Abb. 1—6)

B — Form

1853 *Nummulites granulosa* d'Archiac; A. Archiac—J. Haime: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde — p. 151, partim. tab. 10, fig. 11, 16, 17, 19.

1926 *Assilina granulosa* d'Archiac; L. Doncieux: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de Hérault — p. 48, tab. 5, fig. 27—29.

1951 *Assilina placentula* (Deshayes); H. Schaub: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches — p. 209, tab. 9, fig. 1.

1960 *Assilina placentula* (Deshayes); J. H. Ziegler: Die Assilinen des Eozäns von Kressenberg in Oberbayern — p 219, tab. 1, fig. 1—3.

Material: Äquatorialschnitte, die durch die Glühung von den aus dem feinkörnigen Konglomerat isolierten Assilinen verfertigt wurden. Stückzahl: 6. Legit.: Geologisches Institut Dionýz Štúrs.

Äusseres: Die Exemplare erreichen keine grossen Dimensionen, der Durchmesser beträgt 5,6—6,1 mm, die Dicke 1,3 mm. Die Schale ist flach, im Zentrum schwach konkav, der Rand ist abgerundet. Die Oberfläche ist mit Pfeilern bedeckt. Die Pfeiler sind bei einzelnen Exemplaren verschieden intensiv entwickelt. Am Pol sind sie mächtiger und dicht konzentriert. Gegen die Peripherie zu verfolgen sie den Rand des Dorsalstranges und die Septen in einzelnen Windungen.

Äquatorialschnitt: Der Dorsalstrang ist so entwickelt, wie bei den durch Schaub (1951, Seite 210) angeführten Topotypen. Auf den Radius von 2,8—3,6 mm kommen 9—10 Umgänge. Die Dicke des Dorsalstranges beträgt 1/2—1/4 der Kammerhöhe. Die Septen haben veränderliche Form. Sie sind entweder gerade, bloss im oberen Teil schwach gebogen (Abb. 2, Taf. VI), oder schon im unteren Teil mässig geneigt und im oberen Teil ausgeprägt zurückgebogen. Die Kammern sind isometrisch, etwas höher, als breit.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{4}{3}$; $\frac{4—5}{4}$; $\frac{5—6}{5}$; $\frac{4—6}{6}$; $\frac{4—6}{7}$; $\frac{5—7}{8}$,

A — Form

1853 *Nummulites Leymeriei* nov. spec.; A. Archiac—J. Haime: Monographie des Nummulites. — p. 153, partim, tab. 11, fig. 9a—c. 10a—b, 11, 12.

1826 *Assilina Leymeriei* d'Archiac; L. Doncieux: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. — p. 51, tab. 5, fig. 30—35.

1951 *Assilina placentula* (Deshayes); H. Schaub: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. — p. 210, text. fig. 319—322, tab. 9, fig. 2—11.

1960 *Assilina placentula* (Deshayes); J. H. Ziegler: Die Assilinen des Eozäns von Kressenberg in Oberbayern. — p 220, tab. 1, fig. 4—8, fig. 3—5.

Material: Äquatorialschnitte, die durch die Glühung von den aus dem feinkörnigen Konglomerat isolierten Assilinen verfertigt wurden. Stückzahl: 5.
Legit.: Geologisches Institut Dionýz Štúrs.

Äusseres: Durchmesser der Schalen 3—3,2 mm, Dicke 1 mm. Die Exemplare besitzen flache Linsenform mit abgerundetem Rand. Im Zentrum ist eine leichte Vertiefung. Die Oberfläche ist mit schwach ausgeprägten Pfeilern bedeckt, die auf dem Pol konzentriert sind. Gegen die Peripherie zu sind sie spiralig angeordnet. Am Rand der Schalen beobachtet man wenig ausgeprägte Stäbchen.

Äquatorialschnitt: Auf den Radius von 1.2—1,5 mm kommen 3 Umgänge. Die Dicke des Dorsalstranges beträgt 1/4—2/5 der Kammerhöhe. Die Megalosphäre besteht aus zwei Kammern. Die erste Kammer ist grösser, kugelig (Durchmesser 0,23—0,26 mm), die zweite kleiner (Durchmesser 0,15—0,16 mm). Die Septen sind im unteren Teil leicht geneigt, im oberen Teil mehr zurückgebogen. Die Kammern sind im ersten Umgang isometrisch, in übrigen Umgängen 1,3—2 mal höher.

Septenzahl in 1/4 der Windung: $\frac{2}{1}$; $\frac{3—5}{2}$; $\frac{4—6}{3}$.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

LITERATÚRA

[1] d'Archiac M. A., 1850: Histoire des progrès de la géologie III. Paris. — [2] d'Archiac M. A. — Haime A., 1853: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précedée d'un resumé géologique et d'une monographie des Nummulites. Paris. — [3] Belmustakov E., 1959: Les fossiles de Bulgarie VI, paleogène. Grandes foraminifères. Académie des sciences de Bulgarie, Sofia. — [4] Bieda F., 1931: O kilku numulinach z Karpat czechosłowackich. Věstník SGÚ, Praha. — [5] Bieda F., 1933: Sur quelques petites Nummulines de Gan. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, Série B, Cracovie. — [6] Bieda F., 1934: Sur Nummulina Partschi de la Harpe et N. gallensis Heim. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, Série B, Cracovie. — [7] Bieda F., 1938: Les nummulines des schichtes ménilitiques de Seletyn (Boukovine, Roumanie). Bulletin du Service Géologique de Pologne IX/2, Warszawa. — [8] Bieda F., 1957: Fauna velkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geologický sborník VIII/1, Bratislava. — [9] Bieda

F., 1959: Nummulites of the Magura series (Polish Western Carpathians). Institut geologiczny, Biuletyn 131, Warszawa. — [10] Bieda F., 1959: Fauny numulitové w eocene tatrzańskim. Z badan geologicznych w Karpatach IV, Warszawa. — [11] Bieda F., 1960: Veľké foraminifery prúdtesového flyša na východnom Slovensku. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [12] Bieda F., 1960: Duże otvornice eocenu tatrzańskego. Manuscript. — [13] Boussac J., 1911: Études paléontologiques sur le nummulitique Alpin. Mémoire pour servir á l'explication de la carte géologique detailée de la France, Paris. — [14] Cizancourt de M., 1918: Nummulitidae a Orbitoidae eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku. Práce ŠGÚ, 17, Bratislava. — [15] Deshayes H., 1838: Description des coquilles fossiles recueillies en Crimée par M. de Verneuil. Mémoires de la Société géologique de France, Paris. — [16] Doncieux L., 1926: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. Annales de l'Université de Lyon. — [17] Douvillé H., 1919: L'Eocéne inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. Mémoire pour servis á l'explication de la carte géologique detailée de la France, Paris. — [18] Golev B. T. — Chloponin K. L., 1961: O nomenklature i otličitelnych priznakach nekotorych granulirovannych nummulitov. Voprosy mikropaleontologii 4, Moskva. — [19] Harpe de la Ph. 1880: Notes sur les Nummulites partschi et Oosteri de la H. Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles 17, Lausanne. — [20] Harpe de la Ph., 1881, 83: Études des Nummulites de la Suisse et révision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina. Mémoires de la Société paléontologique Suisse VII, VIII, X, Genève. — [21] Harpe de la Ph — Rozlozsnik P., 1926: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. A magyar Földtani intézet Évkönyve XXVII/1, Budapest. — [22] Kopek G. — Kecskeméti T., 1960: A Bakonyi eocén szintezése nagyforaminiferák alapján. Földtani közlöny 90/4, Budapest. — [23] Nemkov G. I., 1955: Nummulity i Orbitoidy pokutsko-marmarošských Karpat i severnej Bukoviny. Materialy po biostratigrafii zapadnych oblastej Ukrajinskoj SSR. — [24] Rozlozsnik P., 1929: Studien über Nummulinen. Geologica Hungarica, series paleontologica 2, Budapest. — [25] Schaub H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichti ung der palaeocaenen und unterreocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweizerische palaeontologische Abhandlungen 68, Basel. — [26] Schaub H., 1955: Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen. Eclogae geologicae Helvetiae 48, Basel. — [27] Schaub H., 1960: Über einige Nummuliten und Assilinen der Monographie und der Sammlung d'Archiac. Eclogae geologicae Helvetiae 53, Basel. — [28] Vaňová M., 1962: Veľké foraminifery z centrálno-karpatského paleogénu z lokalít Huty pri Zuberci, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Miklušovce. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [29] Ziegler J. H., 1960: Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern. Geologica bavarica 44, München.

MARGITA VAŇOVÁ

VEĽKÉ FORAMINIFERY ZO SOLOŠNICE

(Tab. V—VI)

Pri spracovávaní numulitov z bazálnej transgresívnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu v oblasti Malých Karpát som zistila v kameňolome J od Sološnice pre túto fáciu nezvyklé druhy foraminifer.

Paleogénne more tu transgredovalo na nerovný skrasovatený raštúnsky vápenec aniského veku. Zanechalo jemno až drobnozrnné vápnité zl pence hnedosivej farby, s bohatým, temer masovým výskytom veľkých foraminifer; ich druhové zastúpenie je však veľmi chudobné. Mikro a makroštérické formy sú početne približne rovnako zastúpené Určila som:

Alveolina sp.	B A	zriedkavo
Nummulites burdigalensis burdigalensis Harpe	B A	hojne
Nummulites cf. *inkermanensis* Schaub.	B	ojedinele
Nummulites partschi partschi Harpe	B	ojedinele
Assilina placentula (Deshayes)	B A	hojne
Discocyclina sp.		ojedinele

Táto druhove chudobná bioasociácia sa zložením líši od bioasociácií, uvádzaných z bazálnej transgresívnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu. Dosiaľ sú z nej známe veľké foraminifery mladšieho veku (Cizancourt 1948; Bieda 1957; Váňová 1962). Najstaršie, avšak priebežne formy s veľkým vekovým diapozónom, sú *N. rotularius rotularius* Deshayes a *N. varialarius varialarius* (Lamarck); z mladších sú to *N. perforatus perforatus* (Montfort), *N. perforatus sismondai* Archiac, *N. millecaput millecaput* Boubée, *N. puschi* Archiac, *N. gallensis* Heim, *N. striatus striatus* (Brugière), *N. semicostatus* (Kaufmann). *N. incrassatus incrassatus* Harpe, *N. garnieri* Boussac, *N. pulchellus* Harpe a *N. fabianii* (Prever).

Nummulites burdigalensis burdigalensis Harpe a *N. partschi partschi* Harpe, nájdené v Sološnici, uvádza Bieda (1960) zo spodného eocénu priútesového flyša na východnom Slovensku spolu s numulitmi, typickými pre spodný eocén, ako sú napr. *N. planulatus planulatus* (Lamarck), *N. exilis exilis* Douvillé. *N pustulosus* Douvillé, *N. aquitanicus* Benoist. Druh *Nummulites partschi partschi* uvádza Bieda (1957) tiež z drobnozrnných brekcií vo flyši na lokalite Beňadiková (vzorka č. 1), kde sa vyskytuje spolu s mladšími numulitmi ako *N. millecaput millecaput* Boubée, *N. incrassatus incrassatus* Harpe, *N. chavannesi* Harpe a *N. fabianii* (Prever).

Pred stratigrafickým zaradením drobnozrnných vápnitých zlepencov z kameňolomu v Sološnici zmieňme sa o stratigrafickom rozšírení určených druhov.

Schaub (1951) považuje druh *N. burdigalensis burdigalensis* Harpe za vedúci druh pre cuis. Nemkov (1955) okrem výskytu v spodnom eocéne (Inkerman) ho spomína i z bázy stredného eocénu v okolí Tbilisi. Bieda (1950) ho uvádza zo spodného eocénu, kým výskyt v strednom eocéne považuje za otázny. Golev—Chloponin (1961) nezlučujú druhy *N. burdigalensis* a *N. gallensis* dovedna do druhu *Nummulites gallensis*, ale prvý uvádzajú ako poddruh druhu *N. gallensis* Heim a označujú ho ako *N. gallensis* Heim subsp. *burdigalensis* subsp. nov.; považujú ho za typický pre spodný eocén, kým *N. gallensis* za typický pre stredný eocén.

N. partschi partschi Harpe je rozšírený vo vrchnej časti spodného ypresu a v cuise flyša z okolia Schlieren (Schaub 1951). Bieda (1960) uvádza pre tento druh stratigrafický rozsah od strednej časti spodného eocénu až do spodnej časti vrchného eocénu. Golev—Chloponin (1961) ho spomínajú zo spodného a stredného eocénu. Predpokladajú, že Biedom spomínaný výskyt druhu *N partschi* na lokalite Selatyn (Bukovina) je v preplavenej bioasociácii.

Nemkov (1955) uvádza druh *Assilina placentula* (Deshayes) zo spodného a stredného eocénu, Bieda (1959) zo spodného eocénu, a Schaub (1960) z cuisu.

Z tohto stručného prehľadu vidno, že ide o druhy, ktoré nemajú jednoznačne vymedzený vekový diapozón. Jednotliví autori (Nemkov 1955; Golev—Chloponin 1961) pri ich zaradení do stredného eocénu vychádzali sa o sprievodné stredno-eocénne druhy.

Jemnozrnné vápnité zlepence z kameňolomu J od Sološnice sa mohli podľa určených druhov usadiť od cuisu* až do stredného eocénu. Spodnú a vrchnú vekovú hranicu sedimentácie

---

* Cuisien v zmysle Dollfusa 1880 (Papp A., 1959).

udáva druh *N. burdigalensis burdigalensis*. Neprítomnosť strednoeocénnych sprievodných druhov v uvedenej bioasociácii svedčí o tom, že sedimentácia prebiehala pred stredným eocénom.

Ak sa u druhu *N. inkermanensis* Schaub zistia aj exemplár s menšou hrúbkou schránky, než majú to otypy z lokality Inkerman (Golev—Chloponin 1961) a s rozličným rastom hrúbky špirálnej laminy v priebehu juvenilného až senilného štádia, budem môcť formu *N.* cf. *inkermanensis* s určitosťou priradiť k druhu *N. inkermanensis* Schaub. Jeho prítomnosť v bioasociácii zo Sološnice by hovorila o sedimentácii v spodnom lutéte. Zatiaľ pre neprítomnosť ďalších sprievodných foriem strednoeocénneho veku, zaraďujem tieto zlepence zo Sološnice do cuisu (v zmysle Dollfusa 1880).

Na základe tejto bioasociácie zo Sološnice posúva sa začiatok transgresie paleogénneho mora v oblasti Malých Karpát z vrchného lutétu do cuisu (v prípade totožnosti formy *N.* cf. *inkermanensis* Schaub s druhom *N. inkermanensis* do spodného lutétu).* Preto spracovaniu ďalších bioasociácií veľkých foraminifer z tohto územia treba venovať zvýšenú pozornosť, aby sa mohla spresniť stratigrafia bazálnej transgresívnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu.

Erklärungen zu den Taf. V—VI

Taf. V

Abb. 1—12. *Nummulites burdigalensis* de la Harpe Form B: 1 — Prep. No 6 Oberfläche, 2 — dtto Equatorialschnitt; 3 — Prep. No 31 Oberfläche (juven. Exemplar), 4 — dtto Equatorialschnitt; 5 — Prep. No 21 Oberfläche, 6 — dtto Equatorialschnitt; 7 — Prep. No 23 Oberfläche, 8 — dtto Equatorialschnitt; 9 — Prep. No 18 Oberfläche, 10 — dtto Equatorialschnitt; 11 — Prep. No 19 Oberfläche, 12 — dtto Equatorialschnitt. — Abb. 13. *Nummulites burdigalensis* Form A, Prep. No 29 Equatorialschnitt. — 14. *N.* cf. *inkermanensis* Schaub Form B, Prep. No 22 Equatorialschnitt.

Taf. VI.

Abb. 1—4. *Assilina placentula* (Desh.) Form B: 1 — Prep. No 1 Oberfläche, 2 — dtto Equatorialschnitt; 3 — Prep. No 4 Oberfläche, 4 — dtto Equatorialschnitt; Abb. 5—6. *Assilina placentula* (Desh.) Form A: 5 — Prep. No 2 Oberfläche, 6 — dtto Equatorialschnitt; Abb. 7. *Nummulites partschi* de la Harpe Form B, Prep. No 25 Equatorialschnitt. Alle Abbildungen sind 10 fach vergrössert. Foto Krippel—Vaňová.

---

* Lutetien v zmysle Lapparenta (1883) (Papp A., 1959).

PAVEL ČTYROKÝ—OLDŘICH FEJFAR

FAUNA PÍSKŮ A PÍSKOVCŮ KARPATSKÉ FORMACE U DOLNÍCH NĚTČIC V KARPATSKÉ ČELNÍ HLUBINĚ

(Tab. VII—VIII)

V rámci biostratigrafických výzkumů v karpatské čelní hlubině na Moravě byly v roce 1950 provedeny sběry v litorálních sedimentech karpatské formace v Dolních Nětčicích na severní Moravě. V této práci je podáno podrobné paleontologické zpracování význačných druhů. Geologické poměry na lokalitě popsal a zpracování bezobratlých provedl Pavel Čtyroký, nález suchozemského savce Oldřich Fejfar.

Stratigrafickou posicí miocenních sedimentů v okolí Dolních Nětčic se ze starších autorů zabývali J. Klvaňa (1897) a V. Uhlig (1903). Uhlig označil tyto sedimenty jako „pektenové pískovce" a zařadil je do II. mediterranu. Později sa zabýval miocenními sedimenty v přilehlé oblasti A. Liebus (1924). V poslední době provedl zhodnocení fauny z nětčických písků J. Kalabis (1959, 1960) a J. Tejkal (1959).

Kalabis uvádí z Nětčic tyto druhy: *Vioa* ?, *Ditrupa cornea* (L.), *Balanus tintinnabulum* (L.)?, *Patella* sp., *Turritella* sp., *Chlamys seniensis scabrella* (Lmk)., *Chlamys multistriata* (Poli), *Ostrea* sp. (menší typ), *Ostrea* sp. (větší typ), *Ostrea lamellosa* (Brocchi), *Codokia haidingeri* (Hörnes), *Panopea menardi* (Desh.), *Aloidis gibba* (Olivi). Z žralokovitých ryb uvádí formy *Notidanus primigenius* Agassiz, *Odontaspis cuspidata* (Agassiz), *Galeocerdo aduncus* Agassiz, z ryb kostnatých druhy *Sparus cinctus* (Agassiz), *Diplodus jomnitanus* Valenciennes a *Trigonodon* sp.

Tejkal (1959) uvádí podle vlastního určení i výsledků Kalabisových druhy: *Patella* sp. ? = ? *Fissurella* sp., *Lutraria* sp., *Chlamys multistriata, Chlamys seniensis, Chlamys (Aequipecten)* sp., *Plicatula* sp., *Ostrea* sp., *Gryphea (Pycnodonta) cochlear, Aloidis gibba,* dále rourky polychaetů, hojné balanidy, zbytky ježovek a zuby žraloků. Dochází k závěru, že pro tortonské stáří nejsou ve společenstvu žádné důkazy. Konstatuje ovšem, že v současné době není také známo složení měkkýších faun spodnotortonských písků v oblasti čelní hlubiny, takže srovnání s nimi nelze zatím provést.

Mikrofaunu z písků a slínů z okolí Dolních Nětčic zpracoval I. Cicha (1958) a zařadil je do karpatské formace (dříve tzv. svrchní helvet).

Ze vzdálenějšího okolí uvádí ze starších autorů L. Tausch (1889) faunu z pískovců v údolí mezi obcemi Ústím a Opatovicemi: *Pectunculus pilosus, Cor-*

bula gibba, Cardium sp., *Pecten* sp. a *Dentalium* sp. Ze slepenců od Propasti (Macůška) u Teplic nad Bečvou uvádí pak ještě H. Wolf (1863) mlže *Pecten opercularis* a dokládá tak jejich miocenní stáří.

V. Homola (1950) cituje pouze starý Tauschův nález fauny a uvádí jej jako „tortonskou faunu". J. Dvořák (1956) uvádí z pískovců v zářezu cesty jižně od Propasti druhy *Chlamys* sp. a *Ostrea* sp.

Popis lokalit

Fauna měkkýšů byla sbírána převážně v pískovně na severním konci obce Dolní Nětčice, při vozové cestě vedoucí k myslivně na okraji lesa „Paršovického polesí" (lok. 1). Fauna se zde vyskytuje v jemně zrnitých šedožlutých vápnitých rozpadavých pískovcích, místy konkrecionálně zpevněných do lavic několik centimetrů až půl metru mocných. Menší část fauny pochází z isolovaných desek pevného, šedavého vápnitého pískovce, vylámaných kdysi na nynější parcele čp. 11 v Dolních Nětčicích a ze základů prvých domků při silnici do Rakova na severním okraji obce (souhrnně označováno jako lok. 2).

V pískovně na lokalitě 1 je možno dobře sledovat transgresi miocenních sedimentů na podložní kulmské, svisle ukloněné břidlice. Na basi miocénu jsou uloženy balvanité rozpadavé štěrky, místy zpevněné v konglomeráty. V jejich nadloží jsou rozpadavé jemnozrnné vápnité pískovce žlutošedé až okrové barvy. Z těchto sedimentů, dokonale odkrytých ve stěně pískovny, pochází většina zpracované fauny. Jde o typické litorální a sublitorální mořské usazeniny. Svědčí pro to jednak celková thanatocenosa bezobratlých forem, s naprostou převahou mělkovodních prvků (*Pycnodonta — Balanus — Discinisca*), jednak i nález zbytků suchozemského obratlovce *Hyotherium soemmeringi*.

Pevné vápnité, lavicovité pískovce s bohatou faunou, složenou však téměř výlučně ze zástupců rodů *Chlamys* a *Corbula*, sbírané v obci (lok. 2), představují poněkud hlubší faciální ekvivalenty přibližně stejného souvrství jako na lok. 1. Koloniální výskyt druhu *Corbula gibba* svědčí pro hloubku mezi 10 až 40 m.

Zachování schránek bezobratlých je s ohledem na litorální povahu sedimentů dosti špatné. Velký počet jednotlivých druhů však dovolil v mnohých případech přesné určení. V rozpadavých pískovcích je u misek mlžů, brachiopoda a cirripedií zachován původní materiál schránek, zatím co na deskách pevných pískovců z ostatních lokalit jsou misky mlžů značně rozpuštěné a vyloužené. Rozpadavé a zkřídovatělé schránky byly přímo na lokalitě zpevňovány roztokem akrylitu X 20/5 a benzenu.

Ze suchozemského obratlovce *Hyotherium soemmeringi* byly nalezeny isolované zuby spodní čelisti se zbytky její kostní hmoty, uložené mezi normální mořskou měkkýší faunou. Jde tedy o postmortálně splavenou část kostry lebky do sublitorálu. Povaha zachování a fosilisace zbytků tohoto savce svědčí pro zhruba synchronní povahu se sedimentací nětčických písků.

Přehledný seznam fauny

Lok. 1 — Pískovna (počet exemplářů)

Serpula ? sp. — 5
Bryozoa fam. indet. — fragm.
Discinisca carpathia n. sp. — 65 + 226 fragm.
Nerita ? sp — 1
Venus ? sp — 1
Anomia ephippium aff. *electrica* (L., 1758) - 16
Chlamys macrotis (Sowerby, 1847) — 20
Chlamys cf. *scabrella* (Lamarck, 1819) — 2
Chlamys multistriata (Poli, 1795) — 106
Chlamys sp. 1 (= *Hinnites* sp.) — 2
Chlamys sp. 2 — 3
Lima (Mantellum) hians cf. *miosimplex* Sacco, 1898 — 7
Pycnodonta cochlear (Poli, 1795) — 317
Ostrea sp. — 12
Mytilus galloprovincionalis ssp. — 80
Teredo (Phylloteredo) sp. — 1
Panopea cf. *menardi* Deshayes, 1828 — 5
Balanus concavus concavus Bronn, 1831 — 89 + fragm.
zuby žraloků a kostnatých ryb (nezpracovány)
Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer, 1834

Lok 2 (pevné lavicovité pískovce v obci)

Spisula sp. — 37
Chlamys macrotis (Sowerby, 1847) — 170
Chlamys multistriata (Poli, 1795) — 2
Corbula gibba (Olivi, 1792) — asi 500

Paleontologický popis význačných druhů

BRACHIOPODA

INARTICULATA Huxley, 1864,

Neotremata Beecher, 1891, Dicsinacea Waagen, 1885,

Disciniscidae Gray, 1840

Discinisca Dall, 1871

Genotyp: *Orbicula lamellosa* Broderip, 1833, recentní; typová lokalita Iquiqui, Peru.

Diagnosa: Misky nestejně konvexní, hřbetní miska konická, břišní plošší, konkávní až ztlačená. Obrys misek oválný až čtvercovitý, vrcholy subcentrální. Misky více nebo méně rohovité (pozn.: podle nových výzkumů jde o hmotu chitinofosfatickou), koncentricky lamelované nebo zdobené radiální skulpturou, která může být i papilosní. Břišní miska má podélné (longitudinální) centrální septum, vtisky předního aduktoru zblíženě centrální a umístěné na břišní misce po obou stranách septa. Menší vtisky posteriorního aduktoru jsou v blízkosti zadního okraje a jsou odděleny vtisky posteriorního protraktoru.

Recentně jsou známy druhy:

Discinisca lamellosa (Broderip, 1833) — Tichý oceán, pobřeží Chile a Peru.
Discinisca laevis (Sowerby, 1822) — Tichý oceán, pobřeží Kalifornie a Panamy.
Discinisca strigata (Broderip, 1833) — Tichý oceán, pobřeží Kalifornie, Mexika, Nicaragui a Panamy.
Discinisca cumingi (Broderip, 1833) — Tichý oceán, pobřeží Mexika, Panamy a Peru.
Discinisca antillarum (Orbigny, 1846) — Atlantický oceán, pobřeží Kuby, Jamaiky, Nicaragui a Brazilie.
Discinisca stella (Gould, 1860) — Čínské moře, pobřeží Číny a Japonska.

Discinisca sparselineata Dall, 1920 — Čínské moře, pobřeží Japonska.
Discinisca indica Dall, 1920 — Indický oceán, Bombay, Ceylon; Tichý oceán, Filipíny.
Discinisca keiensis Jackson & Stiasny, 1937 — vých. Indický oceán, vých. Indie.
Discinisca ? rikuzenensis Hatai, 1940 — Čínské moře, Rikuzen, pobřeží Japonska.

Z pleistocénu je uváděn jediný druh:

Discinisca kamikatetuensis Yabe & Hatai, 1935 — spodní pleistocen, souostroví Ryukyu,

Z terciéru jsou známy tyto fosilní druhy:
Discinisca lugubris (Conrad, 1834) — miocén USA.
Discinisca circularis (Gabb, 1864) — eocén USA.
Discinisca fallens (Wood, 1874) — pliocén Anglie.
Discinisca scutellum (Dreger, 1889) — torton vídeňské pánve. Rakousko.
Discinisca leopolitana (Lomnicki M. S., Friedberg, 1921) — torton USSR.
Discinisca multiradiata Dollfus & Dautzenberg, 1901 — torton Francie.
Discinisca aldrichi Gardner, 1928 — miocén USA.
Discinisca davisi Muir — Wood, 1939 — střední eocén, Sussex.
Discinisca ferroviae Muir — Wood, 1929 — spodní eocén, Anglie.
Discinisca insularis Muir — Wood, 1939 — spodní eocén, ostr. Wight.
Discinisca jenkinsi Hertlein & Grant, 1944 — pliocén Kalifornie, USA.
Discinisca loeli Hertlein & Grant, 1944 — miocén Kalifornie, USA.
Discinisca perrini Hertlein & Grant, 1944 — spodní miocén Kalifornie, USA.

Za invalidní druhy jsou považovány:

Discinisca multilineata (Conrad, 1834) — popsaná z miocénu USA. Podle údajů G. C. Martina (1904) je tento druh synonimický s *Discinisca lugubris* (Conrad, 1834).
Discinisca oregonensis Dall, 1909 — popsaná z miocénu státu Oregon. Podle revise G. A. Coopera (1939) a L. G. Hertleina & U. S. Granta (1944) se jedná o otisk povrchu rybího obratle.
Discinisca singewaldi (Schuchert, 1917), popsaná z terciéru Bolivie. Podle revise R. Koslowského (1923) se jedná o allochtonně přeplavenou misku ordovického rodu *Orbiculoidea* Orb.

Z mesozoika je známo 10 druhů; stratigraficky nejstarší formy jsou uváděny z paleozoika (2 druhy karbon, 2 druhy devon), avšak systematické postavení těchto forem je značně nejisté (Muir — Wood, 1939).

Discinisca carpathia n. sp.

Tab. VII, obr. 1—5, obr. 1, 2 v textu.

Podrobné údaje o nově zjištěném druhu viz v německém textu (p. 164).

BIVALVIA
DISODONTA — ANOMIACEA — ANOMIIDAE

Anomia Müller, 1766

Genotyp: *Anomia ephippium* L., recentní, Středozemní moře.

Anomia ephippium aff. *electrica* Linnaeus, 1758

? 1897 *Anomia ephippium* var. *electrica*, Sacco F., I molluschi terz., díl 23, str. 33, tab. 10, obr. 7.

Materiál: Lok. 1: 16 špatně zachovalých levých i pravých misek.

Popis: Levá miska okrouhlého obrysu, poměrně tenkostěnná, okraje často ulámány, povrch misek obvykle silně korodovaný, světle bělavé barvy. Povrchovou morfologií, tenkostěnností a celkovým tvarem se nalezené formy velmi blíží ekologické formě *electrica* Linnaeus zobrazené u F. Sacco (1897). Původně byla tato forma považována za samostatný druh, avšak podle H. Dodge (1925) je dnes pojímána jen jako subspecie druhu *A. ephippium*. Z miocénu Italie je tato forma udávána z elevezianu, tortonianu, astu a piacenzianu. Zda tato subspecie má skutečně systematickou hodnotu, nebo jde-li jen o tvarově-ekologickou formu, nelze bez srovnávacího materiálu rozhodnout.

Rozměry: d: 21,5, 22, 21 mm;
v: 22,5, 15, 22,5 mm.

PECTINACEA — PECTINIDAE

Chlamys Bolten, 1798

Genotyp: *Ostrea islandica* Gmelin in Linnaeus, recentní circumboreální druh.

Chlamys macrotis (Sowerby, 1847)

1847 *Pecten macrotis*, Sowerby in Smith, Tertiary Beds of Tagus, str. 420, tab. 17, obr. 15.
1928 *Chlamys multiscabrella*, Kautsky F., Die biostratigraphische Bedeutung, str. 256, tab. 7, obr. 5, 6.
1955 *Chlamys macrotis*, Sieber R., System. Uebersicht, str. 174.

Materiál: Lok. 1, 20 fragmentárních misek, lok 2, 170 misek a jejich otisků.

Popis: Pravá miska je ekvilaterální trojúhelníkově zaokrouhleného obrysu, na povrchu 18—23 žeber zaokrouhleného průřezu, které jsou odděleny stejně širokými rýhami. Žebra na povrchu hladká, na některých miskách jsou žebra při paliálním okraji skulpturována třemi jemnějšími slabšími žebírky. Na laterálních okrajích misky jsou žebra slabší a méně vystouplá. V rýhách jsou jemně šupinaté lamely, přední ouško je větší, s paprsčitě uspořádanými jemnými žebírky a hluboce vyříznutým bysálním záhybem. Zadní ucho je menší, pravoúhle trojúhelníkového obrysu, s 9—10 jemnými radiálními žebírky. Misky poměrně slabě klenuté, zámkový okraj přímý, přerušený jen u některých misek nepatrně vystouplým vrcholem.

U levých misek jsou obě ouška blízce pravouhle trojúhelníkovitá s jemnými radiálními žebírky. Na vnitřní straně misek jsou rýhy zakulaceného profilu, v místech vnějších žeber a mezi nimi plochá hladká žebra. Obě tyto struktury jsou nejmarkantnější při paliálním okraji, k vrcholu se stávají méně zřetelné.

Rozměry: v = 21,5, 24,5, 36,5, 43, 33, 19, 18 mm;
d = 22,5, 26, 37, 42, 39, 33, 19, 18 mm.

Poznámka: Na základě vzájemného srovnání shodují se nalezené misky s miskami tohoto druhu s písků karpatské formace z Dubovců v Dolnomoravském úvalu (Čtyroký, 1960) a helvetu ve Fót v Maďarsku. V Kalabis (1950) uvádí jako nejhojnější druh v Dolních Nětčicích formu *Chlamys senensis scabrella* (Lamarck, 1819). Z popisu je zřejmé, že tento autor řadí k tomuto druhu většinu forem, které nepochybně patří k *Ch. macrotis*. Kromě toho nomenklatorické označení *Ch. senensis scabrella* je nesprávné, jak vyplývá již z práce J. Rogera (1939).

Chlamys cf. *scabrella* (Lamarck, 1819)

? 1819 *Pecten scabrellus;* Lamarck J. B., Hist. nat., str. 183, č. 24.
? 1939 *Chlamys scabrella;* Roger J., Le genre Chlamys, str. 104, tab. 12. obr. 8, 9, 9a, 10, 10a, tab. 13, obr. 3—12.

Materiál: Lok. 1, 2 fragmentární misky.

Popis: Jde o větší formy tohoto druhu, upomínající exemplář z pliocénu (Roger, 1939). Jediná lépe zachovalá levá miska je mírně asymetrická, protažená poněkud dozadu, nepravidelně oválného obrysu, středně klenutá. Na povrchu 18—19 žeber, na profilu zaokrouhlených, oddělených stejně širokými, na profilu obloukovitými rýhami. Na žebrech i v rýhách jsou druhotné filamentální struktury: druhotná žebírka slabě granulovaná. Vrcholová část neúplná, obě ouška jsou ulomena. Povrch dosti korodovaný, povrchové skulptury značně setřeny.

Rozměry: v = 54 mm; d = ?.

Chlamys multistriata (Poli, 1795)

Tab. VIII, obr. 4.

1795 *Ostrea multistriata* Poli, Testacea utriusque Siciliae, II., str. 164, tab. 28, obr. 14.
1953 *Chlamys multistriata* Csepreghy Meznerics I., Helvetische und tortonische Fauna, str. 73, tab. 9, obr. 6, 7.

Materiál: Lok. 1, 106 fragmentárních misek, lok. 2, 2 fragmentární misky.

Popis: Misky obvykle poněkud vyšší než delší, s poměrně ostrým vrcholovým úhlem. Na pravé misce je přední ouško pravoúhlé trojúhelníkového tvaru. Na povrchu hustá úzká žebírka v počtu 28 až 30, která se asi ve středu misky dichotomicky větví ve dvě žebírka druhého řádu, která jsou oddělená centrální, užší mělkou rýhou. Na předním oušku svazek jemných žebírek, na zadním jsou žebírka ještě poněkud jemnější.

Na vnitřní straně misek slabě znatelná, vystupující žebírka a rýhy stejné šířky, při dolním vnitřním okraji zadního ouška pravé misky malý zoubek.

Rozměry: v = 23; 11; 39; 15,5; 26; ?14; 21 mm,
d = 21; 9; 32,5; 13; 22; 24; 18 mm.

Poznámka: Jde o typické menší formy tohoto druhu, odpovídající nejlépe exemplářům popsaným z maďarského tortonu (I. Csepreghy — Meznerics, 1954) a z tortonu Polska (Friedberg, 1936).

Lima Bruguiére, 1797 — Lima (Mantellum) Röding, 1798

Subgenotyp: *Pecten inflata* Chemnitz, recentní, Středozemní moře a Atlantický oceán.

Lima (Mantellum) hians cf. *miosimplex* Sacco, 1898

Tab. VIII, obr. 3.

? 1893 *Mantellum hians var. miosimplex* Sacco F., I molluschi terz., díl 25, str. 16.

Materiál: Lok. 1, 7 fragmentárních misek

Popis: Misky jsou tenkostěnné, nepravidelně oválně vejčitého obrysu, velmi inekvilaterální, slabě klenuté, protažené v anteriopaliálním směru. Na povrchu jemná radiální žebírka, řídce jemně granulovaná, v anteriorní okrajové části nejsou žebírka zřetelná. Vrcholové části u všech nalezených misek jsou silně porušeny, ouška nejsou zachována, vnitřní strana misek je nezřetelná.

Rozměry: d = 17,5; 15; 15 mm;
v = 26,5; 23; 19 mm.

Poznámka: Podle M. Hörnese (1870) byl jediný exemplář ve vídeňské pánvi nalezen v Grundu a shoduje se prý s exemplři z Palerma, které označil Sacco (1898) jako var *miosimplex*. Zároveň se tato forma silně blíží var. *taurinensis* Sacco, 1898 z helvetu Italie.

OSTREACEA — OSTREIDAE

Pycnodonta Waldh., 1834

Pycnodonta cochlear (Poli, 1795)

Tab. VIII, obr. 2.

1814 *Ostrea navicularis* Brocchi, Conchyologia fossile subapennina, díl 2, str. 565.
1915 *Ostrea (Pycnodonta) cochlear* Glibert M., Faune malacologique, str. 94, tab. 7, obr. 1 a—c, tab. 8, obr. 1.
1955 *Gryphea (Pycnodonta) cochlear* Tejkal J., Mlži z tortonských písků, str. 287.

Materiál: Lok. 1, 317 fragmentárních pravých i levých misek.

Popis: Levá miska poměrně silnostěnná, slabě vypuklá, nepravidelně oválného obrysu, častěji vyšší než delší, okraje zdvižené, zaokrouhlené. Vnitřní povrch misky hladký, velký půlměsíčitý svalový vtisk, ligamentární plošky široce trojúhelníková. Pravá miska poměrně plochá nebo mírně konvexní. Zámková plocha nízká, široce trojúhelníková, okraje mírně vylovitě vyvýšené, po obou stranách vrcholu mírně zoubkované Na vnitřní straně svalový vtisk okrouhle vejčitého obrysu umístěný ve středu misky, nebo poněkud posunutý k vrcholu.

Rozměry: levá miska: d = 35; v = 48 mm;
pravá miska: d = 23,5; 26; 31; 48; 40; 25;
v = 28,5; 26; 36; 37; 38; 25,5 mm.

Poznámka: V materiálu tohoto druhu silně převládají pravé misky, levé misky jsou jen vzácně zachované. V průměru jsou misky z D. Nětčič menších rozměrů než jsou známy z jiných miocenních nalezišť (F. X. Schaffer, 1910; M. Glibert, 1945; F. Sacco, 1897). Naše exempláře se nejvíce blíží formám z tortonu polského u Friedberga (1934) z Rybnice, jisté vztahy se jeví v morfologii zámku, zejména zoubkování okrajů k *P. leopolitana* Niedzwiecki.

MYTILACEA — MYTILIDAE

Mytilus Linnaeus, 1758

Genotyp: *Mytilus edulis* L., 1758, recentní kosmopolitní druh.

Mytilus galloprovincionalis ssp.

Tab. VIII, obr. 1.

Materiál: Lok. 1, 80 fragmentárních jader se zbytky misek.

Popis: Misky jsou tenkostěnné, většinou jen částečně zachovalé na jádrech. Byly nalezeny misky různých vzrůstových stádií, největší misky dosahují výšky 75 mm. Celkový tvar široce kopinatý, přední okraj mírně konkávní, spodní paliální okraj silně konvexní. Asi v polovině délky je zadní okraj silně zahnutý, i když ne tak markantně jako u forem z Eggenburgu u Schaffera (1910). Vrchol je zachován jen u málo exemplářů; je ostře zašpičatělý, vnitřní strana se zámkovou částí není zachována. Misky jsou středně klenuté, se silně zaobleným kýlem, probíhajícím souběžně s předním okrajem. Materiál misek je tmavě hnědý, je zřejmě zachována jen epidermální vrstva. Na povrchu misky jsou tenké, světlejší přírůstkové proužky, které směrem k přednímu okraji se k sobě přibližují, zatím co dozadu mají téměř paralelní průběh s dolní částí zadního okraje. U starších misek tvoří jednotlivé přírůstky na okraji vyvýšené koncentrické stupňovité nárůstky. Celkovým tvarem a průběhem přírůstkových linií se blíží *M. galloprovincionalis mioherculea* Schff., i když dosahuje zřejmě větší velikosti i než tato forma z gauderndorfských písků.

Rozměry: d = 23; 43; 59 mm; v = 31; 26,5; 75 mm; konvexita 10 mm.

DESMODONTA — PANOPEIDAE

Panopea Ménard, 1807

Genotyp: *Panope aldrovandi* Ménard, 1807, recentní, Středozemní moře.

Panopea cf. *menardi* Deshayes, 1828

? 1870 *Panopea menardi* Hörnes M. Die fossilen Mollusken, str. 29, tab. 2, obr. 1—3
? 1955 *Panopea menardi* Sieber R., Systematische Uebersicht, str. 187.

Materiál: Lok. 1, 5 fragmentárních jader sevřených misek.

Popis: Jádro vnitřní strany misky je poměrně dobře zachovalé; miska velká se zakulaceným vrcholem posunutým kupředu. Vrchol mírně vystouplý, přední zámkový okraj mírně šikmo dolů skosený, zadní okraj zprvu mírně skloněný, v zadní části silněji protažený, pravidelně zaokrouhlený. Spodní okraj velmi mírně obloukovitě prohnutý. Na otisku vnitřní strany misky je na průběhu paliální čáry slabě zřetelný hluboký sinus.

Rozměry: d = 109 mm, v = 58 mm.

CORBULIDAE

Corbula (Bruguiére, 1797) Lamarck, 1799

Genotyp: *Corbula sulcata* Lamarck, 1799, recentní senegalský druh

Corbula gibba (Olivi, 1792)

1870 *Corbula gibba* Hörnes M., Die fossilen Mollusken, II., str. 34, tab. 3, obr. 7.
1934 *Corbula gibba* Friedberg W., Mieczaki miocenski, II, str. 16, tab. 2, obr. 9—20.
1955 *Corbula gibba* Sieber R., Systematische Uebersicht, str. 189.

Materiál: Lok. 2, větší počet (asi 500) špatně zachovalých jader se zbytkem materiálu misky.

Popis: Početné misky seskupené velmi hustě na povrchu pískovcových lavic jsou silně deformované a korodované, takže jen některé morfologické znaky jsou zachovány. Levá miska slabě klenutá, s velmi jemnými hustými koncentrickými přírůstkovými liniemi; pravá miska je silně klenutá. Zámek a vnitřní strana misek nemohly být zkoumány.

Poznámka: Masový výskyt v pevných pískovcích vylámaných v obci nasvědčuje, že se jedná o koloniální výskyt v litorálním pásmu. V Jaderském moři se vyskytují kolonie nejhojněji v hloubkách mezi 12—35 m, v Kielském zálivu do 50 m, ve Středozemním moři do 58 m. Je tedy možno předpokládat, že pískovce v Dolních Nětčicích s koloniemi korbul se usadily v laminární zóně, v hloubce kolem 20—50 m. Jde tedy rozhodně o poněkud hlubší facii než na lok. 1.

ARTHROPODA

CIRRIPEDIA

Balanus Da Costa, 1778

Balanus concavus concavus Bronn, 1831

Tab. VII, obr. 6—7; tab. VIII, obr. 5.

1831 *Balanus concavus* Bronn, Tertiärgebilde Italiens, str. 27.
1953 *Balanus concavus* Davadie Suadeau C., Description d'une faune etc., str. 101, tab. 7, obr. 5.
1959 *Balanus concavus* Cornwall I. E., Identifying fossil and recent barnacles, str. 646, text. obr. 1 h.

Materiál: Lok. 1, 89 více nebo méně fragmentárních schránek a větší počet úlomků. Tento počet však správně nevyjadřuje celkové zastoupení v poměru k ostatním druhům, což je způsobeno tím, že byly sbírány jen lépe zachovalé schránky.

Popis: Schránky komole kuželovitého tvaru, bělavé nebo mírně nažloutlé, bez zbytků původního zbarvení. Na povrchu schránky jsou žebrovité lamely, které jsou na basi mírně vystouplé, širší a směrem k vrcholu se zužují ale více vystupují. Operkulární destičky (scuta) nebyly nalezeny. Orificium středně veliké. Balani přisedají na této lokalitě na svrchní (pravé) misky *Pycnodonta cochlear*, řídčeji na hřbetní misky brachiopoda *Discinisca carpathia n. sp.* Občas narůstají schránky juvenilních exemplářů na schránkách starších. Podle nálezu některých isolovaných jedinců lze předpokládat, že část jich přisedala přímo na písčité dno.

Na této lokalitě jde zřejmě o koloniální výskyt tohoto druhu při optimálních životních podmínkách v litorální a sublitorální zóně. Nebylo žádnou vzácností nalézt větší množství schránek na sebe narostlých a ve velkých skupinách nahromaděných v sedimentu těsně u sebe. U těchto schránek mohla být dobře pozorována variabilita schránky v závislosti na místě přisednutí. Například jinou morfologii mají na příklad schránky přisedlé na starších balanech. Zatímco adultní schránky jsou obvyklé souměrného tvaru, jsou juvenilní schránky přisedlé na jejich bocích obvykle při orificiu různě zahnuté a deformované. Podobné zjevy byly popsány Trusheimem (1932) u recentních forem.

Rozměry: Největší schránky mají průměr baze 27 mm, výšku 21 mm; středně velké schránky mají průměr baze 13—14 mm, výšku 16 mm.

Poznámka: V. Kalabis (1960) uvádí, že balanidi z Dolních Nětčic náleží pravděpodobně k druhu *B. tintinnabulum* L.; studium stěnových desek u našeho materiálu rozhodlo o příslušnosti k druhu k *B. concavus* Bronn.

VERTEBRATA

ARTIODACTYLA — *SUIDAE* Gray, 1821

Hyotheriinae Cope, 1888

Hyotherium Herrmann v. Meyer, 1834

Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer, 1834

Obr. 3—5 v textu

Materiál: Lok. 1, 1 P 3 sup. sin., 1 P 3 sup. dex., 1 P 4 sup. dex. 1 M 1 sup. sin., 1 M 1 sup. dex., 1 M 2 sup. sin., 1 M 2 sup. dex., 1 M 3 sup sin. (fragm.) a neurčitelné zbytky lebky.

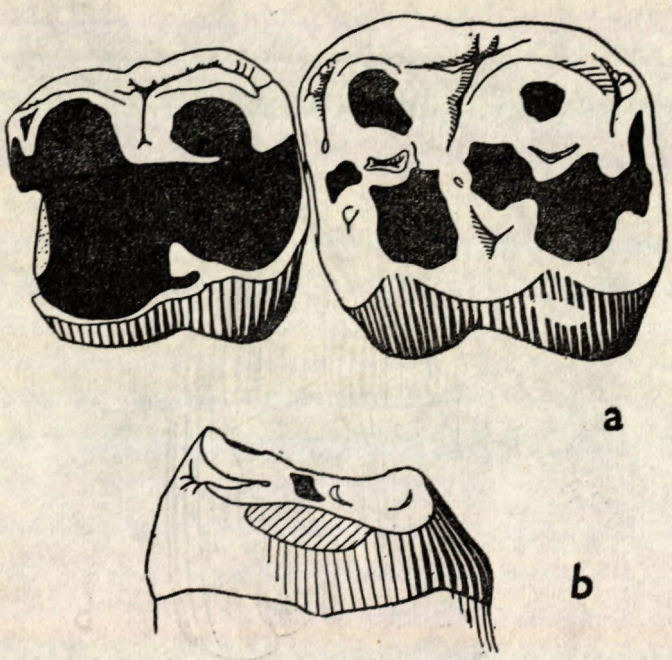
Popis: Kosterní nález náleží maxilární části lebky výše uvedeného savce Všechny nalezené zbytky patří jedinému jedinci, stupeň opotřebování zubů svědčí pro dospělé zvíře. Ze studia materiálu je zřejmé, že se jedná o náhodný a ojedinělý

nález, částečně již primárně poškozený, což je přirozené vzhledem k nálezovým okolnostem a způsobu zachování.

Jednotlivé zuby byly z části poškozeny při objevení v hornině, přesto jsou však vcelku dobře zachovalé. Sklovina je tmavě hnědě zbarvená bez zřetelné korose na povrchu, dentin je rovněž tmavě hnědý a na jeho povrchu jsou tenké, bělavé korosní zóny. Kostní hmota zbytku lebky je velmi fragmentární a převážně prostoupená a nahrazená horninou.

Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer je v evropském miocénu velmi hojně se vyskytující druh savce, rovněž na území ČSR byl několikrát nalezen, jak je patrné z následujícího přehledu:

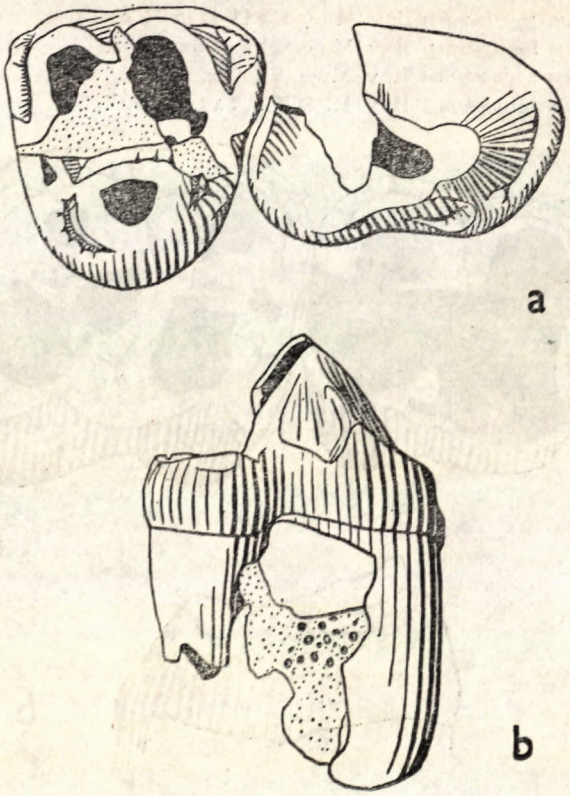
? *1858* *Hyotherium soemmeringi* H. v M. — Jokély, str. 534
? *1879* *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Stur, str. 144
? *1892* *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Katzer, str.
1899 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M — Laube, str. 336—340, obr. 1—3.
1901 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Laube, str. 70
1916 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Kafka, str. 7, obr. 1
1952 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Thenius, str. 70
1953 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Zapfe, str. 176
1959 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. — Fejfar, str. 303



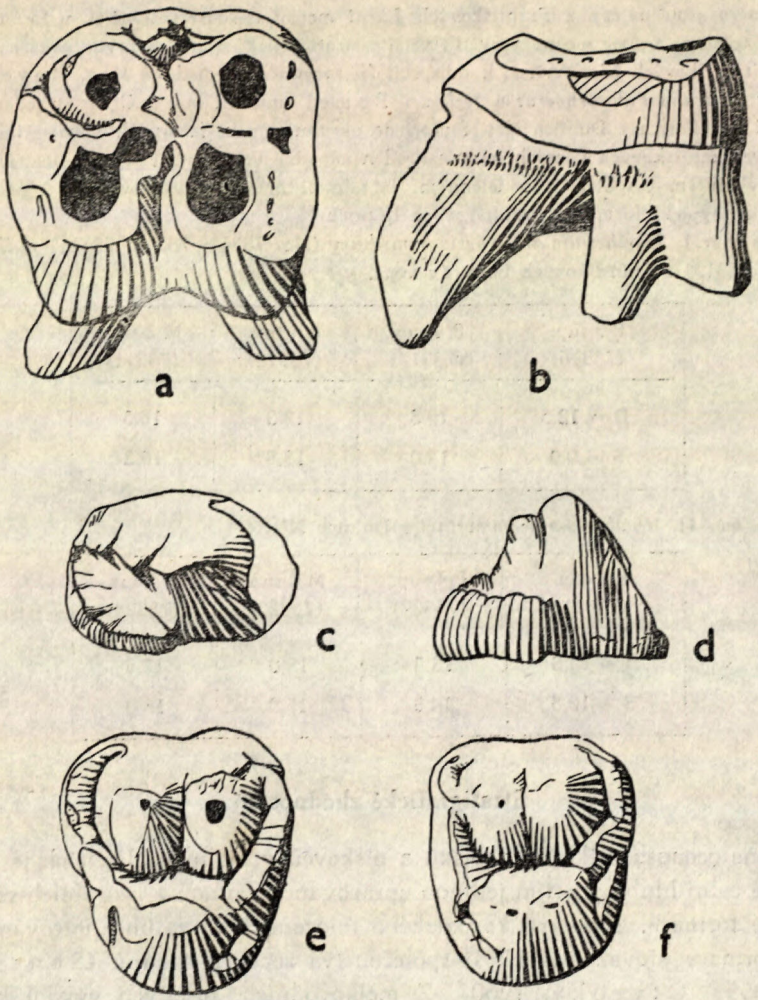
Obr. 3. *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer, Dolní Nětčice a) M 1 + M 2 sup. sin. (No. 733223, 7332.); oklusální plocha, b) M 2 sup. sin., mesiální strana. — *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer von Dolní Nětčice, Nord-Mähren, a) M 1 + M 2 sup. sin. (Sb. ÚÚG, coll. OF, No. 733233, 733224), von Kaulíčhe, b) M 2 sup. sin. von der Mesialseite.

První tři údaje týkají se nálezu *Hyotheria soemmeringi* v nadložních sedimentech hnědého uhlí u Blova (Flahä) a Vintířova (Winternitz) v severních Čechách. Tyto zbytky jsou však dosti nejisté a dnes již těžko ověřitelné. První bezpečný nález pochází z Valče v severních Čechách z komplexu zpevněných čedičových slepenců (juvenilní M 3 inf. dex., délka = 26,5 mm, šířka = 15 mm, Laube, 1889); tento zub však nebyl nalezen in situ. Z tortonu v Děvínské Nové Vsi (lok. Sandberg) popsal E. Thenius (1952) z tohoto druhu M 1 sup. dex., M 2 sup. dex. frgm., a M 1 inf. sin. frgm. Z blízké výplně krasové pukliny (Neudorf-Spalte) jsou zbytky tohoto druhu udávány zatím jen Zapfem (1953).

Nejnovější nálezy byly učiněny roku 1958 v okrajové facii cyprisového souvrství v chebské pánvi u Františkových Lázní. Na základě bohaté doprovodné fauny mikromamalií *(Neocometes, Pseudotheridomys, Cricetodon)* bylo možno stratigraficky korelovat toto společenstvo se savčí faunou z pukliny v Děvínské Nové Vsi (Neudorf-Spalte), která je označována za helvetskou (Fejfar, 1959). *Hyotherium* z Františkových Lázní je ve srovnání s nětčickým značně menší (viz tabulka rozměrů) s konservativnější brachyodontií; linguální stěny na př. u M 2 sup. nejsou tak příkré; mesiální a distální okraje u P 4 sup. jsou téměř paralelní, zatím co u exempláře z Nětčic jsou divergentní. Zadní sagitální hrana je u juv. P 3 sup. zřetelně vroubkovaná a má



Obr. 4. *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer, Dolní Nětčice, a P 3 + P 4 sup. dex. No. 73321, 73322); oklusální plocha, b P 4 sup. dex. z lingualní strany. — *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer von Dolní Nětcice, Nord-Mähren, a) P 3 + P 4 sup. dex. (Sb. ÚÚG, coll. OF No. 73321, 73322) von der Kaufläche, b) P 4 sup. dex. von lingual.



Obr. 5. *Hyotherium soemmeringi* medium H. v. Meyer, Františkovy Lázně, okrajová facie cyprisového souvrství a—b) M 2 sup. dex. (No. 73311; délka 16,5 mm); a) = oklusální plocha, b) = mesiální strana, c—d) P 3 sup. dex. (No. 73316; délka = 12,5); c = oklusální plocha, d = linguální strana, f) P 4 sup. dex. (No. 73312; délka = 10,8); oklusální plocha. e) *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer, Františkovy Lázně, P 4 sup. sin. (No. 73313; délka = 12,3), oklusální plocha. — *Hyotherium soemmeringi medium* H. v. Meyer von Františkovy Lázně, Westböhmen a—b) M 2 sup. dex. (No. 73311; Länge = 16,5 mm) von der Kaufläche (a) und von der Mesialseite (b); c—d) P 3 sup. dex. No. 73316, Länge = 12,5 mm von der Kaufläche (c) und von der Lingualseite (d); f) P 4 sup. dex. (No. 73312; Länge = 10,8 mm) von der Kaufläche; e) Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer von Fratiškovy Lázně, P 4 sup. sin. (No. 73313; Länge = 12,3 mm) von der Kaufläche.

jeden distálně-linguální hrbol. Naproti tomu P 3 sup. z Dolních Nětčic je mohutnější, vroubkování i hrbol jsou obdobně vyvinuty.

V průměru jsou nálezy z Františkových Lázní menší a konservativnější a forma z Nětčic větší a pokročilejší, což je možno vysvětlit větším stratigrafickým stářím prvně uvedených nálezů. Forma z Františkových Lázní náleží k subspecii *H. soemmeringi medium* H. v. Meyer; odlišení této formy od druhu *Palaeochoerus waterhousi* Pomel umožnil samičí C sup. a jeden fragment samčího C inf. Forma z Dolních Nětčic patří do okruhu typické formy *H. soemmeringi*. Je zajímavé, že ve Františkových Lázních se nalezl jeden nápadně velký zub P 4 sup. sin. (No. 73313), s dobře vyvinutým cingulem a oddělennými labiálními hrboly, což nasvědčuje i na pravděpodobný výskyt typické formy ve Františkových Lázních

Tabulka měr I. *Hyotherium soemmeringi medium* (No. 73311, 73312, 73316) a *H. soemmeringi* (No. 73313) z Františkových Lázní (v mm).

P 3 sup. (73316)	P 4 sup. (73312)	P 4 sup. (73313)	M 2 sup. (73311)
D = 12,5	10,8	12,3	16,5
Š = 9,0	13,0	13,9	16,2

Tabulka měr II. *Hyotherium soemmeringi* z Dolních Nětčic

P 3 sup. (73321)	P 4 sup. (73322)	M 1 sup. (73323)	M 2 sup. (73324)
D = 15,8	13,5	15,0	17,5
Š = 10,8	14,8	15,0	18,0

Stratigrafické zhodnocení

Thanatocenosa měkkýšů z písků a pískovců v Dolních Nětčicích je z oblasti karpatské čelní hlubiny zatím jedinou zpracovanou faunou z litorálních sedimentů karpatské formace. Z oblasti karpatského miocénu byla zatím zpracována z karpatské formace převážně měkkýší společenstva ze šlírů a slínů (Seneš, 1950, 1951, 1955; Čtyroký, 1960). Z mělkovodních, písčitých vývojů karpatské formace byla popsána společenstva z korneuburgské pánve v Rakousku (Glaessner, 1927), z oblasti severomaďarské (Csepreghy — Meznerics, 1951, 1954) a modrokameňské (Seneš, 1950); z vnitroalpské pánve fauna z písčité vložky v Dubovcích na západním Slovensku (Čtyroký, 1960). Vcelku je však možno konstatovat, že ve srovnání se všemi těmito faunami je nově popisované společenstvo svým druhovým složením jedno z nejbohatších.

Na lok. 1 jsou daleko nejpočetnější druhy *Pycnodonta cochlear, Discinisca carpathia n. sp.* a *Balanus concavus*. Z těchto druhů je *Pycnodonta cochlear* druh průběžný v miocenních sedimentech karpatských pánví. Nově popsaný druh inarticulátního brachiopoda, *Discinisca carpathia* n. sp., není zatím z jiných lokalit znám; systematicky nejbližší druhy jsou známy z tortonu Fran-

cie a miocénu USA. *Balanus concavus* je forma známá z celého miocénu vídeňské pánve, kromě toho se vyskytuje až v marinním pliocénu mediterranní oblasti.

Na lokalitě 2, v lavicích pevných pískovců je nejhojnější druh hřebenatky *Chlamys macrotis*. Tento druh je podle shrnutých literárních údajů (Čtyroký, 1960) znám z karpatských pánví od burdigalu po torton, ovšem masový výskyt je především znám z psamitických sedimentů karpatské formace. Je hojně uváděn z „pektenových písků" severního Maďarska (Csepreghy — Meznerics, 1951, 1954), z vnitroalpské pánve je nově uváděn hojný výskyt v píscích karpatské formace v Dubovcích (Čtyroký, 1960). Ze severního Maďarska udává však Csepreghy—Meznericsová hojný výskyt i z litotamniových vápenců, které jsou již řazeny do tortonu.

Chlamys multistriata je forma průběžná ve vídeňské pánvi od burdigalu do tortonu (F. Kautsky, 1928; J. Roger, 1939), dále v marinním pliocénu mediterranní oblasti a dosud recentně žije ve Středozemním moři a Atlantickém oceánu. Z „pectenových písků" severního Maďarska není znám, je uváděn až z nadložního tortonu.

Anomia ephippium electrica byla původně popsána jako tvarově-ekologická forma z recentních moří, fosilně je udávána u F. Sacco (1897) z elveziano, tortoniano, astu a picenziano. Typická forma tohoto druhu je známa z evropského miocénu a pliocénu, recentně žije v mediterranní a atlantické oblasti.

Jako formu *Lima hians miosimplex* označil F. Sacco (1893) misku popsanou a zobrazenou M. Hörnesem (1870) jako *Lima hians* nalezenou v Grundu. Pokud mohlo být zjištěno z pozdějších revizních prací o fauně grundských písků (R. Sieber, 1941/1949), nebyl tento druh již vícekrát nalezen, je však přesto zahrnut v systematickém přehledu miocenních mlžů vídeňské pánve (R. Sieber, 1955). Otázku stratifikace tohoto nálezu nelze zatím rozhodnout, neboť spodní část grundských písků patří do karpatské formace a svrchní část již do spodního tortonu, při čemž přesné místo původního nálezu tohoto druhu není známo. Typická forma je uváděna F. Sacco (1893) z astu, tvarově značně blízká ssp. *taurinensis* z helvetu Itálie.

Od druhu *Mytilus galloprovincionalis* jsou známy z vídeňské pánve subspecie *mioherculea* Schff. a *fuscoides* Schff. ze spodního burdigalu v Eggenburgu. Sacco (1898) uvádí několik subspecií tohoto druhu ze sedimentů astu a piacenziano, typická forma recentně žije ve Středozemním moři. Vzhledem k tomu, že v D. Nětčicích jde patrně o samostatnou tvarově-ekologickou formu (kterých je známo mnoho i recentně) nelze celkem uvažovat o jejím stratigrafickém rozšíření.

Panopea menardi je sesilně bentonickým mlžem rozšířeným v mělkovodních sedimentech celého oligocénu a miocénu (J. Seneš, 1958).

Corbula gibba je rozšířena od lattorfu až po recent, dnes žije v Severním, Baltickém a Středozemním moři.

Souhrnně je tedy možno konstatovat, že velká většina vyskytujících se bezobratlých je průběžná při nejmenším v celém miocénu. Několik druhů, mezi něž patří *Anomia ephippium electrica, Lima hians miosimplex, Mytilus galloprovincionalis* a *Discina carpathia* n. sp. jsou více méně ekologické formy, o jejichž stratigrafickém rozšíření není za současného stavu dostatek údajů.

Jak již bylo konstatováno ve zprávě o fauně z Dubovců a Radošovců (Čtyroký, 1960), je nesporně doložený fakt, že v sedimentech karpatské formace nejsou zastoupeny spodnomiocenní druhy hřebenatek na jedné straně a zároveň na straně druhé chybí druhy vyloženě tortonské. Běžně se vyskytují jen druhy průběžné v celém miocénu, často v omezeném druhovém složení, ale ve velkém individuálním množství. Toto zjištění platí plnou měrou zejména na druh *Chlamys*

macrotis, který se v Dolních Nětčicích na lok. 2 vyskytuje masově. Podobný hojný výskyt tohoto druhu je mně znám ze sedimentů karpatské formace v severním Maďarsku. V profilu na lok. Egyházasgergé jsem měl možnost shlédnout je „v pektenových pískovcích" karpatské formace, které byly tímto druhem právě přeplněny. Kromě toho je však udáván i z nadložních tortonských litotamniových vápenců (Csepreghy — Meznerics, 1954).

Nápadný výskyt jen průběžných miocenních druhů pectinidů v sedimentech karpatské formace je možno snad nejlépe vysvětlit ekologicko-klimatickými poměry v tomto období. Jak bylo dokázáno výzkumy planktonických foraminifer, byla v době karpatské formace teplota povrchových vrstev moře poněkud nižší než ve spodním miocénu i v tortonu. Lze předpokládat, že formy jako *Ch. macrotis, Ch. scabrella* a *Ch. multistriata* byly v miocénu druhy patrně značně eurybiontní, zejména pokud se týče jejich přizpůsobivosti vůči substrátu, teplotě vody a po případě i mírnému kolísání salinity. Zároveň je známo, že mnohé eurybiontní formy měkkýšů mají značně větší dispersitu larev. což jim umožňuje rychlé šíření v mořských pánvích.

Nalezený savec *Hyotherium soemmeringi* patří k nejrozšířenějším formám miocenních suidů a je rozšířený od burdigalu do sarmatu. Velmi je hojný zejména v sladkovodních eibiswaldských vrstvách ve Štýrsku, zatím co ve vídeňské pánvi se vyskytuje řídčeji (E. Thenius, 1959).

Závěr

Na dvou lokalitách v píscích a pískovcích karpatské fomace v Dolních Nětčicích, jižně od Hranic na Moravě, byla nalezena a zpracována fauna mořských bezobratlých živočichů a zbytky jednoho suchozemského savce.

Z bezobratlých živočichů byli určeni s různou systematickou přesností: 2 druhy červů, 1 nový druh ramenonožce *Discinisca carpathia* n. sp., 15 druhů mlžů, 1 břichonožce a 1 druhu svijonožce. Nalezené zuby savce náleží druhu *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer, 1834.

Většina nalezených bezobratlých i jediný savec jsou formy průběžné v karpatských pánvích od akvitánu po torton, zásadně však chybí prvky, které by jednak bylo možno považovat za spodnomiocenní a jednak za typicky tortonské. Tento negativní znak zůstává zatím nejspolehlivějším kriteriem pro odlišení makrofauny měkkýšů litorálních sedimentů karpatské formace od nadložních a podložních miocenních útvarů.

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATURA

[1] Alessandri G., 1910: Die Ciripedier des Miocäns von Eggenburg, in F. X. Schafer; Abhandlungen k. k. Geol. R. A., Bd. 22, Wien. — [2] Bulman O. M. B., 1939: Muscle systems of some inarticulate brachiopods, Geol. Magazin, vol. 76, str. 434—444, London. — [3] Cicha I., 1958: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech v karp. čelní hlubině na Moravě. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1958, Praha. — [4] Cicha I. & Tejkal J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpathischen Becken. Věstník ÚÚG, roč. 34, č. 2, Praha. — [5] Conrad T. A., 1834: Fossils of the Medial Tertiary or Miocene Formation of the United States. Philadelphia. — [6] Cooper G. A., 1944: Phylum Brachiopoda in Index fossils of North America N.-Y. — [7] Cornwall I. E., 1956: Identifying fossil and recent barnacles by the figures in the shell. Journ. of Paleont., vol. 30, no. 3, Tulsa. — [8] Cossmann M. & Peyrot A., 1919: Conchologie Néogenique de l'Aquitaine. Act. Soc. Linn., vol. III, Bordeaux. — [9] Csepreghy—Meznerics I., 1951: A salgótarjani slir és pektenes homokkö faunaja. Földt. Közlöny, vol. 81, 7—9 f., Budapest. — [10] Csepreghy-Meznerics I., 1954: Helvetische und tortonische Fauna aus dem öst. Cserhátgebirge. Ann. Inst. Geol. Hung., vol. 41, 4, Budapest. — [11] Csepreghy-Meznerics I., 1956: Die Molluskenfauna von Szob und Letkes. Ann. Inst. Geol. Hung., vol. 45, no. 2, Budapest. — [12] Dall W. H., 1871: Report on the Brachiopoda obtained by the U. S. Coast Survey Expedition etc. Bull. Mus. Comp. Zool. Harward, III, no. 1. — [13] Dall W. H., 1909: Contribution to the Tertiary Paleontology of the Pacific Coast, I. Prof. Paper, 59. US. Geol. Surv., Washington. — [14] Dall W. H., 1920: Annotated List of the Recent Brachiopoda in The Coll. of the U. S. Nat. Museum with the Description of thirtythree News Forms. Proc. U. S. Nat. Museum, vol. 57, No. 2314, Washington. — [15] Čtyroký P., 1960: Fauna svrchního helvetu z okolí Dubovců a Radošovců na západním Slovensku. Geofond, Praha. — [16] Davadie-Suadeau C., 1953: Description d'une Faune pliocene et quaternaire de Cirripedes etc. Bull. Serv. Cart. Géol. de l'Algerie, 1. sér. paleont., no. 15, Alger. — [17] Dodge H., 1952: A historical Review of the Mollusks of the Linnaeus. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., vol. 100, art. 1, N. Y. — [18] Dollfus G. & Dautzenberg P., 1901: Nouvelle liste des Pèlécypodes et des Brachiopodes fossiles du Miocene moyen du Nord-ouest de la France. Journal Conch., vol. 49, Paris. — [19] Dreger J., 1889: Die tert. Brachiopoden des Wiener Beckens. Beitr. zur. Palaeont. Öst.-Ungarns, Bd. 7, Wien. — [20] Dvořák J. & cie, 1956: Závěrečná zpráva o zákl. geol. výzkumu hranického devonu. Geofond, Praha. — [21] Easton W. H., 1960: Invertebrate Paleontology, N. Y. — [22] Friedberg W., 1921: Les Brachiopodes Miocènes de la Podolie occidentale. Prace nauk. Univ. Poznań, sekc. mat. przyr., Nr. 2, Poznań. — [23] Friedberg W., 1936: Mieczaki miocenskie ziem Polskich. II. Krakow. — [24] Glibert M., 1945: Faune malacologique du Miocene de la Belgique I. Mém. Mus. R. d'Hist. Nat. de Belgique, no. 103, Bruxelles. — [25] Hatai K. M., 1940: The Cenozoic Brachiopoda of Japan. The Sci. Reports of Tohoku Imp. Univ., Sendai, second Ser. (Geol.) vol. XX, Sendai. — [26] Hofmann A., 1893: Die Fauna vom Göriach. Abh. Geol. R. A., Bd. XV, H. 6, Wien. — [27] Homola V., 1950: Hranický devon a jeho vztah k soustavě sudetské a karpatské. Sborník ÚÚG, sv. 17, odd. geol. Praha. — [28] Hörnes M., 1856, 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, 1, II. Abh. k. k. Geol. R. A., Bd. III, IV, Wien. — [29] Kafka G., 1916: Kopytníci země české žijící i vyhynulí, díl II. Archiv pro přír. výzk. Čech, XVI, č. 3, Praha. — [30] Kalabis V., 1960: Makrofauna miocenních písků Dolních Nětčic u Hranic na Moravě. Zprávy vlastivěd. úst. v Olomouci, č. 88, Olomouc. — [31] Kalabis V., 1960: O pectinidech z miocénu Moravské brány. Zprávy vlastivěd. úst. v Olomouci č. 90, Olomouc. — [32] Kautsky F., 1928: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederöst. Miozäns. Ann. d. Naturhist. Mus. in Wien, Bd. XIII,

Wien. — [33] Klvaňa J., 1889: Geologické poměry Moravy. Vlastivěda moravská, I. díl. — [34] Laube G., 1899: Saugethierzähne aus dem Basalttuff vom Waltsch. Sitzungsb. deutsch. Vereines für Böhmen, „Lotos", Bd. 8, Praha. — [35] Liebus A., 1924: Zpráva o geologickém mapování v karpatském předhoří na sv. Moravě. Sborník St. G. Ú., roč. 1924, sv. IV., Praha. — [36] Morgan J., 1915: Note sur les Mollusques Brachiopodes des Faluns de la Touraine. Bull. Soc. Géol. France, (4), vol. XV, no. 5—6, Paris. — [37] Mottl M., 1935: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steirmark III. Mitt. Mus. für Bergbau, Geol. und Techn. „Joanneum", Graz. — [38] Muir-Wood H. M., 1929: A new Brachiopod Discinisca ferrovise from the Woolwich Beds. Proc. Geol. Assoc., vol. 39, London. — [39] Muir-Wood H. M., 1939: Four species of Discinisca (Brachiopoda) from the Eocene of the Hampshire Basin Proc. Geol. Assoc. vol. 50, no. 2, London. — [40] Sacco F. & Bellardi L., 1872—1904: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, Torino. — [41] Seneš J., 1950: Helvetská šlírová fauna z okolia Modrého Kameňa. Geol. sborník SAV I, Bratislava. — [42] Seneš J., 1955: Fauna z dvoch facií helvetu na vých. Slovensku. Geol. práce, Zoš. 40, Bratislava. — [43] Schaffer F. X., 1910: Das Miocän von Eggenburg. Abh. k. k. Geol. R. A., Bd. 22, Wien. — [44] Schlosser M., 1901: Zur Kenntniss der Säugethierfauna der Böhm. Braunkohlenformation. Beitr. zur Kenn. der Wirbelthierfauna der böhm. Braunk.-form., 1, Prag. — [45] Sieber R., 1955: Systematische Übersicht der jungtertiär. Bivalven des Wiener Beckens. Ann. naturhist. Mus. in Wien, Bd. 60, Wien. — [46] Stehlin H. G., 1899: Über die Geschichte des Suiden-Gebisses. Abh. Schweitz. Paleont. Ges Bd. XXVI, Basel. — [47] Tausch L., 1889: Bericht über die geol Aufnahme der Umgebung von Mähr. Weisskirchen. Jahrbuch k. k. geol R. A., Bd. 39, Wien. — [48] Tejkal J., 1959: Předběžní zpráva o výzkumu měkkýšů z lok Dolní Nětčice (stř. miocén karp. čel. hlubiny na Moravě). Geofond, Praha. — [49] Thenius E., 1949: Die tortone Säugetierfauna von Neudorf a. M. (ČSR) und ihre Bedeutung für Helvet-Torton-Grenze. Anz. österr. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl. 86 Jhg., Wien. — [50] Thenius E., 1952: Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf a M. (ČSR). Neues Jahrbuch f. Geol., Paleont., Ab B, Bd. 96, Stuttgart. — [51] Thenius E., 1956: Die Suiden und Tayssuiden des steirischen Tertiärs. Sitzungsb. österr. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl. Abt I, Bd. 165, Wien. — [52] Thenius E., 1959: Tertiär, Teil II, in Handbuch der Stratigr. Geol. III. Bd., Stuttgart. — [53] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen in Bau und Bild Österreichs, Wien—Leipzig. — [54] Wolf H., 1863: Bericht über die in den Jahren 1856 u. 1857 in west. Mähren ausgeführte Aufnahme. Verhandl. d. k. k. geol. R. A., Bd. 13, Wien. — [55] Yabe H. & Hatai K., 1935: On some Brachiopods from the Ryûkyû Limestone" of Kikai-zima and Okinawa-zima, Ryûkyû Isl. and south-west. Formosa. Japan. journ. Geol. Geogr., vol. XIII, — [56] Yatsu N., 1905: Notes on the young Discinisca. Zool. Anz., Bd. XXIX, Nr. 18, Leipzig. — [57] Zapfe H., 1949: Eine mittelmiozäne Säugetierfauna aus einer Spaltenfüllung von Neudorf a. M. (ČSR). Anz. österr. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Bd. 86, Wien. — [58] Zdarsky A., 1910: Die miocäne Säugetierfauna vom Leoben. Jahrbuch k. k. Geol. R. A., Bd. LIX, 1909, Wien. — [59] Clark W. B. & Martin G. C., 1904: Miocene in Maryland Geol. Survey, Baltimore. — Glaessner M. F., 1927: Neue Untersuchungen über die Grunder Schichten bei Korneuburg, Verhandl. Geol. B.-A., Nr. 5/1925, Wien. — [60] Hertlein L. G. & Grant U. S., 1944: The Cenozoic Brachiopoda of western North America, Publ. Univ. Calif., Los Angeles, math. phys. Sci., vol. 3. — [61] Jackson J. & Stiasny K., 1937: Siboga Expedition, Leiden, vol. 27, Leiden. — [67] Kalabis V., 1960: Čeled Sparidae Günther, 1859 (Pisces) z miocénu Prostějovska a Hranicka, Zprávy vlastivěd. úst. v Olomouci, č. 91, listopad 1960, Olomouc. — [63] Koslowski R., 1923: A propos de l'age du soulevement de la Cordillere de Bolivie, Bull. Soc. Géol. France, sér. 4, vol. 23, Paris.

Vysvětlivky k tabulkám VII—IX

Tab. VII

Obr. 1—5. *Discinisca carpathia* n. sp.: Obr. 1 — holotyp vnější strana hřbetní misky 2,5×. Sbírky ÚÚG P. Čtyroký 526/N, Dolní Nětčice, lok. 1. Obr. 2 — paratypoid, vnitřní strana hřbetní misky, 2,5×. Sbír. ÚÚG, Čtyroký 1/N, Dolní Nětčice, lok. 1. Obr. 3 — holotyp, vnější strana hřbetní misky, přiroz. velkost. Sbír. ÚÚG, Čtyroký 526/N, Dolní Nětčice, lok. 1. Obr. 4. — paratypoid, vnitřní strana hřbetní misky, přiroz. velikost. Sbír. ÚÚG Čtyroký 1/N, Dolní Nětčice, lok. 1. Obr. 5 — vnitřní strana hřbetní misky, 2,5×, Dolní Nětčice, lok. 1. Obr. 6—7. Schránky *Balanus concavus concavus* Bronn, 1831, přisedlé na hřbetní misku Discinisca carpathia n sp., 1,5×, Dolní Nětčice, lok. 1.

Tab. VIII

Obr. 1. *Mytilus galloprovincionalis* ssp., jádro pravé misky, Dolní Nětčice, lok. 1. — Obr. 2. *Pycnodonta cochlear* (Poli 1795), pravá miska, 1,5×. — Obr. 3. *Lima hians* cf. *miosimplex* Sacco 1898, 1,2× zv. — Obr. 4. *Chlamys multistriata* (Poli 1795), pravá miska, 1,5×. — Obr. 5. Tři jedinci *Balanus concavus concavus* Bronn 1831, navzájem na sebe přisedlí; 1,5× Všechno Dolní Nětčice, lok. 1.

Zobrazené originály jsou uložené ve sbírkách ÚÚG, Praha. Foto H. Váňová a P. Čtyroký.

PAVEL ČTYROCKÝ—OLDŘICH FEJFAR

FAUNA DER SANDE UND SANDSTEINE DER KARPATISCHEN FORMATION (MITTELMIOZÄN) BEI DOLNÍ NĚTČICE IN DER KARPATENVORTIEFE

(Taf. VII—VIII)

Im Rahmen der biostratigraphischen Erforschung des Miozäns der Karpatenvortiefe wurden im J. 1960 Sammlungen in den litoralen Sedimenten der Karpatischen Formation in der Gemeinde Dolní Nětčice in Mähren durchgeführt. Die geologischen Verhältnisse auf der Lokalität, die Terrainsammlungen und die Fauna der wirbellosen Tiere verarbeitete Pavel Čtyroký, den Fund des festländischen Saugetieres beschrieb Oldřich Fejfar.

Für die Informationen über die rezenten Repräsentanten der Armflüssler der Gattung *Discinisca* sind wir dem Dr. Myra Keen, Stanford, USA verbunden.

Die Fauna hat man auf zwei Lokalitäten in unmittelbarer Nähe der Gemeinde Dolní Nětčice, südlich von Hranice in Nordmähren gesammelt, teilweise in den feinkörnigen, zerfallenden Kalksanden und teilweise in den konkretional verfestigten Sandsteinbänken. In der Nähe einer von den Lokalitäten kann man die basalen Sedimente der Karpatischen Formation, die auf die Kulmschiefer transgredierenden grobkörnigen, blockartigen Konglomerate und Schotter, verfolgen. Die Sand- und Sandsteinlagen, aus welchen die Fauna gesammelt wurde, liegen im Hangenden dieser basalen klastischen Gesteine.

In den zerfallenden Sandsteinen, in der Sandgrube auf der Lokalität 1, herrscht in der Fauna die Flachsee — Assoziation *Balanus-Pycnodonta-Discinisca* vor; vereinzelt fand man da allochthon herabgeschwemmte Zähne mit einem Teil des Kiefers des Saugetieres *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer, 1834. Auf der Lokalität 2, in den festen, bankigen Sandsteinen, herrschen markant die Arten *Chlamys macrotis* (Sowerby, 1847) und *Corbula gibba* (Olivi, 1792) vor. Es handelt sich da sichtbar um etwas faziell tiefere Äquivalente der Sedimente auf der Lokalität 1.

Eine ausführliche Liste der auf beiden Lokalitäten gefundenen Arten befindet sich auf der Seite 147.

Die Thanatozoenose der Weichtiere aus den Sanden und Sandsteinen in Dolní Nětčice ist aus dem Gebiet der Vortiefe in Mähren vorläufig die einzige verarbeitete Fauna aus den litoralen Sedimenten der Karpatischen Formation. Aus diesen Sedimenten wurden im Gebiete des Karpatenmiozäns vor allem die Molluskenassoziationen aus den Schlieren und Mergeln verarbeitet (Seneš, 1950, 1951, 1955; Čtyroký, 1956, 1960). Aus den seichtmarinen, sandigen Entwicklungen der Karpatenformation wurden namentlich die Assoziationen aus dem nordungarischen Gebiet (Csepreghy-Meznerics, 1951, 1954) und aus dem Gebiet von Modrý Kameň (Seneš, 1960) beschrieben. Aus dem inneralpinen Becken wurde neuerdings die Fauna aus der Sandeinlage in Dubovce, in der Westslowakei beschrieben (Čtyroký, 1960). Im ganzen kann man jedoch konstatieren, dass die in dieser Arbeit beschriebene Assoziation zu den reichsten, bisher aus den Sedimenten der Karpatischen Formation beschriebenen, gehört.

Auf beiden Lokalitäten kommen Arten der wirbellosen Tiere vor, die praktisch im ganzen Miozän der Karpatenbecken durchlaufend sind. Die neu beschriebene Art des inarticulaten Brachiopoden, *Discinisca carpathia* n. sp., ist vorläufig aus anderen Lokalitäten unbekannt; die systematisch nächsten Arten sind aus dem französischen Torton (J. Morgan, 1915) und nordamerikanischen Miozän (Conrad, 1834; Cooper, 1914) bekannt.

Von den vorkommenden Repräsentanten der Familie *Pectinidae* erscheinen da die praktisch im ganzen Miozän der Karpatenbecken durchlaufenden Arten, *Chlamys macrotis, Ch. scabrella* und *Ch. multistriata*. Wie jedoch schon in dem Bericht über die Fauna aus Dubovce konstatiert wurde (Čtyroký, 1960), wurde auch auf dieser Lokalität die Tatsache bewiesen, dass einerseits in den Sedimenten der Karpatischen Formation untermiozäne Arten der Pectiniden nicht vertreten sind und zu leich anderseits die ausgesprochen tortonischen Arten fehlen. Dabei kommen die üblich durchlaufenden Arten dieser Pectiniden in grosser individueller Menge vor, was in Dolní Nětčice namentlich von *Chlamys macrotis* gilt. Auffallendes Vorkommen der bloss durchlaufend n miozänen Formen der Pectiniden in der Karpatischen Formation kann man vielleicht durch die ökologisch-klimatischen Verhältnisse in diesem Zeitabschnitt am besten erklären. Man kann voraussetzen, dass die Formen, wie *Ch. macrotis, Ch. scabrella* und *Ch. multistriata* im Miozän wahrscheinlich bedeutend eurybionte Arten waren, besonders was ihre Anpassungsfähigkeit dem Substrate, der Temperatur des Wassers und vielleicht auch der mässigen Schwankung der Salinität, betrifft.

Das gefundene Säugetier *Hyotherium soemmeringi* gehört zu den verbreitetesten Formen der miozänen Suiden und ist vom Burdigal bis Sarmat verbreitet. Sehr häufig kommt es besonders im limnischen Untermiozän (Leoben, Eibiswald) in Steiermark vor, während es im Wiener Becken seltener vorkommt (Thenius, 1959).

Im Schlussteil der Arbeit ist die Beschreibung der neuen Art des Brachiopoden *Discinisca carpathia* n. sp. und des Saugetieres *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer angeführt.

Paläontologische Beschreibung

Discinisca Dall, 1871

Genotyp: *Orbicula lamellosa* Broderip, 1833, rezent, typ. Lokalität Iquiqui, Peru

Discinisca carpathia n. sp.

Taf. VII, Abb. 1—5, Abb. 1, 2 im Text

Holotyp: Aussenseite der Dorsalschale, Sammlungen der ÚÚG, Koll. Čtyroký 526/N, abgebildet auf der Taf. VII, Abb. 1, 3.

Stratum locusque typicus: Mittelmiozän, Sande der Karpatischen Formation, Dolní Nětčice in Nordmähren.

Derivatio nominis: Abgeleitet von dem latainischen Carpathius = karpatisch.

Paratypoid: Innenseite der Dorsalschale, Samml. der ÚÚG, Koll. Čtyroký 1/N, abgebildet auf der Taf. VII, Abb. 2, 4, 5.

Material: 65 Innen- und Aussenseiten der gewöhnlich mehr oder weniger beschädigten Dorsalschalen und 226 kleine Fragmente.

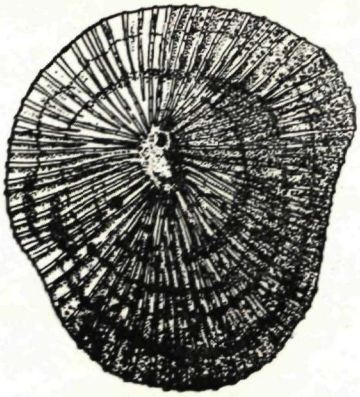
Diagnose: Dorsalschale unregelmässig kegelförmig, Umriss der Schalenbasis unregelmässig kreisrund, mässig elliptisch, bis schwach viereckig. Apex mehr oder weniger posterior verschoben. Äussere Oberfläche der Rückenschale besitzt radiale Rippen und Furchen. Die grösste Rückenschale erreicht im Durchmesser bis 30 mm. Bauchschale unbekannt.

Beschreibung: Dorsalschale niedrig, schief kegelförmig, Apex bei den mittelgrossen Schalen cca im $^1/_3$ der Länge vom hinteren Rand; bei juvenilen, kleinen Schalen Apex näher zum hinteren Rand verschoben, bei grossen, gerontischen Schalen subzentral. Apex gewöhnlich mehr oder weniger abgerieben, glatt, glänzend. Auf der äusseren Oberfläche der Rückenschale sind bei allen gefundenen ontogenetischen Stadien feine, stellenweise unregelmässig verdickte Rippchen entwickelt, die von dem Apex radial verlaufen. Die Rippchen sind durch gleich breite Furchen voneinander getrennt. In der Richtung zu dem Schalenrand vergrössert sich die Zahl der Rippchen durch die Einschaltung von sekundären Rippchen in die Furchen (Vergrösserung der Zahl der Rippchen durch die Interkalation). In der mittleren Entfernung zwischen dem Apex und dem Rand pflegen bei den mittelgrossen Schalen 50—60, am Schalenrand 70—75 Rippchen zu sein. Auf dem Schalenrand haben die Rippchen im allgemeinen unregelmässigeren Verlauf, selten zerfallen sie auch in einzelne Granulationen. Bei stärkerer Vergrösserung (10×) sind die Rippen und Furchen fein konzentrisch lamelliert, am markantesten am Schalenrand. Der Wuchs der Schale ist holoperipherial, jedoch im Verlaufe der Ontogenese sind auf dem vorderen Rand die Zuwächse wesentlich grösser als hinten. Bei einigen älteren Individuen kommt es sichtbar zur periodischen Einstellung des Wuchses, was sich in stufenförmigen, konzentrischen Zuwächsen äussert, die am vorderen Hang der Dorsalschale besonders gut sichtbar sind. Das Material der Schale ist chitinophosphatisch, dunkelbraun, bei einigen Schalen sind schmale, konzentrische, lichter gefärbte Streifchen entwickelt.

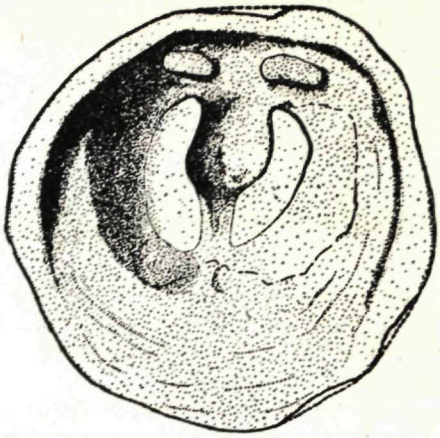
Die Innenseite der Dorsalschale ist konkav, flach trichterförmig, die Ränder sind etwas nach aussen ausgewichen und abgeflacht. Der tiefste Teil der Innenseite der Schale entspricht dem Apex und ist durch kleine, grübchenförmige Vertiefung charakterisiert. Beiderseits dieser Vertiefung befinden sich auf den meisten grösseren Schalen zwei deutliche, unregelmässig halbmondförmige kleine Muskelflecke für die Insertion der anterioren Adduktoren. Man kann nicht wörtlich von Eindrücken sprechen, da diese Flächen mässig erhöht sind, was an den Rändern des Zentralgrübchens besonders gut sichtbar ist. Die Form dieser Muskelflächen ist in den Details ziemlich variabel, jedoch im allgemeinen bilden sie immer zwei im grossen und ganzen halbmondförmige, lichter gefärbte Gebilde (Abb. im Text 2). Gegenüber den rückwärtigen Beendigungen der anterionen Adduktoren befinden sich am hinteren Schalenrand zwei deutliche, kleine, ovale in der Breitenachse schwach vertiefte bis flache Muskelflecke für die Insertion der posterioren Adduktoren. Diese Fläckchen befinden sich auf zwei mehr oder weniger erhöhten, stufenförmigen Falten, die aus der glatten Schalenoberfläche, besonders in der Richtung von der Mitte emporsteigen (Abb. im Text 2). Für die Insertion der übrigen Muskeln sind auf der inneren Oberfläche keine andere Flächchen oder Eindrücke sichtbar (Bulman, 1939). Bei einigen grösseren Schalen befinden sich im mittleren Teil der Innenseite sichtbare, licht gefärbte, dünne, sekundäre Manteleinlagerungen. Diese Einlagerungen bilden eine dünne Schichte und umgeben gewöhnlich die anterioren Muskelfelder; am Rand sind sie mechanisch beschädigt und korrodiert.

Es wurde keine einzige Bauchschale gefunden. Sie war sichtbar sehr dünnwändig und spröde,

wie bei den meisten rezenten Formen dieser Gattung und deshalb hat sie sich nicht erhalten. Trotz der Abwesenheit der Bauchschale konnte man auf der Dorsalschale zahlreiche diagnostische Kennzeichen feststellen, so dass die Zugehörigkeit der neu beschriebenen Form zu der Gattung *Discinisca* D a l l, 1871 vollkommen sicher ist.



O b r. 1 — *Discinisca carpathia* n. sp., vnější strana hřbetní misky; 2,5×, zřetelní radiální skulptura povrchu. — *Discinisca carpathia* n. sp. Oberfläche der Dorsalklappe, Radialskulptur sichtbar; 2,5×. Dolní Nětčice.



O b r. 2 — *Discinisca carpathia* n. sp., vnitřní strana hřbetní misky; zřetelné plošky po anteriorních a posteriorních aduktorech. — *Discinisca carpathia* n. sp., Innenseite der Dorsalklappe; Muskelabdrücke der Anterior- und Posterior-Adduktoren sichtbar. 2,5×. Dolní Nětčice.

Dimensionen:

Aussenseite der Dorsalschale

		L	B	H	
Holotyp	526/N	18,8	16,6	5,1	mm
	731/N	26	23,5	7(?)	mm
	296/N	23,3	23,3	6	mm
	460/N	20,2	17,5	4,9	mm
	938/N	17	15,3	6	mm

Innenseite der Dorsalschale

		L	B	H
	23/N	17	15	mm
	735/N	22,5	20	mm
	447/N	15.2	12,5	mm
	430/N	22	18,5	mm
	744/N	19,7	17	mm
Paratypoid	1/N	19,7	19,7	mm

B e z i e h u n g e n u n d U n t e r s c h i e d e: Nach W. H. D a l l (1920) sind die rezenten Arten der Gattung *Discinisca* in drei morphologische Gruppen künstlich gegliedert. In die erste Gruppe (A) gehören die Arten mit grossen, biegsamen, konzentrisch lamellierten Schalen ohne radiale Skulptur n (z. B. *D. lamellosa, D. laevis*). In die zweite Gruppe (B) gehören die Arten mit grossen, lamellierten, festeren Schalen mit der unregelmässigen, oder schwach entwickelten radialen Skulptur *(D. strigata, D. cumingi)*. Die dritte Gruppe (C) einbegreift die Arten mit kleinen Schalen, mit deutlicher radialer Skulptur *(D. stella, D. antillarum)*. Die ersten zwei Gruppen sind zoogeographisch in den westamerikanischen Küstengebieten des Stillen Ozeans

verbreitet, während die dritte Gruppe in den östlichen Küstengebieten Asiens, der anliegenden Inseln und an den Küsten des tropischen Atlantiks vorkommt.

Nach dieser morphologisch-zoogeographischen Klassifikation hat auch H. M. Muir-Wood (1929, 1939) die fossilen Arten der Gattung *Discinisca* gegliedert. Die neue, in Dolní Nětčice gefundene Art könnte man auf Grund der Morphologie der Oberfläche in die dritte Gruppe einreihen, jedoch der durchschnittlichen Grösse nach inklinliert sie eher zu beiden ersten Gruppen.

Von den rezenten Arten nähert sich der neu beschriebenen Form am meisten die Art *Discinisca stella* (Gould, 1850); die Ähnlichkeit äussert sich in der radialen Skulptur auf der Oberfläche der Rückenschale, die jedoch bei unserer Art viel gröber ist. Bei der *D. stella* sind die Rippchen sehr fein und viel schmaler, als die Furchen zwischen ihnen. Der weitere Unterschied ist der regelmässig kreisrunde Umriss, kleinere Grösse und die Abwesenheit der deutlichen Muskelflecke auf der Dorsalschale (Dall 1920; Hatai, 1940).

Von den aus dem europäischen Tertiär beschriebenen fossilen Arten besitzt zu der neu beschriebenen Art die nächsten Beziehungen *Discinisca multiradiata* Dollfus u. Dautzenberg, 1901 aus dem französischen Torton (Faluns de Touraine; J. Morgan, 1915). Diese Art hat sehr analoge Gestaltung und Zahl der radialen Rippen, ist jedoch viel kleiner und hat andere Stellung der Muskeleindrücke. Die von J. Dreger (1889) aus dem Torton des Wiener Beckens beschriebene Art, *Discinisca scutellum*, ist gleichfalls kleiner und besitzt eine vollkommen unterschiedliche Skulptur.

Morphologisch viel näherstehend ist die Art *Discinisca ferroviae* Muir-Wood, 1929 aus dem englischen Untereozän. Diese Form besitzt auch analoge radiale Rippchen, ihre Zahl vergrössert sich jedoch durch die Bifurkation; ausserdem ist sie kleiner und besitzt unterschiedliche Stellung der Eindrücke der vorderen Adduktoren. Aus dem geographisch sehr nahen Gebiet, aus dem Torton der Umgebung von Lwow in der Ukraine, wurde die Art *D. leopolitana* (Lomnicki M. S. emend. Friedberg, 1921) beschrieben. Diese Art besitzt jedoch auf der Dorsalschale bloss eine konzentrische Skulptur und nähert sich eher der rezenten *D. lamellosa*.

Der Grösse und der Gesamtmorphologie der Rückenschale nach besitzt die neu beschriebene Form unzweifelhafte Beziehungen auch zu den Formen der Gattung *Discinisca* aus dem nordamerikanischen Miozän: *D. lugubris* (Conrad, 1834), *D. perrini* Hertlein & Grant, 1944 und *D. loeli* Hertlein & Grant, 1944. *Discinisca lugubris* besitzt sehr ähnliche Muskelflecken auf der Innenseite der Dorsalschale (Cooper, 1944; Easton, 1960) unterscheidet sich jedoch durch die glatte Oberfläche. Auch die Arten *D. perrini* und *D. loeli* haben die Dorsalschale ohne Radialskulptur.

Zusammenfassend kann man also sagen, dass die neu beschriebene Art, *Discinisca carpathia* die nächsten Beziehungen zu der Form *Discinisca multiradiata* Dollfus u Dautzenberg, 1901 aus dem französischen Torton besitzt und durch die Anordnung der Muskelflecke und Grösse sich der Art *Discinisca lugubris* (Conrad, 1834) aus dem nordamerikanischen Miozän nähert. Übersicht der rezententen und kaenozoischen fossilen Arten der Gattung Discinisca wird im tschechischen Teil (S 147) veröffentlicht.

V. Kalabis (1960) betrachtet diesen Brachiopoden als eine näher unbestimmte Art des Gastropoden der Gattung *Patella*. Nach der Konsultation mit dem Prof. W. Krach führt er an, dass es sich etwa um die Art *Patella anceps crassosimplex* Sacco, 1887 handeln könne.

Bemerkungen zur Ökologie: Alle heute lebenden Formen der Gattung *Discinisca* sind Bewohner der seichten Gebiete tropischer Meere und Ozeane. Sie kommen sowohl in der Küstenzone Ostasiens, als auch auf Philippinen und in den Küstenzonen des Stillen Ozeans und des Atlantiks der Mittel- und Südamerika vor. Nach Erlangung der Reife befestigen sich die rezenten Repräsentanten mit der Bauchschale an die Gegenstände am Meeresboden, bzw. direkt an das Bodengest in. Oft pflegen sie an den Schalen der marinen Muscheln angekittet zu sein. Ähnliche Beispiele sind auch bei den fossilen Arten bekannt. Man fand z. B. eine *Disci-*

nisca ferroviae Muir-Wood, die an einer Austernschale angekittet war. Die meisten rezenten Arten leben in der litoralen Zone, auf den schlammlosen Meeresböden, wo das Wasser durch das suspendierte pelitische Material nicht trübe wird.

Nach dem Ableben des Tieres löst sich die ganz leichte, chitinöse Dorsalschale ab und wird oft in der Küstenzone durch die Brandung und bei den Stürmen in grossen Mengen auf die Ufer herausgeworfen. Die Anhäufung der grossen Menge von Dorsalschalen der neuen Art in den Sanden bei Dolní Nětčice ist wahrscheinlich derselben Herkunft. Die Rückenschale der Gattung *Discinisca* besitzt im allgemeinen immer einen festeren Bau und hat deshalb auch grössere Hofinung auf die Erhaltung und Fossilisation gehabt. Das beweisen auch die Sammlungen der rezenten Arten, da bei der Sondierung des Meeresbodens immer unverhältnismässig mehrere dorsale Schalen herausgefischt werden, während die ganzen Bauchschalen nur sehr selten gewonnen werden. Nach den Erforschungen von N. Yatsu (1905) haben die rezent lebenden Repräsentanten der Gattung *Discinisca* im Vergleich mit der Gattung *Lingula* ein viel kürzeres schwimmendes (freies) larvales Stadium. Daraus folgt die verhältnismässig kleine Dispersion der Larven und kleine geographische Ausbreitung einzelner rezenter Arten.

Die Knochenfunde

SUIDAE Gray, 1821

Hyotheriinae Cope, 1888

Hyotherium Herrmann v. Meyer, 1834

Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer, 1834

(Abb. 3—5)

Material: 1 P 3 sup sin., 1 P 3 sup dex., 1 P 4 sup. dex., 1 M 1 sup. sin., 1 M 1 sup. dex., 1 M 2 sup. sin., 1 M 2 sup. dex., 1 M 3 sup. sin. (fr.m.), nicht beurteilbare Schädelfragmente.

Der Knochenfund von Dolní Nětčice gehört nur einer Säugetierart: *Hyotherium soemmeringi* H. v. Meyer; alle gefundene Reste stammen aus einem Individuum, der Abkauungsgrad der Zähne bezeugt das adulte Alter des Tieres. Aus dem Übersicht des Materials geht hervor, dass es sich offenbar um einen vielleicht schon primär beschädigten, zufälligen und vereinzelten Befund handelt, was den übrigen Fundumständen gut entspricht.

Einige Zähne wurden beim Ausheben des Materials beschädigt, sonst sind sie aber sehr gut erhalten; der Schmelz ist dunkel graubraun gefärbt ohne Korrosion auf der Oberfläche, das Dentin ist dunkelbraun und hat auf der Oberfläche eine dünne weissliche Korrosionszone, das Knochengewebe ist sehr gebrechlich und meistens mit der Matrix hart umgeben.

Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer ist im europäischen Miozän überall sehr häufig ebenso auch auf unserem Staatsgebiet, wie aus dem folgenden Übersicht hervorgeht:

? 1858 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Jokély, S. 534)
? 1879 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Stur, S. 144)
? 1892 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Katzer, S.)
1899 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Laube, S. 336—340, Abb. 1, 2, 3)
1901 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Laube, S. 70)
1916 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Kafka, S 7, Abb. 1)
1952 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Thenius, S. 70, Abb. 31)
1953 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Zapfe, S. 176)
1959 *Hyotherium soemmeringi* H. v. M. (Fejfar, S. 303)

Drei erste Angaben beziehen sich zum Vorkommen von *H. soemmeringi* im Hangendletten der Braunkohle von Blov (Hlahä) und Vintířov (Winternitz) in Nord öhmen; diese Reste sind aber unsicher und heute schon unzugänglich. Der erste erweisliche Fund stammt von Valeč (Nordböhmen) aus dem Komplex der verfestigten Basaltagglomeraten (ein juveniler M 3 inf. dex., Länge = 26,5 mm, Breite = 15 mm [nach Laube, 1899]); dieser Zahn wurde aber nicht in situ gefunden. Aus dem Vorton von Neudorf a d. March — Sandberg beschreibt E. Thenius (1952) einen M 1 sup. dex., M 2 sup. dex. frgm., und M 1 inf sin. frgm. von *H. soemmeringi*, aus der benachbarten Spalte (Helvet) sind Reste dieser Art nur signalisiert (Zapfe 1953).

Neuere Funde wurden im Jahre 1958 in den Randfazien der Cyprisschiefer des Eger-Beckens von Františkovy Lázně (Franzensbad) gefunden; weitgehende Übereinstimmungen der häufigen Kleinsäugerarten *(Neocometes, Pseudotheridomys, Cricetodonten)* erlauben die Parallelisierung mit der Neudorfer Spalte (s. Fejfar, 1959). Das *Hyotherium* von Franzensbad ist im Vergleich mit dem Fund von Nětčice bedeutend kleiner (s. die Masstabelle) mit konservativer Brachyodontie: die Lingualwände z. B. beim M 2 sup. sind nicht so steil; die Mesial- und Distalwände am P 4 sup. sind beinahe parallel — am Exemplar von Nětčice divergierend; die hintere Sagittalkante am juvenilen P 3 sup. ist deutlich gekerbt. und besitzt einen distal-lingualen Höcker — die P 3 sup. von Nětčice sind plumper und die Kerbung sowie der Höcker ebenso vorhanden. Im Durchschnitt sind die franzensbader Reste kleiner und konservativer, jene von Nětčice grösser und fortschrittlicher, was mit den stratigraphischen Umständen im Einklang steht. Die Form von Franzensbad reihe ich zur Untertart *H. soemmeringi medium* H. v. Meyer; zur Abtrennung vom *Palaeochoerus waterhousi* Pomel dienten die weiblichen C sup. et inf. und ein Fragment des männlichen C inf. Der Fund von Nětčice passt dann in den Rahmen des typischen *H. soemmeringi*. Im Material von Franzensbad liegt noch ein auffalend grosser Exemplar des P 4 sup. sin. (No. 73313) vor, mit gut entwickeltem Cingulum und getrennten Labialhöckern, der die Existenz dieser typischen Form auch in Franzensbad wahrscheinlich macht.

Masstabelle I. *(Hyotherium soemmeringi medium* und *H. soemmeringi* in Františkovy Lázně); in mm

P 3 sup. (73316)	P 4 sup. (73312)	P 4 sup. (73313)	M 2 sup. (No. 73313)
L 12,5	10,8	12,3	16,5
B 9,0	13,0	13,9	16,2

Masstabelle II. *(Hyotherium soemmeringi* von Dolní Nětčice); in mm

P 3 sup. (73321)	P 4 sup. (73322)	M 1 sup. (73323)	M 2 sup. (73324)
L 15,8	13,5	15,0	17,5
B 10,8	14,8	15,0	18,0

Geologische Zentralanstalt, Praha

Erläuterungen zu den Abbildungen VII—VIII

Taf. VII

Fig. 1—5. *Discinisca carpathia* n. sp.; Fig. 1 — Holotypus, Oberfläche der Dorsalklappe, 2,5×, coll. ÚÚG, P. Čtyroký 526/N, Dolní Nětčice, lok. 1; Fig. 2 — Paratypoid, Innenseite der Dorsalklappe, 2,5×, Coll. ÚÚG, P. Čtyroký 1/N, Dolní Nětčice, lok. 1; Fig. 3 — Holotypus, Oberfläche der Dorsalklappe, 1×, Coll. ÚÚG P. Čtyroký 526/N, Dolní Nětčice, lok. 1; Fig. 4 — Paratypoid, Innenseite der Dorsalklappe, 1×, Coll. ÚÚG, P. Čtyroký 1/N, Dolní Nětčice, lok. 1. Fig. 5 — Innenseite der Dorsalklappe, 2,5×, Coll. ÚÚG, Dolní Nětčice, lok. 1. Fig. 6—7. Auf der Dorsalklappe von *Discinisca carpathia n. sp.* ansitzende Schalen von *Balanus concavus concavus* Bronn, 1831, 1,5×, Dolní Nětčice, lok. 1.

Taf. VIII

Fig. 1. *Mytilus galloprovincionalis* ssp., Steinkern der rechte Klappe, Dolní Nětčice, lok. 1; Fig. 2. *Pycnodonta cochlear* (Poli, 1795), Rechte Klappe. 1,5, D. Nětčice, lok. 1; Fig. 3 *Lima hians* cf. *miosimplex* Sacco, 1898, 1,2×; Fig. 4. *Chlamys multistriata* (Poli, 1795), Rechte Klappe, 1,5×, D. Nětčice, lok. 1; Fig. 5. Drei Individuen von *Balanus concavus concavus* Bronn, 1831, 1,5×, D. Nětčice, lok. 1.

Das Material befindet sich in den Sammlungen der ÚÚG, Prag. Foto H. Váňová und P. Čtyroký.

ZOLTÁN SCHMIDT

TETRALOPHODON GRANDINCISIVUS SCHLESINGER, 1917 Z PLIOCÉNU (PONTU) V KUZMICIACH PRI TOPOĽČANOCH

V septembri 1960 sa našli v Kuzmiciach pri Topoľčanoch fosílie mastodonta, uložené teraz vo vlastivednom múzeu v Topoľčanoch. Pieskovisko je vzdialené asi 450—500 m JV od hradskej, ktorá vedie z Kuzmíc do Jacoviec, v poli „Hájik".

Profil uvedenej lokality je vo smere S 173° (J—JV, S—SZ). Nadmorská výška na báze odkryvu je 289 m.

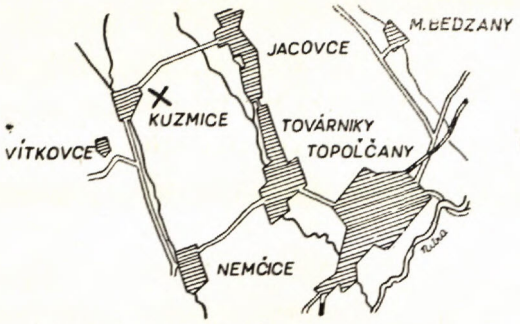
V profile odkryvu môžeme rozlíšiť niekoľko vrstiev (obr. 2):

1. Od 0— 20 cm: ornica
2. od 20—240 cm: žltohnedá piesčitá sprašová hlina
3. od 240—350 cm: sivé, hrdzavožlto škvrnité piesčité íly s hojnými vápnitými konkréciami
4. od 350—375 cm: hrdzavožltý, sivo škvrnitý piesok jemného až stredného zrna, krížovo zvrstvený
5. od 375—450 cm: sivé, hrdzavožlto škvrnité piesky až aleurity
6. od 450—510 cm: sivožlté, hrdzavo škvrnité piesky; striedanie pieskov rôznej zrnitosti naznačuje krížové zvrstvenie a v tejto vrstve sa zachovali fosílie mastodonta
7. od 510—545 cm: sivobiely piesok so slabšími polohami štrčíkov (ojedinelé valúniky sú max. 1 cm veľké a s pieskami rôznej zrnitosti naznačujú krížové zvrstvenie)
8. od 545—600 cm: šošovkovitá poloha (dĺžka ca 4 m, max. mocnosť 60 cm) sivobieleho, drobnozrnného štrkopiesku s prevahou valúnikov (max. 1,5 cm veľké) kremeňa a kremenca, väčšinou drobno opracovaných
9. od 600—610 cm: nesúvislá poloha žltkavého, sivobieleho, jemnozrnného piesku až aleuritu s vápnitými konkréciami (miestami až 0,5 m)
10. od 610—755 cm: sivobiely piesok, v ktorom sa striedajú polohy rôznej zrnitosti so slabšími polohami drobných štrkopieskov, naznačujúcich krížové zvrstvenie (valúniky sú max. 0,5 cm veľké)

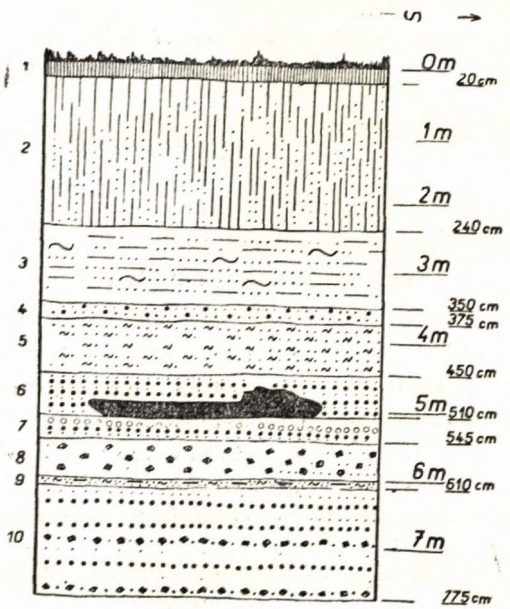
775 cm: báza odkryvu.

Najvyššia humózna vrstva spolu s piesčitou sprašovou hlinou patrí štvrtohorným pokryvným útvarom, ktoré sú v najbližšom okolí náleziska značne rozší-

rené. Na samotnom nálezisku i v jeho širšom okolí, v podloží štvrtohorných pokryvných útvarov sú vrchnopontské sedimenty (E. Brestenská 1961), ktorých mocnosť zatiaľ nebola zistená. Sedimentácia prebiehala v sladkovodnom prostredí. Organické zvyšky sa vo vrchnopontských sedimentoch vyskytujú pomerne vzácne. Z fauny cicavcov sa ojedinele vyskytujú fosílne zvyšky chobotnatcov.



Obr. 1. Schematický náčrt okolia Kuzmíc s vyznačením nálezu mastodonta.



Obr. 2. Profil pieskoviskom v Kuzmiciach. 1 — ornica, 2 — piesčitá sprašová hlina, 3 — piesčité íly s vápnitými konkréciami, 4 — jemnozrnný piesok. 5 — piesky až aleurity, 6 — rôzne zrnité piesky s nálezom fosílnych zvyškov mastodonta, 7 — rôzne zrnité piesky s polohami štrčíkov, 8 — štrkopiesky, 9 — jemnozrnné piesky až leurity s váp. konkréciami, 10 — striedanie pieskov a štrkopieskov.

MASTODONTOIDEA — BUNOMASTODONTIDAE Osborn, 1921

Tetralophodontinae van der Maarel, 1932 —

Tetralophodon Falconer, 1847, 1857

Tetralophodon grandincisivus Schlesinger, 1917

(tab. IX)

Materiál: lok. Kuzmice pri Topoľčanoch, vrchná časť kostry lebky s čiastočne zachovaným M^3 sin., zachovanými I^2 sin. a I^2 dext.

Popis materiálu: Fosílne zvyšky mastodonta vo vrchnopontských sedimentoch v Kuzmiciach sú veľmi poškodené. Zachovali sa len jednotlivé partie vrchnej časti kostry lebky s I^2 sin. a I^2 dext., ktorá sa následkom transportu našla prevrátená do polohy približne v bazilárnej norme (tab. IX). Pre veľké poškodenie uvádzam pri popisovaní lebky len relatívne miery.

Celková dĺžka čiastočne zachovaných fosílnych zvyškov vrchnej časti lebky s dobre zachovanými klami (I^2 sin. a I^2 dext.) je 3370 mm; z toho na zachované partie kostry pripadá 1150 mm. Jej maximálna výška s tretím vrchným ľavým molárom meria 410 mm, maximálna šírka 600 mm. V relatívnej bazilárnej norme lebky kuzmického mastodonta môžeme rozlíšiť čiastočne zachovanú pravú nosnú dutinu (cavum nasi dext.) s priemerom 84 mm (ľavá sa nezachovala), ďalej horizontálnu časť palatinálnej kosti s výbežkami a podnebnými lištami. Maximálna šírka podnebia medzi lôžkami M^2 dosahuje ca 148 mm. Pravá maxila je úplne poškodená; v úlomkovite zachovanej ľavej maxile sa čiastočne zachoval tretí molár (M^3 sin.), ktorý je smerodajný pre určenie druhu. Fragmentárne sa zachovali premaxilárne kosti a ľavý podočnicový otvor (foramen infraorbitale) o priemere 52 mm. Treba poznamenať, že jarmová kosť (os zygomaticum) sa na oboch stranách nezachovala.

Keď si premietneme takto zachovanú vrchnú kostru lebky kuzmického mastodonta do vertikálnej polohy, môžeme predpokladať, že sa fragmentárne zachovali nazálne, frontálne a parietálne kosti.

Dentes incisivi (I^2 sin. a I^2 dext.)

Veľmi dobre sa zachovali hryzáky — kly (I^2 sin. a I^2 dext.), pozoruhodné svojou dĺžkou a tvarom (tab. IX). Pravý horný hryzák (I^2 dext.) dosahuje dĺžky ca 2200 mm, ľavý (I^2 sin.) ca 2220 mm. Maximálna hrúbka ľavého kla meraná vo vzdialenosti 26 cm od približného miesta jeho alveoly je 350 mm. Kly sú na konci vo vzdialenosti 179—200 cm silne prekrížené, v normálnej vertikálnej polohe ľavý hryzák križuje pravý. Rozpätie medzi hryzákmi zvnútra, približne v miestach ich alveol je 320 mm. Maximálne rozpätie medzi hryzákmi zvnútra merané ca 60 cm od približného miesta ich alveol dosahuje 390 mm.

Šírku klov som meral po celej ich dĺžke vo vzdialenostiach po 40 cm. U I^2 sin. sú šírky: 118—112—104—98—86—58—30—19 mm. U I^2 dext.: 123—106—106—95—87—62—39—22 milimetrov. Kly sú po celej šírke pokryté emailom, na koncoch čiastočne poškodeným.

M^3 sin.

Z molárov sa čiastočne zachoval tretí, horný ľavý trvalý molár (tab. IX). Bol pravdepodobne päť a pol jarmový, pričom každé jarmo malo štyri nezreteľne vyvinuté hrboly. Prvé a druhé jarmo sa nezachovalo. Prístupný koreň prvého jarma na laringálnej strane je dlhý ca 51,4 mm. Hrboly tretieho jarma sú skúsané; intenzívne sú skúsané hrboly na laringálnej, menej na vonkajšej strane. Maximálna šírka tretieho jarma je 103,4 mm, výška z vonkajšej strany 49 mm. Čiastočne skúsané hrboly má štvrté jarmo, najmä na vnútornej strane. Jeho maximálna šírka je 92,6 mm, výška 54,3 mm. Maximálna šírka piateho jarma je 89,6 mm, výška 56,1 mm. Na šiestom jarme sú tri hrboly, na laringálnej strane ulomené; štvrtý hrbol na vonkajšej strane je zachovaný, vôbec nie je skúsaný. Maximálna šírka šiesteho jarma je 71 mm, výška 31 mm.

Hrúbka skloviny ulomeného okraja prvého hrbola na vnútornej strane šiesteho jarma dosahuje 3,4 mm; na tom istom hrbole tretieho jarma 5,3 mm.

Dĺžka M^3 sin. s nezachovaným prvým a druhým jarmom je ca 238 mm. Bez prvého a druhého jarma je 167 mm. Maximálna šírka u tretieho jarma je 103,4 mm; maximálnu výšku 56,1 mm dosahoval pri krajnom hrbole piateho jarma na vonkajšej strane.

Náš nález nie je jediný v tejto oblasti. Už r. 1930 našli „Na Kalvárii" v Topoľčanoch v hĺbke 8 m fosílne zvyšky podnebia (palatum) mastodonta s obidvoma vrchnými druhými a tretími molármi a s I^2 sin., okrem ďalších fosílnych zvyškov. Pre porovnanie stručne uvediem popis

molárov, ktorý K. Silnický (1931) vo svojej zpráve neuvádza, a ktorý k jej doplneniu a diagnóze nášho nálezu je nevyhnutný, i s rozmermi kuzmického a topoľčianskeho nálezu.

	Tetr. grandincisivus, Kuzmice		*Tetr. grandincisivus*, Topoľačny	
	Dĺžka	Šírka	Dĺžka	Šírka
M^3 sin.	167 ?	103	200	102
M^3 dext.	—	—	196	104,5
M^2 sin.	—	—	142	91,5
M^2 dext.	—	—	128 ?	92

Väčšina podn bia a maxíl topoľčianskeho nálezu je pokrytá stmeleným hrubozrnným pieskom, v ktorom sa fosílie našli. Celková dĺžka palatinálnej časti je 325 mm, dĺžka M^2 sin. a M^3 dext. 340 mm. Úplná šírka medzi vonkajšími hranami M^3 v mieste prvého jarma je 335 mm, šírka podnebia medzi prvými jarmami M^3 129 mm, medzi piatimi jarmami M^3 115 mm, medzi štvrtými jarmami M^2 122 mm, medzi druhými jarmami M^2 105 mm

M^2 sin (Topoľčany). Kúsacie plochy prvého a druhého jarma sú úplne spojené; vonkajšia hrana prvého jarma má odštiepenú sklovinu, ktorá sčasti chybuje aj na prednom okraji toho istého jarma. Tretie a štvrté jarmo je hlboko prekúsané, hlavne na laringálnej strane. Štvrtý, vonkajší hrbol je menej prekúsaný a nie je spojený s ďalšou časťou úplne prekúsaného jarma. Talón je na skúsanom molári veľmi slabo naznačený vrúbkovaním okraja skloviny. Prístupný koreň M^2 sin. je pod štvrtým jarmom 80 mm dlhý Dĺžka M^2 sin. je 142 mm, šírka 91,5 mm. Hrúbka skloviny skúsaného okraja M^2 sin. vpredu dosahuje 4,8 mm, vzadu 6,4 mm.

M^2 dext. (Topoľčany). Druhý horný pravý trvalý molár je viac skúsaný než M^2 sin., takže aj tretie jarmo je spojené s prvým a druhým. Štvrté jarmo je tiež dosť skúsané, takže vonkajší hrbol splynul s ostatnou plochou. Prepážka medzi tretím a štvrtým jarmom je veľmi tenká, skoro prekúsaná. Prístupný koreň na vonkajšej strane tretieho a štvrtého jarma M^2 dext. je 58 mm dlhý. Sklovina predného okraja prvého jarma úplne chybuje. Dĺžka n.úplného molára je 128 mm, max. šírka molára 92 mm.

M^3 sin. (Topoľčany) je päť a pol jarmový, pričom každé jarmo má štyri zreteľne vyvinuté hrboly. Jarmá 1—3 sú značne skúsané, hlavne na vnútornej strane. Štvrté jarmo má hrboly slabo skúsané, piate jarmo a jarmovité vyvinutý talón nie sú vôbec skúsané. Dĺžka M^3 sin. je 200 mm, šírka 102 mm.

M^3 (Topoľčany). Tretí horný pravý trvalý molár je päť a pol jarmový, pričom každé jarmo má zreteľne vyvinuté hrboly. Prvé a druhé jarmo je značne skúsané, tretie a štvrté iba málo, kým piate jarmo a jarmovité vyvinutý talón nie sú vôbec skúsané ako u M^3 sin. M^3 dext. je oproti iným vrchným molárom vcelku miernejšie skúsaný než M^3 sin. Celková dĺžka M^3 dext. je 196 mm, šírka 104,5 mm.

Prvú zprávu o náleze fosílnych zvyškov mastodonta z tejto oblasti Slovenska (Topoľčany) uverejnil K. Silnický (1930, 1931). Hoci v zpráve neuvádza podrobné metrické údaje, v súhlase s názorom G. Schlesingera (1922)

správne určil tento nález ako *Mastodon (Bunolophodon) grandincisivus* Schlesinger, subg. *Tetralophodon.*

Porovnávaním metrických údajov vrchných molárov (M^2 a M^3 sin. et dext.) s dátami G. Schlesingera (1921) a H. Osborna (1936) považujem kuzmický nález mastodonta z vrchnopontských sedimentov za *Tetralophodon grandincisivus*, Schlesinger 1917.

Kuzmický nález — aj keď nemá tak zachované moláre ako topoľčiansky — je prvým nálezom mastodonta *T. grandincisivus* s tak dobre vyvinutými a zachovanými hornými druhými hryzákmi (klami) a čiastočne zachovanou kostrou lebky. Obidva nálezy pochádzajú z rovnakých vrstiev pliocénu (pontu). Topoľčany a Kuzmice sú ďalším pomerne zriedkavým výskytom tohto druhu mastodonta. H. Osborn (1936) uvádza jeho rozšírenie z Maraghy v Perzii do strednej Európy, odkiaľ sú známe náleziská v Rakúsku (Mannersdorf pri Angern, Paasdorf pri Mistelbach) a v Maďarsku (Pestszentlörinz, JV od Budapešti a Nesztmély) v pontských sedimentoch.

LITERATÚRA

[1] Brestenská E., 1951: Present Knowledge and Problems of the Pliocene of the West-Carpathians. Geol. práce, Zošit 60. — [2] Meyer H. von., 1867—1870: Studien über die Genus Mastodon. Palaeontographica, Bd. 17 Cassel. — [3] Osborn H. F., 1936: Proboscidea. Volume I. Moeritherioidea, Deinotherioidea, Mastodontoidea. New York. — [4] Silnický K., 1930: Zpráva o náleze zbytkov mastodonta v Topoľčanoch. Sborník muzeálnej slov. spol., r. XXIV, Martin. — [5] Silnický K., 1931: Zpráva o zbytcích kostry mastodonta v pliocénních vrstvách topolčanských. Věda přírodní, r. XII. Praha. — [6] Schlesinger G., 1917: Die Mastodonten des k. k Naturhistorischen Hofmuseums. Denkschr. d. naturhist. Hofmus. Bd. I., geol. paleont. Reihe, Wien. — [7] Schlesinger G., 1921: Die Mastodonten des Naturhistorischen Staatsmuseums. Denkschr. des natur. etc. Bd. I., geol. paleont. Reihe I, Leipzig. — [8] Schlesinger G., 1922: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geologica Hungarica, tom. II, fasc. 1. Budapest. — [9] Vacek M., 1877: Über Österreichische Mastodonten und ihre Beziehungen zu den Mastodonarten Europas. Abh. Geol. R. A. Bd. VII. Heft. 4. Wien.

ZOLTÁN SCHMIDT

TETRALOPHODON GRANDINCISIVUS SCHLESINGER 1917 AUS DEM PLIOZÄN (PONT) VON KUZMICE

Im Jahre 1950 wurden in den Sandsteinen von Kuzmice bei Topoľčany (Westslowakei) Fossilreste eines Mastodonten gefunden. Der Fund stammt aus den oberpontischen Ablagerungen (E. Brestenská 1951), welche als Rohmaterial für Bauzwecke abgebaut werden. Die Fossilreste wurden ziemlich stark beschädigt und lediglich einzelne Teile des oberen Schädelskeletts mit I^2 sin. und I^2 dext. blieben ziemlich gut erhalten.

Bereits im Jahre 1930 hat man in Topolčany in ähnlichen Ablagerungen fossile Palatum-Reste eines Mastodonten gefunden mit beiden oberen, zweiten und dritten Molaren und mit I^2 sin. Zwecks Vergleichs und diagnostischer Bestimmung wird in der vorliegenden Arbeit auch eine genaue Beschreibung des älteren Fundes vom J. 1930 (K. Silnický 1930, 1931) angeführt.

Auf Grund der Dimensionen der oberen Molare (M^2 und M^3 sin. et dext.) und der von G. Schlesinger (1921) und H. Osborn (1936) angeführten Daten und diagnostischen Merkmale halten wir die gefundenen Mastodont-Reste von Kuzmice für *Tetralophodon grandincisivus* Schlesinger 1917.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

JARMILA HOLÉCYOVÁ—TIBOR ĎURKOVIČ

PRÍSPEVOK K POZNANIU SILICITOV MENILITOVÝCH VRSTIEV VO FLYŠI VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

(Anglické resumé)

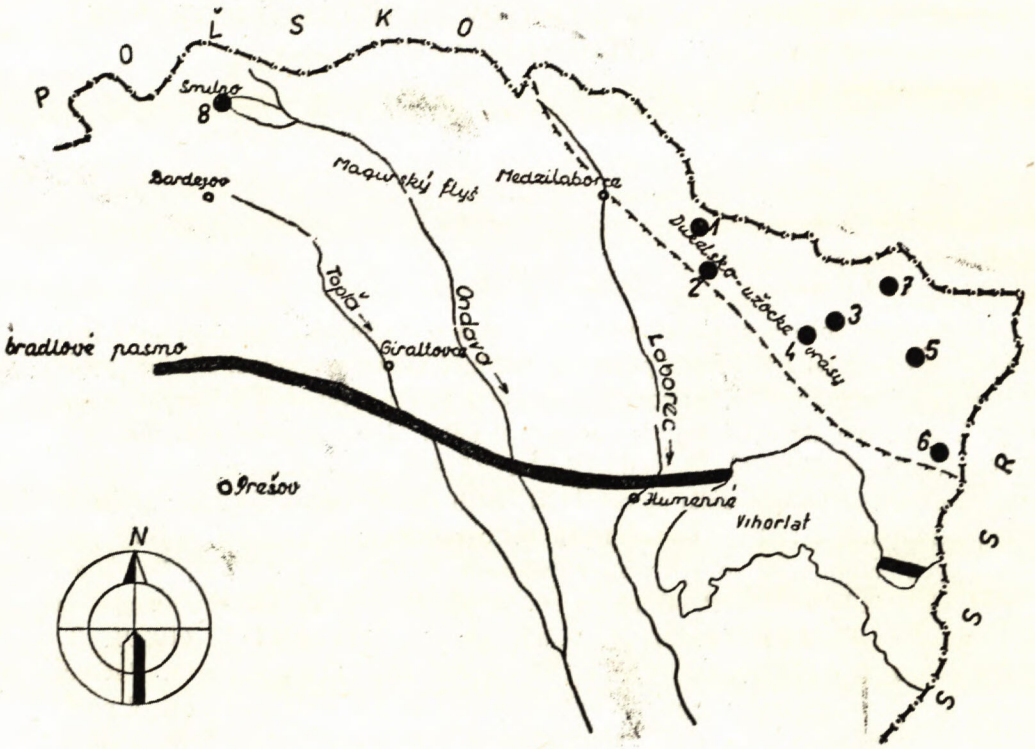
Úvod

V súčasnej dobe nám chýba mineralogická a petrografická charakteristika jednotlivých súvrství z flyšového pásma. Menilitové vrstvy s vývojom silicitov predstavujú význačný vedúci horizont v geologickej stavbe Východných Karpát, avšak o ich látkovom zložení máme len zriedkavé dáta. Makroskopický opis menilitových vrstiev podáva H. Świdziński (1948), Cz. Kuzniar (1954), B. Leško (1960) a ďalší autori, ktorí riešili stratigraficko-tektonické postavenie menilitových vrstiev. Podrobnejšie petrograficko-mineralogické rozbory jednotlivých hornín menilitových vrstiev uvádzajú A. Gawel (1950), W. Narebski (1957), M. P. Gabinet (1957, 1958), V. G. Kornejeva (1959), J. Badak (1959), J. Kubisz — Z. Michalek (1959), T. Ďurkovič (1960), D. Andrusov — E. Martiny (1961). Väčšina z nich však venuje mineralogickému zloženiu silicitov len malú pozornosť. V predloženej práci podávame výsledky mineralogicko-petrografického spracovania silicitov z menilitových vrstiev dukelsko-užockých vrás na východnom Slovensku z týchto lokalít: Svetlice, Papín, Starina, Jalová, Kolbasov, Ubľa, Ruské, Smilno.

Silicity sme študovali z profilov, ktoré boli už po petrografickej stránke rozpracované. Pri terénnych prácach sme sledovali rozsah silicitov, ich vzťah k okoliu (podložie, nadložie) a morfológiu ich styku s okolitými horninami. Laboratórny výskum sme sústredili hlavne na tieto problémy: podrobný petrografický rozbor, rtg. analýzy a diferenčno-termické rozbory. Podrobne sme sledovali aj chemizmus študovaných hornín (silikátové a spektrálne analýzy). Výsledkom tohto štúdia je nový názor na podmienky sedimentácie skúmaných silicitov.

Geologické postavenie silicitov a litologický ráz menilitových vrstiev

Názvom menilitové vrstvy E. F. Glocker (1843; in H. Swidzinski 1948) označil súvrstvie, obsahujúce silicity zložené z opálovej variety SiO_2, zvanej menilit. Z petrografického pojmu sa neskôr vytvoril pojem stratigrafický. Podľa vývoja menilitovej fácie a jej sprievodných podložných a nadložných útvarov rozdeľuje Lešk o (1960) paleogén slovenských Karpát na tri hlavné sedimentačné



Obr. 1. Schematický náčrt lokalít študovaných silicitov vo flyši východného Slovenska. 1 — Svetlice, 2 — Papín, 3 — Starina, 4 — Jalová, 5 — Kolkasov, 6 — Ubľa, 7 — Ruské, 8 — Smilno.

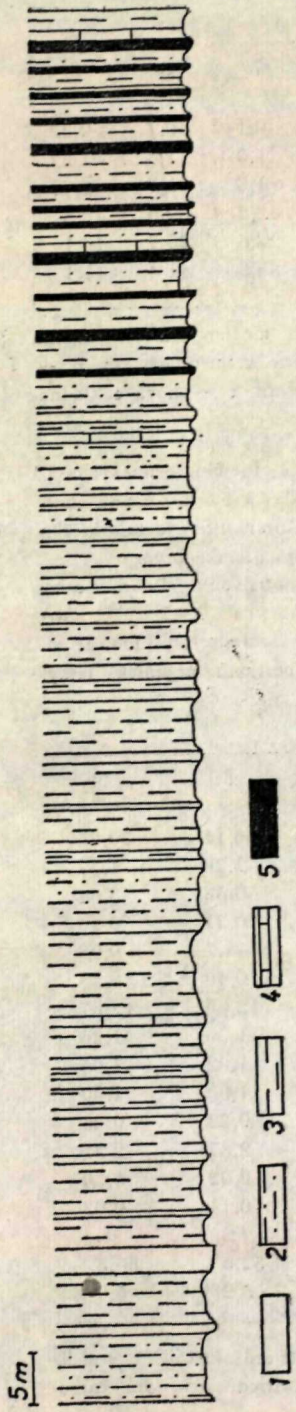
oblasti: 1. krosnensko-menilitovú, 2. magurskú, 3. centrálnokarpatskú, ktoré sa zhodujú s hlavnými tektonickými jednotkami flyšových Karpát. Typický vývoj silicitov nachádzame len v oblasti krosnensko-menilitovej, kde Lešk o (l. c.) rozlišuje nasledujúce vývoje: a) dukelsko-užocké vrásy; b) pásmo tektonických okien Smilno — Cigľa—Nižný Mirošov; c) papínske tektonické pásmo.

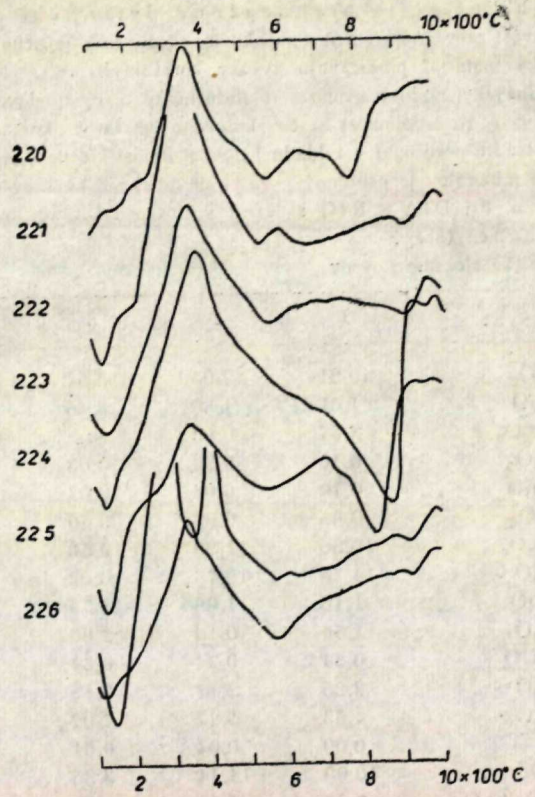
Po litologickej stránke menilitové vrstvy predstavujú súvrstvie s vyvinutým rytmickým sledom vrstiev, ktoré sa líšia od podmenilitového eocénu a krosnen-

ských vrstiev prítomnosťou silicitov, pelokarbonátov, ílovcov čokoládovohnedej farby a v niektorých prípadoch sporadickým výskytom klastík (obr. 2).

Charakteristika základných typov hornín

Pieskovce: Makroskopicky sú obyčajne šedej farby, často s výraznou konvolútnou laminációu. Mikroskopicky boli odlíšené kremenné pieskovce, droby a drobové pieskovce (terminológia a klasifikácia pieskovcov podľa J. Petránka 1959). Zo živcov prevláda ortoklas nad plagioklasom, z úlomkov hornín prevláda mikrozrnitý vápenec. Z ťažkých minerálov je prítomný zirkón, rutil, granát, apatit, turmalín, staurolit, epidot, titanit.





Obr 3. DTA krivky ílovcov menilitových vrstiev.

Obr. 2. Schematický profil menilitovými vrstvami na lokalite Papín. 1. pieskovec, 2. slienité ílovce, 3. ílovce, 4. pelokarbonáty, 5. silicity.

Výsledky planimetrických analýz:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Md	0,2	0,17	0,15	0,08	0,12	0,07	0,1	0,1	0,22
So	1,2	1,24	1,3	1,21	1,31	1,22	1,3	1,4	1,22
kE	1,5	1,59	1,56	1,48	1,50	1,77	1,6	1,7	1,73
q	92,2	93,8	97,1	97,5	95,0	76,6	42,2	37,9	42,8
f	7,8	6,2	2,9	2,5	5,0	5,4	22,5	20,7	16,1
c	—	—	—	—	—	20,0	55,3	41,4	41,1

1–5 kremenné pieskovce; 6. drobový pieskovec; 7–9 droby. Md — median zrnitosti v mm, So — koeficient vytriedenia kremenných zŕn; kE — koeficient elongacie kremenných zŕn; q — kremeň a stabilné úlomky hornín; f — živce a nestabilné úlomky hornín; c — ílová základná hmota.

Slabo piesčité organogénno-detritické vápence. Piesčitú prímes (5—10 perc.) tvorí prevažne kremeň a muskovit; akcesoricky je prítomný ortoklas a biotit. Organogénno-detritický materiál predstavujú zvyšky koralínových rias, globigerín, foraminifer textulariového, trilokulinového, nodosáriového a rotalidného typu; ojedinele sa vyskytujú úlomky bryozoí.

Ílovce sú šedohnedej až čokoládovohnedej farby. Textúra je mikrovrstvovitá. Pri mikroskopickom štúdiu pozorovať v základnej ílovitej hmote klastické zrná kremeňa (max. 3—5 %). Z autigénnych minerálov je prítomný pyrit, z organických zvyškov prevládajú foraminifery globigerinového typu. Pri DTA a RTG sa zistil v ílovcoch ilit, ojedinele montmorilonit, organické látky, pyrit a kremeň (obr. 3).

Chemické zloženie ílovcov:

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,81	42,05	5,51	58,37	66,11	70,26
FeO	1,57	1,86	3,45	2,70	1,28	1,57
Fe_2O_3	3,67	0,53	st.	3,36	0,56	3,64
P_2O_5	0,10	0,36	0,03	0,09	0,21	0,16
MnO	0,10	0,08	0,02	st.	st.	0,08
TiO_2	0,35	0,60	0,40	0,50	0,40	0,25
Al_2O_3	10,36	11,90	19,56	21,02	12,65	12,67
CaO	14,70	19,76	6,02	0,70	1,26	1,26
MgO	1,16	1,08	1,74	1,26	1,02	1,06
K_2O	1,56	0,16	2,66	2,94	1,90	1,90
Na_2O	0,34	0,34	0,54	0,08	0,22	0,24
H_2O-	2,25	2,11	3,16	3,72	2,87	2,21
H_2O+	4,53	5,27	7,02	8,82	9,02	5,20
S	0,09	0,04	0,01	0,06	0,11	0,02
CO_2	10,00	14,14	3,35	st.	st.	st.
SiO_2/CaO	3,36	2,12	8,6	83,4	52,5	55,8
SiO_2/Al_2O_3	4,90	3,54	2,6	2,7	5,2	5,6

Podiel SiO_2/CaO je veľmi variabilný, podľa rozdielnych podmienok pri zrážaní $CaCO_3$ v sedimentačnom prostredí, alebo rovnakých podmienok v sedimentačnom prostredí a výnosu karbo-

nátu zo sedimentu. Spolu s (Ca) môžu byť odnášané aj alkálie. Porovnanie s výsledkami ukazuje, že pravdepodobnejšia je prvá varianta.

Podiel SiO_2/Al_2O_3 ukazuje, že vzájomný pomer voľného SiO_2 a ílového materiálu sa v priebehu sedimentácie značne menil (2,63—5,58).

Pelokarbonáty tvoria 20—40 cm mocné vrstvy. Vo výbruse pozorovať mikrokryštalickú, niekedy pelitickú štruktúru. Z klastických prímesí je častý kremeň (max. 0,03), z autigénnych minerálov pyrit. W. Narebski (1957) považuje pelokarbonáty obdobného mineralogického a chemického zloženia v poľských flyšových Karpatoch za diagenetické Fe dolomity. Chemické analýzy vzoriek 1, 2 v tab. študovaných pelokarbonátov sa zhodujú s údajmi W. Narebského.

	1	2	3	4
Fe_2O_3	4,14	5,24	0,22	1,60
MnO	0,12	0,11	0,05	0,18
CaO	34,70	28,80	30,70	38,04
MgO	14,33	17,07	0,61	0,63
CO_2	42,67	40,20	22,92	29,61

Terminológia a klasifikácia silicitov

Rohovce opísané z bartonienu a ludienu parížskej panvy ako „silex ménilites" boli známe už v XVIII. storočí. Pomenovanie menilit podľa lokality Menil Montant pochádza z roku 1783 (Delabre — Quinquet, in L. Cayeux 1929). Silicity tu tvoria konkrécie nepravidelného tvaru, izolovane zoskupené v íloch. Menilit z tejto lokality má lastúrnatý lom, je hnedej farby, vzhľadu. Lom je jemný ako u typických rohovcov, od ktorých sa však líši menšou tvrdosťou. Patina nebola pozorovaná. „Silex ménilites" vznikol v prostredí ílovitom i vápnitom. Mikroskopické analýzy ukázali, že sú tvorené výlučne opálom, v ktorom vystupujú šmuhy ílu. Z klastických prímesí je prítomný kremeň. Už starší autori konštatovali, že termín „silex" nie je vhodný pre tieto horniny a označili ich ako menilitový opál, čo lepšie odpovedá ich mineralogickému zloženiu. L. Cayeux (1929) ich zahrňuje do skupiny tzv. opalitov (opalites).

Táto charakteristika sa značne líši od silicitov menilitových vrstiev, aj keď sa nazývajú podľa „silex mélites". V menilitových vrstvách sa vyskytujú vrstevnaté silicity (konkrécie neboli pozorované), tvorené mikrokryštalickým kremeňom.

G. I. Teodorovič (1957) pod sedimentárnymi kremitými horninami rozumie výskyt voľného alebo vodnatého SiO_2 chemického a biochemického pôvodu, ktorý vznikol v povrchovej časti litosféry. Nami študované silicity patria do autorovej II. skupiny (celá hornina je tvorená len minerálnou hmotou, zvyšky organizmov chýbajú). Označenie je odvodené od zloženia minerálnej hmoty a jej štruktúrnych vlastností.

Silicity menilitových vrstiev na základe tejto klasifikácie nazývame *mikrokryštalické kremité silicity*. Nakoľko pôvod SiO_2 je u prevládajúcej časti silicitov sporný, je takéto označenie najvhodnejšie.

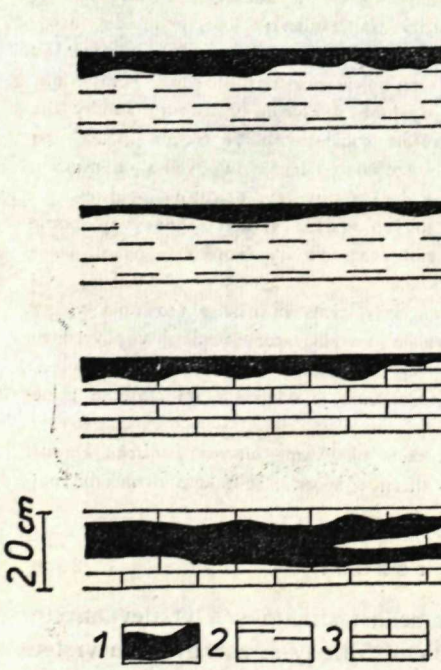
Petrografický rozbor

Makroskopický opis. Priemerná mocnosť silicitových vrstiev na študovaných lokalitách sa pohybuje medzi 5—10 cm. Silicity si zachovávajú vrstevnatosť na značnú vzdialenosť a predstavujú vo väčšine prípadov homogénne lavicovité telesá. Ich styk s ílovcami býva ostrý, pričom často pozorovať morfologicky

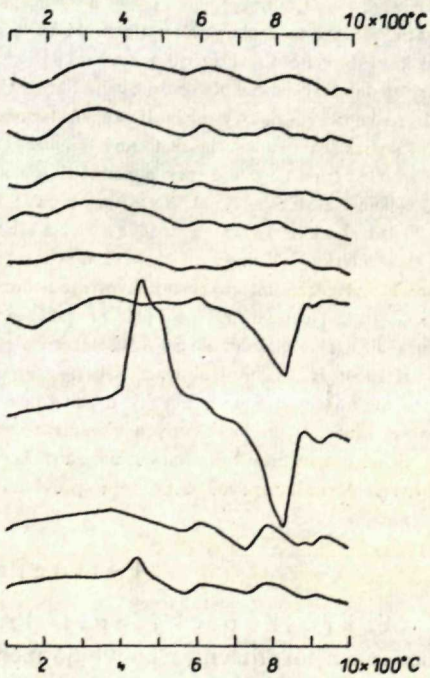
nepravidelný priebeh styčnej plochy medzi nimi (obr. 4). Hranica medzi silicitom a pelokarbonátom je v niektorých prípadoch podobná ako na styku s ílovcami. Niekde je prechod pelokarbonátu do silicitu pozvoľný, nepravidelný. Farba silicitov je smolovo čierna. Podľa selektívneho zvetrávania možno makroskopicky odlíšiť pelokarbonáty a silicity. Silicity sú často popretkávané makroskopicky viditeľnými žilkami nepravidelného tvaru a priebehu; často v nich pozorovať pyrit. Lom horniny je lastúrnatý; kontrakčné pukliny (N. L. Taliaferro 1934), ktoré vznikajú pri prechode z geľovitej do opálovej masy, neboli na študovaných silicitoch pozorované.

Mikroskopický opis: Silicity menilitových vrstiev sú látkove málo diferencované a základná hmota je štruktúrne jednotná. Klasifikáciu štruktúr podal v poslednej dobe W. E. Smith (1960). V tejto práci sa pridržiavame klasifikácie R. L. Folka — C. E. Weawera (1952), ktorí rozlišujú: 1. mikrokryštalický kremeň; jednotlivé indivíduá kryštalov sú veľmi drobné (pod 1 mikrón), približne izometrického tvaru; 2. chalcedónový kremeň, tvorený vláknami približne 200 mikrónov veľkých; 3. normálny kremeň, tvorený väčšinou izometrickými kryštalmi nad 10 mikrónov.

Prevládajúcou zložkou v študovaných silicitoch je mikrokryštalický kremeň, kým chalcedónový a normálny kremeň bol pozorovaný len vo výplni žiliek. Index



Obr. 4. Detaily stykov silicitov s okolitými vrstvami. 1. silicit, 2. ílovec, 3. pelokarbonát



Obr. 5. DTA krivky silicitov menilitových vrstiev.

lomu základnej mikrokryštalickej hmoty je 1,538—1,540. Podobnú hodnotu pre kremenné silicity udávajú M. P. Gabinet (1958), Zd. Kukal (1959) a W. E. Smith (1960). Chalcedónový kremeň sme v základnej hmote silicitov nezistili. V. S. Kravec (1951) (in V. G. Kornejeva 1959) uvádza tiež mikrokryštalický kremeň ako základnú zložku silicitov menilitových vrstiev. Opál v študovanom materiáli nebol preukázaný. V základnej hmote silicitov sa vyskytujú idiomorfné klence kalcitu; častý je pyrit, ktorý tvorí buď idiomorfné tvary, alebo zhluky v hornine nepravidelne orientované.

Planimetrickými analýzami bol sledovaný obsah jednotlivých zložiek vo výbruse. Kvantitatívny obsah kalcitu a pyritu býva značne skreslený.

	1		2	
Mikrokryštalický kremeň	0,073—0,014 mm	62,4 %	0,01—0,023 mm	79,4 %
Žilky normálneho a chalcedónového kremeňa	0,030—0,040 mm	5,0 %	0,22 m mx.	6,0 %
Kalcit	0,02—0,1 mm	30,0 %	0,05 mm mx.	12,7 %
Pyrit	0,14—0,5 mm	2,5 %	0,15 mm mx.	1,6 %

1 — Smilno; 2 — Jalová

Okrem „čistých" silicitov, tvorených výlučne mikrokryštalickým kremeňom, je v niektorých prípadoch prítomná aj klastická prímes (max. 10 %) tvorená subangulárnym kremeňom (0,05 mm), muskovitom, ortoklasom, plagioklasom (oligoklas-andezín). Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, apatit, rutil, fosfát.

Výplň žiliek tvorí normálny a chalcedónový kremeň, ktorého vláknitá štruktúra postupne prechádza od okraja do stredu žilky v normálny kremeň. Maximálna hrúbka žiliek je 0,5 mm. Vo výplni žiliek sú časté klence kalcitu.

Diferenciálne termická analýza

Práškové vzorky pre DTA boli pripravené zlisovaním do brikiet, ktoré boli voľne uložené na kovovej podložke, do ktorej sú priamo uchytené termočlánky. Blok nebol použitý. Navážka vzorky 0,3 gr. Teplota bola označovaná v intervaloch po 100 °C; registrácia fotografická. DTA vyhotovil Bl. Čičel (krivky DTA sú na obr. 5).

Krivky (1—5) sú typické tým, že DTA nezaznamenala žiadne intenzívne odchýlky od nulovej polohy. Mierne zvlnenie záznamov možno pripísať vyháraniu malých množstiev organických látok rôzneho charakteru. Slabú endotermnú výchylku medzi 500—600 °C možno pripísať premene nízkoteplotnej modifikácie kremeňa na vysokoteplotnú (nad 573 °C).

Na krivke 6 je zreteľná malá exotermná výchylka medzi 300—400 °C a medzi 550—620 °C, spôsobené vyháraním malého množstva organických látok. Intenzívna endotermná výchylka, ktorá má extrém pri 800 °C, je známkou prítomnosti kalcitu. Rozklad $CaCO_3$ je posunutý smerom k nižším teplotám, oproti bežným výsledkom DTA, lebo nebol použitý blok a CO_2 nevyplnil celý priestor pece, takže rozklad prebiehal za zníženého parciálneho tlaku CO_2.

Krivka 7. Medzi 400—540 °C dochádza k ostrej dvojitej exotermnej reakcii, spôsobenej pomerne vysokým obsahom pyritu a markazitu. Endotermná výchylka s extrémom pri 820 °C je znakom prítomnosti kalcitu. Malá endotermná výchylka s extrémom pri 910 °C nie je objasnená.

Krivku 8 nepodarilo sa spoľahlivo interpretovať. Na krivke 9 je zreteľná exotermná výchylka medzi 400—480 °C, spôsobená oxydáciou sírnikov Fe.

Zo získaných výsledkov je preukázaná prítomnosť nízkotermálneho kremeňa, kalcitu, pyritu a markazitu. Neoverený ostal charakter organických látok. Pozoruhodné je, že tmavá farba vzoriek sa výpalom zintenzívnila a nezmizla.

Röntgenová analýza

Niekoľko vzoriek silicitov sme skúmali röntgenograficky. Difrakčný záznam sme robili na prístroji Enraf Delft práškovou metódou. Použili sme filtrované Co $K\alpha$ žiarenie, napätie 30 kV, intenzita 20 mA, expozičná doba 7 hodín. Na snímkovanie boli použité komôrky s priemerom 57,3 mm. Poloha filmu v komôrke bola asymetrická. Výsledky sú uvedené v tabuľke (1) spolu s údajmi V. I. Michejeva (1957, tab. č. 256).

Výsledky RTG potvrdili údaje získané mikroskopickým pozorovaním. Silicity sú tvorené kremeňom, ktorý má dokonalú kryštalickú stavbu; dokazuje to ostrosť línií a minimálne sčernanie pozadia na difrakčnom zázname.

Chemizmus silicitov

Chemizmus silicitov menilitových vrstiev je značne variabilný. Osobitnú pozornosť sme venovali obsahu SiO_2, Fe_2O_3, FeO. Chemizmus bol sledovaný v rámci malých litologických profilov (obr. 6), najmä zastúpenie jednotlivých kysličníkov v podložných a nadložných horninách okolo silicitu. Chemické analýzy vypracoval V. Dvonč (GÚDŠ).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	79,10	81,55	86,60	92,55	93,98	92,23	95,66
TiO_2	st.	st.	0,22	0,10	st.	st.	—
Al_2O_3	1,59	2,96	1,90	2,53	1,76	2,45	0,12
Fe_2O_3	0,02	st.	1,18	0,56	0,10	st.	0,43
FeO	1,43	1,98	3,66	0,58	1,75	1,98	0,43
MnO	0,05	0,07	0,01	st.	0,01	0,05	0,02
P_2O_5	0,06	0,02	0,08	0,02	st.	0,02	0,06
CaO	9,66	7,98	1,30	0,70	0,85	0,85	0,45
MgO	0,36	0,41	1,81	0,54	1,26	0,34	0,39
K_2O	0,08	0,10	0,30	0,30	0,07	0,16	0,12
Na_2O	0,04	0,06	0,10	0,12	0,06	0,08	0,12
CO_2	4,96	3,68	—	st.	—	st.	—
S	0,05	0,08	—	0,05	—	0,03	—
H_2O-	0,24	0,28	0,16	0,52	0,20	0,28	0,07
H_2O+	2,48	1,22	2,42	1,86	0,94	0,84	2,08

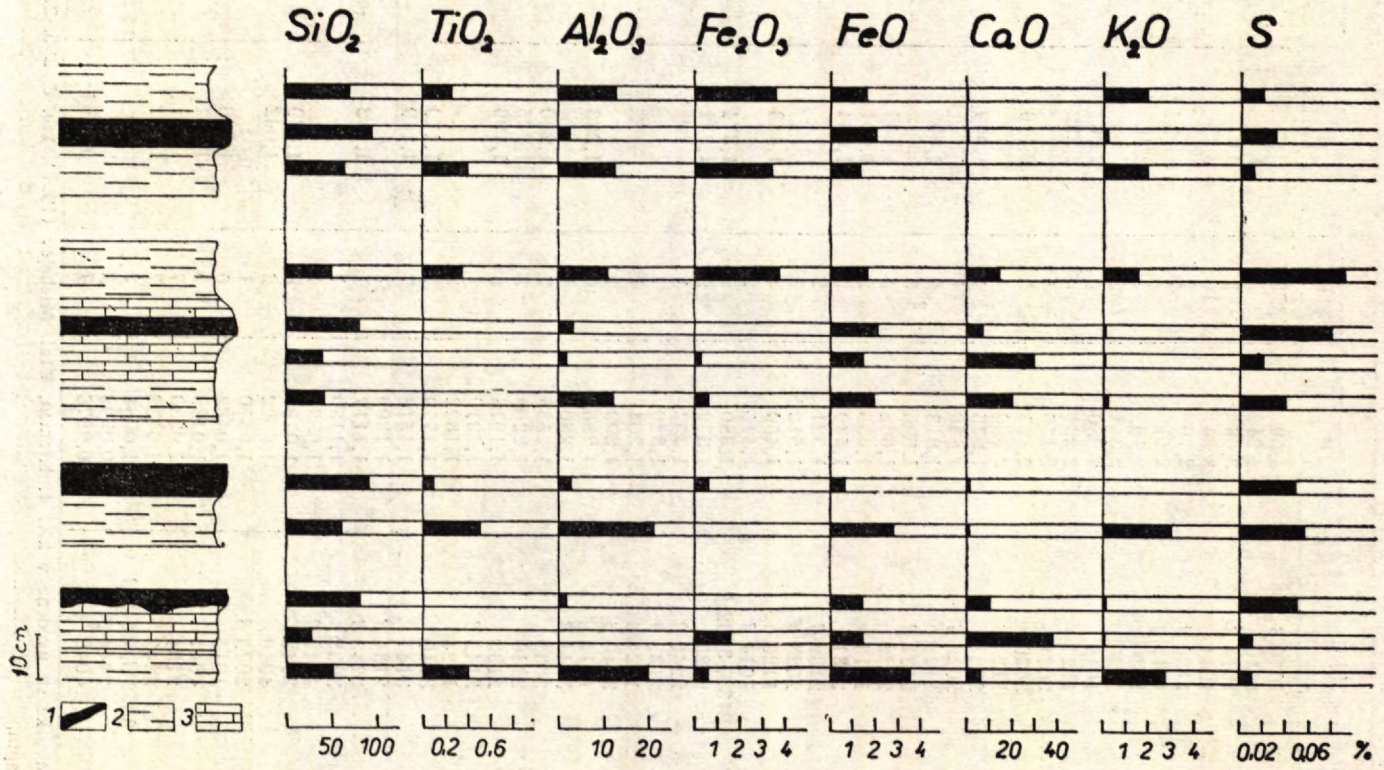
Chemické analýzy silicitov sú z lokalít Papín, Svetlice, Smilno.

SiO_2 v silicitoch kolíše najviac (79,10—95,66 %). Jeho obsah závisí od množstva jednotlivých prímesí, hlavne karbonátov. M. P. Gabinet (1958) udáva pre SiO_2 rozmedzie 92,43—95,35 %, čo je zhruba v zhode s našimi výsledkami. Silicity obsahujúce hodne pelitického karbonátu sú značne ochudobnené o SiO_2 (vzorka č. 1).

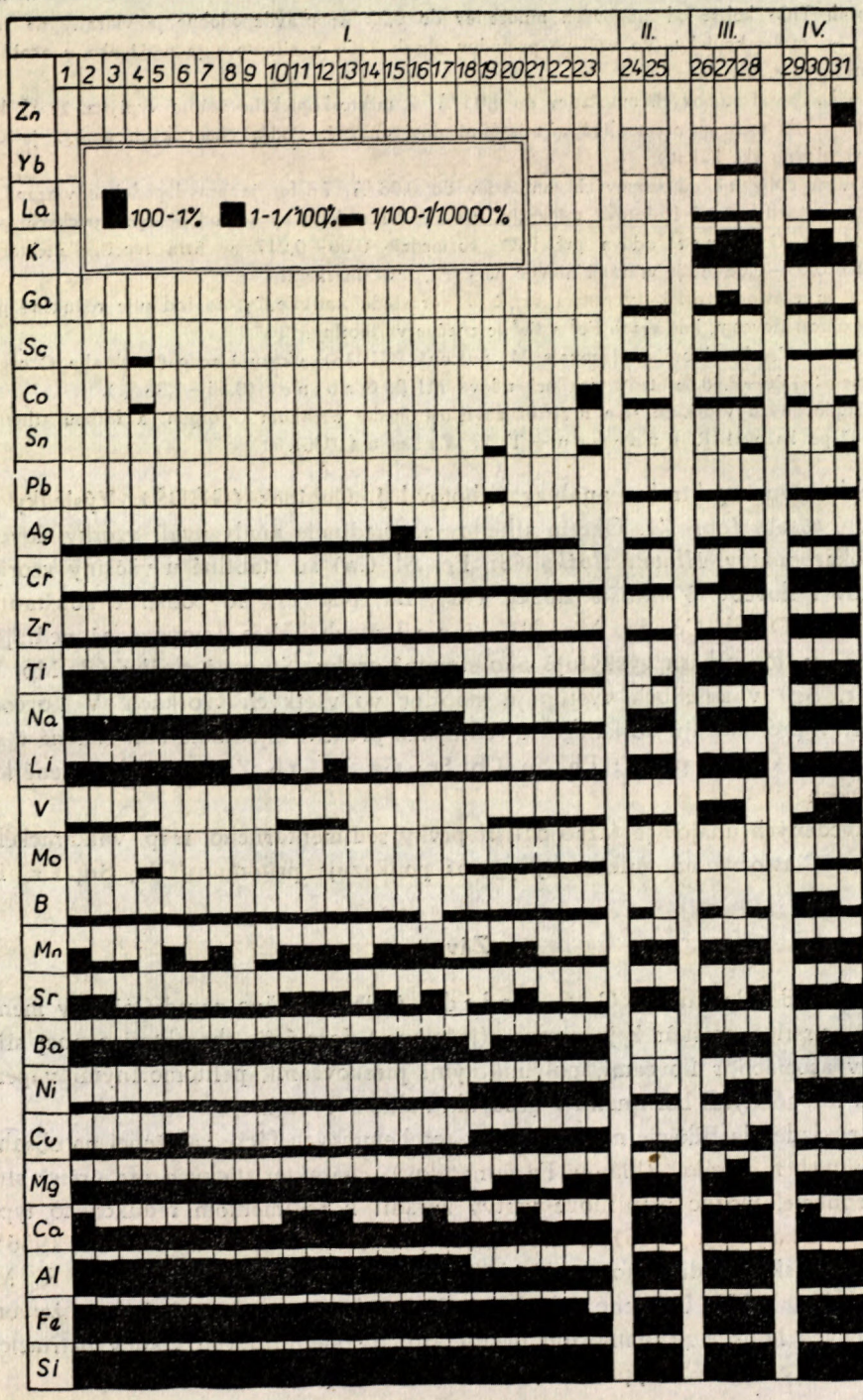
Tab. 1. Rtg. analýza silicitov

Č.	hkil	1		2	
		d	I	d	I
1	1010 β	4,69	2		
2	1010	4,24	5	4,24	6
3	1011 β	3,68	5	3,67	3
4	1011	3,34	10	3,33	10
5	1120 β	2,70	2		
6	1012 β	2,51	2		
7	1120	2,45	5	2,44	6
8	2020 β	2,341	2		
9	1012	2,280	5	2,267	6
10	1121	2,231	4	2,222	5
11	2021	2,176	1		
12	2020	2,123	5	2,116	6
13	1122 β	2,000	4		
14	2021	1,975	4	1,969	5
15	2022 β	1,839	1		
16	1122	1,813	9	1,806	9
17	2131 β	1,696	3		
18	2022	1,668	5	1,662	5
19	1013	1,656	2	1,651	3
20	2131	1,539	9	1,534	8
21	2132 β	1,521	2		
22	2023 β	1,512	3		
23	1123	1,450	4	1,443	4
24	1014 β	1,416	2		
25	2132, 3032 β	1,380	8	1,374	8
26	2023	1,372	9	1,371	8
27	2240 β	1,352	1		
28	2133 β	1,320	1		
29	1124 β	1,304	1		
30	3140 β	1,299	1		
31	1014	1,2852	6	1,283	5
32	3141 β	1,2698	1		
33	3032	1,2535	7	1,250	6
34	2240	1,2260	5	1,225	4
35	2133	1,1978	8	1,196	7
36	3142 β	1,1910	1		
37	1124	1,1822	8		
38	3140	1,1779	7	1,179	7
39	3141	1,1512	7	1,149	6
40	2134 β	1,1399	2		
41	2243 β	1,1117	1	1,112	1
42	3033	1,1130	1		
43	4042 β	1,0892	1		
44	3142	1,0798	8	1,079	7
45	4040	1,0622	2	1,062	2
46	2025 β	1,0570	1		
47	1015	1,0462	6	1,046	5
48	4041	1,0420	5	1,041	4
49	2134	1,0330	7	1,031	7
50	2243	1,0132	7	1,012	7
51	3252 β, 4043 β	1,0084	2		
52	2244 β	0,9999	2		
53	4042	0,9876	7	0,9864	7

Dáta v tabuľke sú uvedené v kX. 1. Kremeň, Ural, Michejev (1957), tab. č. 256. 2. Silicit z lokality Papín.



Obr. 6. Grafické znázornenie chemizmu menilitových vrstiev v profiloch na lok. Papín. 1. silicit, 2. ílovec, 3. pelokarbonát.



Obr. 7. Tabuľka spektrálnych analýz. I. silicity, II. peiokarbonáty, III. slienité ílovce, IV. ílovce.

Obsah TiO_2 kolíše od stopových množstiev do 0,22 %; pravdepodobne je viazaný na rutil, zistený aj mikroskopicky. Vo väčšine prípadov obsah TiO_2 v silicitoch je nižší ako v okolitých horninách (obr. 6).

CO_2 kolíše od stopových množstiev do 4,95 %. Z mikroskopického štúdia vyplýva, že % karbonátu v silicitoch je premenlivé a miestami dosť značné. Podľa chemických analýz je CO_2 viazaný hlavne ako kalcit.

P_2O_5 sa pohybuje od stopových množstiev do 0,08 %. Fosfor je pravdepodobne viazaný na bližšie neidentifikované fosfátové minerály, zistené mikroskopicky v podobe izometrických guličiek. M. P. Gabinet udáva pre P_2O_5 rozmedzie 0,06—0,017 %. Síra tvorí v niektorých vzorkách 0,03—0,08 %; je viazaná hlavne na pyrit, resp. markazit.

FeO vo väčšine vzoriek (výnimka vz. č. 7) prevláda nad Fe_2O_3, čo indikuje redukčné prostredie oproti ílovcom, kde vzťah Fe^2 a Fe^3 je značne variabilný.

C organ. Vzorky, ktoré analyzovala M. Šulcová (GÚDŠ), ukazujú rozpätie obsahu C organ. v rozmedzí 1,06—2,38 %, teda viac než udáva M. P. Gabinet (0,56—1,36 %).

V študovaných vzorkách sme nezistili závislosť medzi obsahom C organ. a farbou silicitov, na čo už poukazovali R. Rudeman — T. Y. Wilson (1936).

Kvalitatívne spektrálne analýzy vyhotovil J. Cubínek (GÚDŠ). Výsledky sú zhrnuté v tab. (obr. 7). Okrem silicitov sa ojedinele analyzovali vzorky ílovcov a pelokarbonátov. *Hlavné zložky* (Si, Fe, Al, Ca) sú stabilné u väčšiny vzoriek silicitov i ílovcov. *Vedľajšie zložky* (Mg, Ba, Na, Ti) sú pomerne konštantne zastúpené. Obsah Cu, Sr, Mn, Ni, Li v silicitoch kolíše (stopové až vedľajšie prvky), v ílovcoch sa vyskytujú ako stopové prvky. *Stopové zložky* (B, Mo, V, Zr, Cr, Ag) v silicitoch vystupujú stabilne vo všetkých vzorkách. V ílovcoch Cr, Zr, V prechádzajú do kategórie vedľajších prvkov. Ojedinele boli zistené v silicitoch ako stopové prvky: Pb, Sn, Co, Sc; Ga, La, Yb, Zn a K boli zistené len v ílovcoch.

Z uvedených údajov je ťažko odlíšiť prvky sedimentárneho, resp. vulkanického pôvodu. Čiastočne na vulkanický prínos poukazuje prítomnosť Sc, Sn, Cr, Ti.

Záver

Na základe klasifikácie G. A. Kaledu (1956) možno zaradiť silicity menilitových vrstiev najskôr k jaspisovej (jašmovej) formácii, charakterizovanej silicitmi v asociácii s ílovcami, polymiktnými pieskovcami, pelitomorfnými vápencami a tufogénnymi horninami v geosynklinálnom vývoji.

Na základe klasifikácie mineralogicko-geochemických fácií, založenej na obsahu autigénnych minerálov (hlavne Fe minerálov), charakteristických pre určitý stupeň redukcie, možno menilitové vrstvy zaradiť k sedimentom redukčného typu (L. A. Gulajeva, 1955), k sírovodíkovej fácii (G. I. Teodorovič, 1956), alebo k morským sedimentom euxinského typu (W. C. Krumbein — R. M. Garrels, 1952). Uvedené sedimenty sú charakterizované značným množstvom organických látok a prítomnosťou pyritu. Silicity menilitových vrstiev patriacich sedimentom euxinského typu vznikali v redukčnom prostredí.

Vrstevnaté silicity majú rovnakú vrstevnatosť ako sedimentárne horniny; podľa F. J. Pettijohna (1959) a W. E. Smitha (1960) možno ich považovať za syngenetické (synsedimentárne).

Jedným z najťažších problémov pri objasnení vzniku vrstevných silicitov je otázka zdroja SiO_2. V podstate sú tri názory:

1. SiO_2 prichádza v roztokoch z pevniny v dôsledku značne pokročilého procesu zvetrávania (M. Turnau-Morawska, 1957; D. V. Nalivkin, 1956; J. M. Weller, 1960);

2. SiO_2 pochádza z vulkanických zdrojov buď v podobe emanácií, alebo ako nesúdržný vulkanický materiál (R. Ruedeman — T. Y. Wilson, 1936; A. J. Goldstein — T. A. Hendricks, 1953; G. A. Kaleda, 1956; M. P. Gabinet, 1958; V. G. Kornejeva, 1959; Zd. Kukal, 1959), alebo

3. SiO_2 je organického pôvodu (C. W. Correns, 1950; K. B. Krauskopf, 1959; A. V. Elisejev, 1960).

Ako je známe, recentná sedimentácia SiO_2 chemickou cestou v morskom prostredí vo väčšom rozsahu nie je možná (S. V. Brujevič, 1953; K. B. Krauskopf, 1959), lebo morská voda — napriek vysokým koncentráciám SiO_2 — nie je dostatočne nasýtená touto zložkou.

Väčšina sovietskych autorov spojuje pôvod SiO_2 v menilitových vrstvách s vulkanickou činnosťou medzi eocénom a oligocénom. Prínosu SiO_2 do bazénu riekami pripisujú podružný význam (Gabinet, 1958; Kornejeva, 1959).

Hĺbka vzniku vrstevnatých silicitov nebola zatiaľ jednoznačne vyriešená; v asociácii s klastikami sa považovali za plytkovodné, keďže prevládal názor o plytkovodnom pôvode klastických sedimentov. Teória turbiditných prúdov, dnes uznávaná vo flyšových Karpatoch (St. Dzulynski — M. Książkiewicz — Ph. H. Kuenen, 1959), vrhá nové svetlo na hĺbkové pomery pri sedimentácii klastík; podľa nej vrstevnaté silicity a asociácie s klastickými sedimentmi pochádzajú z hlbších oblastí.

V silicitoch z menilitových vrstiev na východnom Slovensku nebola zistená laminácia, charakteristická pre rohovce, ktorých vznik je ovplyvnený výkyvmi klimatických pomerov. Silicity, ktoré sedimentovali pomaly, sú laminované. Sedimentácia silicitov menilitových vrstiev musela byť rýchla, takže klíma neovplyvnila sedimentáciu SiO_2.

Silicity sú tvorené mikrokryštalickým kremeňom, ktorého prítomnosť podľa R. L. Folka — Ch. E. Weawera (1952) indikuje rýchlu kryštalizáciu, pri súčasnej existencii mnohých kryštalizačných centier.

Asociácia silicitov s pelokarbonátmi, postupné prechody z karbonátovej horniny do kremitej, resp. ich striedanie dovoľuje predpokladať súčasnú sedimentáciu karbonátu a koloidného SiO_2, pri periodickej zámene fyzikálno-chemických podmienok (Eh, pH).

Chemizmus silicitov okolitých hornín má v podstate jednotný charakter.

V ílovcoch menilitových vrstiev Leško — Ďurkovič — Čičel (1959) zistili stopy vulkanickej činnosti (vulkanické sklo); v samotných silicitoch sa však nenašli žiadne minerály vulkanického pôvodu.

V silicitoch sa nevyskytujú ani zvyšky organizmov. Pri výskume silicitov sme nezistili fakty, ktoré by jednoznačne preukázali jeden z troch spomínaných zdrojov SiO_2. Na základe regionálneho výskytu silicitov v menilitových vrstvách možno pripustiť, že hlavný zdroj SiO_2 je vulkanického pôvodu. Na druhej strane prítomnosť značného množstva C org. a výskyt diatomaceí v menilitových vrstvách (Cz. Kuzniar, 1954) naznačuje, že sa tu uplatnilo aspoň čiastočne (Si) organogénneho pôvodu.

Záverom ďakujeme inž. Bl. Čičelovi za zhotovenie DTA a ochotnú spoluprácu.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Badak J., 1959: Occurence of secondary minerals in the oxidized zone of the Menilite beds in the Carpathians. Bull. Ac. Pol. Sci, ser chim., geol. et geogr., vol. VII. No. 10, Warszawa. — [2] Brujevič S. V., 1953: K geochimii kremnia v more. Izv. AN SSSR, ser. geol. No. 4, Moskva. — [3] Carozzi A. V., 1960: Microscopic sedimentary petrography. New York. — [4] Cayeux L., 1929: Les Roches sedimentaires de France: Roches siliceuses. Imprim. Nat., Paris. — [5] Correns C. W., 1950: Zur Geochemie der Diagenese. 1. Das Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2. Geochim et Cosmochim. Acta, vol. 1. London. — [6] Dzulynski St. — Książkiewicz M. — Kuenen Ph. H., 1959: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, Baltimore. — [7] Ďurkovič T., 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 17. Bratislava. — [8] Elisejev A. I., 1950: Kremnistyje obrazovania v karbonatnych porodach karbona grjady Černyševa. Dokl. AN SSSR, 134, No. 3, Moskva. — [9] Folk R. L. — Weaver C. E., 1952: A study of the texture and composition of chert. Am. Jour. Sci, vol 250, N. Haven. — [10] Gabinet M. P., 1957: Glinistyje mineraly porod menilitovoj serii vostočnych Karpat. Soveščc. po issled. i ispolz. glin. Izdav. Univ., Lvov. — [11] Gabinet M. P., 1958: Mineralogia porod menilitovoj serii vostočnych Karpat. Lvov. Gosud. Univ. i. I. Franko, Lvov. — [12] Gabinet M. P., 1959. O dolomitach i sideritach menilitovoj serii sovietskej časti Karpat. Mineralog. Sbor. Lvov Geol. Obšč., No. 13, Lvov. — [13] Gawel A., 1950: O procesach sylicifikacji w Karpackich utworach fliszowych. Rocz. Pol. Tow. Geol., t. XX, z. 1—2, Krakow. — [14] Goldstein A Jr. — Hendricks T. A., 1953: Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 64, Baltimore. — [15] Gulajeva L. A., 1955: Geochimičeskije facii, okislitelno-vostanovitelnyje obstanovki i organičeskoje veščestvo osadočnych porod. Sov. Geol. sb. 47, Moskva. — [16] Kaleda G. A., 1956: Periodizacia geologičeskoj istorii kremnezema. Vopr. mineralogii osadoč. porod. kn. 3—4, Lvov. — [17] Kornejeva V. G., 1959: Geologičeskoje strojenie i neftenosnosť jugo-zapadnogo Predkarpatja i prilegajuščej časti sovetskich Karpat. Trudy VNIGRI, vyp., 141, Leningrad. — [18] Krauskopf K. B., 1959: The geochemistry of silica in sedimentary environments. Soc. Econom. Paleontologist and Mineralogist, sp. Publ. No. 7, Tulsa. —

[19] Krumbein W. C. — Carrels R. M., 1952: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials. J. Geol., vol. 60, No. 1, Chicago. — [20] Kubisz J. — Michalek Z., 1959: Minerals of the oxidized zone of the Menilite beds in the Carpathians. Bull. Ac. Pol. Sci., ser. chim. geol. et geogr., vol. VII. No. 10, Warszawa. — [21] Kukal Zd., 1959: Petrografický výzkum vrstev krušnohorských barrandienského ordoviku. Geofond ÚÚG, Praha. — [22] Kuzniar Cz., 1954: W sprawie genezy lupkow menilitowych. Rocz Pol. Tow. Geol., t. XXII, z. 4, Krakow. — [23] Leško B., 1950: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — [24] Leško B. — Ďurkovič T. — Číčel Bl., 1959: Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [25] M. Turnau-Morawska, 1957: Warstwa chalcedonowe tremadoku gor Swietokrzyzskich, studium petrograficzne. Rocz. Pol. Tow. Geol., vol. XXVII, Krakov. — [26] Michejev V. I., 1957: Rentgenografičeskij opredelitel mineralov. Gosgeoltechizdat, Moskva. — [27] Nalivkin D. V., 1956: Učenie o faciach t. I. Moskva. — [28] Narebski W., 1957: O diageneticznych dolomitach zelazistych z Karpat fliszowych. Rocz. Pol. Tow. Geol., vol. XXVI, z. 1, Krakow. — [29] Petránek J., 1950: Nové poznatky o některých otázkách sedimentace a diagenese devonských vrstev u Prahy. Věst. Králov. České společ. nauk., tř. matemat. přírodov. č. XI, Praha. — [30] Petránek J., 1959: Klasifikace pískovců. Čas. pro mineral. a geol. č. 3, Praha. — [31] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks. II. ed. N. York. — [32] Reudeman R. — Wilson T. Y., 1936: Eastern New York ordovician cherts. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 47, Baltimore. — [33] Smith W. E., 1959: The origin of chert. Part 2. Gemmologist 28, No. 340. — [34] Smith W. E., 1960: The siliceous constituents of chert. Geol. en Mijnb. N. S., 22, No. 1, Gravenhage. — [35] Swidzinski H., 1948: Stratigraphical index of the Northern Flysh Carpathians. Biul. Serv. Geol. Pol., 37, Warszawa. [36] Taliaferro N. L., 1934: Contraction phenomena in cherts. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 45, Baltimore. — [37] Teodorovič G. I., 1956: Osadočnyje mineralogo-geochimičeskije facii. Vopr. mineralogii osadoč. obrazov, kn. 3—4, Lvov. — [38] Teodorovič G. I., 1957: Osobennosti izučenia kremnistych porod. Metody izučenia osadoč. porod., T. II, Moskva. — [39] Weller J. M., 1960: Stratigraphic principles and practice. Harpe-Brothers, N. York. — [40] Andrusov — Martiny, 1961: Menilitové rohovce Karpát. GS XII/2, Bratislava.

JARMILA HOLÉCYOVÁ—TIBOR ĎURKOVIČ

CONTRIBUTION TO KNOWLEDGE OF MENILITE BEDS SILICITES IN EAST-SLOVAKIAN FLYSCH

We have studied the layer silicites of menilite beds in the East-Slovakian Flysch in the unit of Dukla-Uh folds, in several localities. (Fig. 1.) From the point of view of lithology, menilite beds represent a unit with developed rhythmical sequence of beds. Claystones formed by illite, less abundant montmorillonite, quartz, pyrite and C_{org} (Fig. 3) are the dominating component. Clastics formed by subgraywackes, quartzous sandstones and organogene-detritic limestones, are less frequent. Pelocarbonates and layer silicates are characteristic component of menilite beds.

Silicites have been formed by microcrystallic quartz (R. L. Folk — C. E. Weaver 1952). Chalcedonic and normal quartz have been found only in the infilling of veinlets. Refractive index of basic microcrystallic matter moves within 1,538—1,540. Opal has not been proved in the sample material. From among autigene minerals calcite and pyrite or marcasite are frequent. The above minerals have been proved by D A (Fig. 5) and X-ray analyses. Terminology of silicites has been taken over from the classification by G. I. Teodorovič (1957),

according to which the rocks studied from the menilite beds belong to microcrystallic quartzous silicites.

Chemism of silicites and adjacent rocks has been followed in lithologic cross-section (Fig. 6); Spectral analyses partly proved elements of volcanic origin (Sc, Sn, Cr, Ti, Fig. 7).

On the ground of classification of silica formations (G. A. Kaleda 1956), silicites of menilite beds may be ordered most probably to the jasper formation; characterized by silicites in association with claystones, polymict sandstones, marly limestones and tufogene rocks in geosynclinal development.

On the ground of mineralogic-geochemical facies based upon the autigene minerals content (mainly of Fe) characteristic for certain degree of reduction intensity, menilite beds may be ordered to sediments of reduction type (L. A. Gulaeva 1955), to the sulphohydrogene facies (G. I. Teodorovič 1956), or to marine sediments of euxine type (W. C. Krumbein — R. M. Garrels 1952). The above sediments are characterized by rather a great amount of C_{org} and by the presence of pyrite silicites of menilite beds have their origin in reduction environment.

Layer silicites with rather a great thickness which are in agreement with general layer character of sedimentary rocks, may be considered as syngenetic (synsedimentary) ones (F. J. Pettijohn 1957; W. E. E. Smith 1959).

One of the most difficult problems in explaining the origin of layer silicites is the question of SiO_2 source. Essentially there are three basic opinios:

1. transport of great amount of SiO_2 from the continent because of rather advanced processes of weathering (M. Turnau-Morawska 1957; D. V. Nalivkin 1956, J. M. Weller 1950),

2. transport of SiO_2 from volcanic sources, either in the form of emanations or as noncohesive volcanic material (Ruedeman — Wilson 1936; Goldstein — Hendricks 1953; Kaleda 1956; Gabinet 1958; Korneeva 1959; Kukal 1959),

3. organogene origin of SiO_2 (Correns 1950; Krauskopf 1959; Eliseev 1960)

As it has been known already, there is no possibility for recent sedimentation of SiO_2 by chemical way in marine environment in greater extent (S. V. Bruevič 1953; K. B. Krauskopf 1959), since the marine water — in spite of high SiO_2 cencentrations — is not saturated by this component.

The majority of Soviet authors connects origin of SiO_2 in menilite beds with volcanic activity between Eocene and Oligocene. They ascribe subsidiary importance to the transport of SiO_2 by rivers into the basin (M. P. Gabinet 1958; V. G. Korneeva 1959).

Depth of the origin of layer silicites has not been solved yet completely because of the predominating opinion about the shallow-water origin of clastic sediments; silicites occuring in associations with clastics have been considered as shallow-water ons. Theory of turbidite currents acknowledged in the Flysch Carpathians (St. Dżułyński — M. Książkiewicz — Ph. H. Kuenen 1959) shows the depth conditions of clastic sedimentation in the new light and admits rather the deep-water origin of layer silicites in associations with clastic sediments.

Results of the study of silicites in menilite beds of the East Slovakia show that:

1. in silicites no lamination has been found characteristic for cherts, origin of which has been influenced by fluctuation of climatic situation. Slowly sedimented silicites are laminated. Sedimentation of silicites of menilite beds must have been quick and the climatic conditions could not influence SiO_2 sedimentation;

2. silicites have been formed by microcrystalline quartz, presence of which (according to R. L. Folk — C. E. Weaver 1952) indicates quick crystallization with simultaneous origin of many crystallization centres;

3. association of silicites with pelocarbonates, gradual transition from carbonate rock to the

silicites or interchange of these components give reasons for supposition of simultaneous sedimentation of carbonate and colloid SiO_2 at periodical change of physical-chemical conditions (Eh, pH);

4. Fe^2 predominance over Fe^3 together with the presence of high content (1,06—2,38) of C_{org} indicates reduction environment for the origin of silicites;

5. in claystones of menilite beds, traces of volcanic activity (volcanic glass) have been identified by Leško — Ďurkovič — Čičel (1959);

6. no organic remnants have been found in silicites.

In this investigation of silicites no facts have been met which would unambiguously proved one of the three SiO_2 sources.

On the ground of regional occurrence of layer silicites in menilite beds of Dukla—Uh folds, main SiO_2 source of volcanic origin may be supposed. On the other hand, presence of rather a great amount of C_{org} and occurrence of Diatomaceae in menilite beds (Cz. Kuzniar 1954) gives possibility for at least partial appliance of (Si) of organogene origin.

Geological Institute of D. Štúr, Bratislava

Explanations to Figures in Text

Fig. 1. Schematic outline of localities of studied silicites in the East-Slovakian Flysch. 1. Svetlice, 2. Papín, 3. Starina, 4. Jalová, 5. Kolbasov, 6. Ublí, 7. Ruské, 8. Smilno,

Fig. 2. Schematic cross-section through menilite beds on the Papín locality. 1. sandstone, 2. marly claystones, 3. claystones, 4. pelocarbonates, 5. silicites,

Fig. 3. DTA curves for claystones of menilite beds,

Fig. 4. Details of silicite contacts with adjacent beds, 1. silicite, 2. claystone, 3. pelocarbonate,

Fig. 5. DTA curves for silicites of menilite beds,

Fig. 6. Graphic illustartion of menilite beds chemism in cross-sections on the Papín locality, 1. silicite, 2. claystone, 3. pelocarbonate,

Fig. 7. Table of spectral analyses, I. silicites, II. pelocarbonates, III pelocarbonates, III. marly claystones, IV. claystones

Explanations to Figures in Table X.

Fig. 1. Silicite with basic microcrystallic matter and pyrite, magn. 75, x nicols.

Fig. 2. Idiomorphic rhombohedra of calcite in the basic microcrystallic matter, magn. 275×, — nicoles.

Fig. 3. Veinlet of normal quartz in silicite, magn. 40×, x nicoles.

Fig. 4. Veinlet of chalcedonic quartz in the form of a tongue in basic microcrystallic matter, magn. 57×, x nicoles. Photographies: Vrbovský.

Vysvetlivky k tab. X

Obr. 1. silicit so základnou mikrokryštalickou hmotou a pyritom. Zv. 75×, x nikoly.

Obr. 2. idiomorfné klence kalcitu v základnej mikrokryštalickej hmote. Zv. 275× — nikoly.

Obr. 3. žilka normálneho kremeňa v silicite. Zv. 40×, x nikoly.

Obr. 4. žilka chalcedónového kremeňa v podobe jazyka v základnej mikrokryštalickej hmote. Zv. 57×, x nikoly.

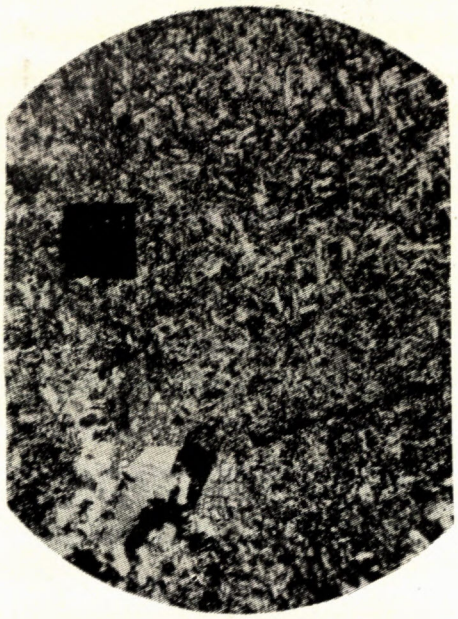
GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 27

Vydal Geofond-Vydavateľstvo, redakcia Bratislava roku 1963
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor člen-korešpondent ČSAV D. Sc. doc. Michal Maheľ

301—03. Daň 5 %. 52137/61-VO. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. AH 15,88, VH 16,24.
Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív.
K-12*21492

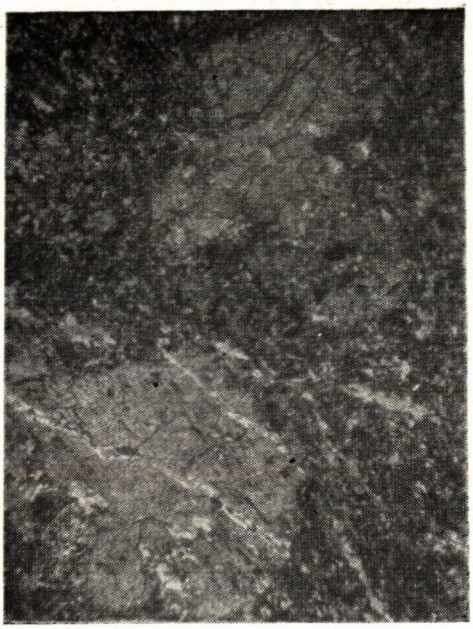
Cena brož. Kčs 19,—
56/III-3



Obr. 1.

Obr. 2.

Obr. 3.



Obr. 4.

1
1
2
1
2

2

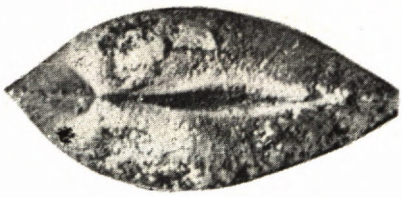
1

3

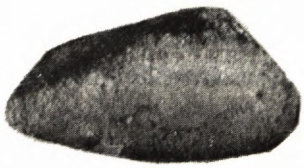
5

4

1

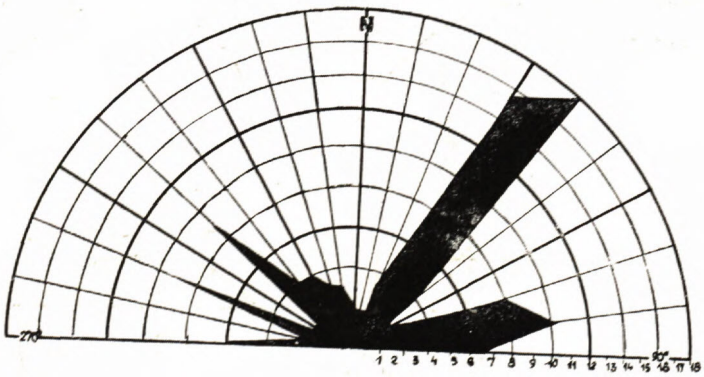


2

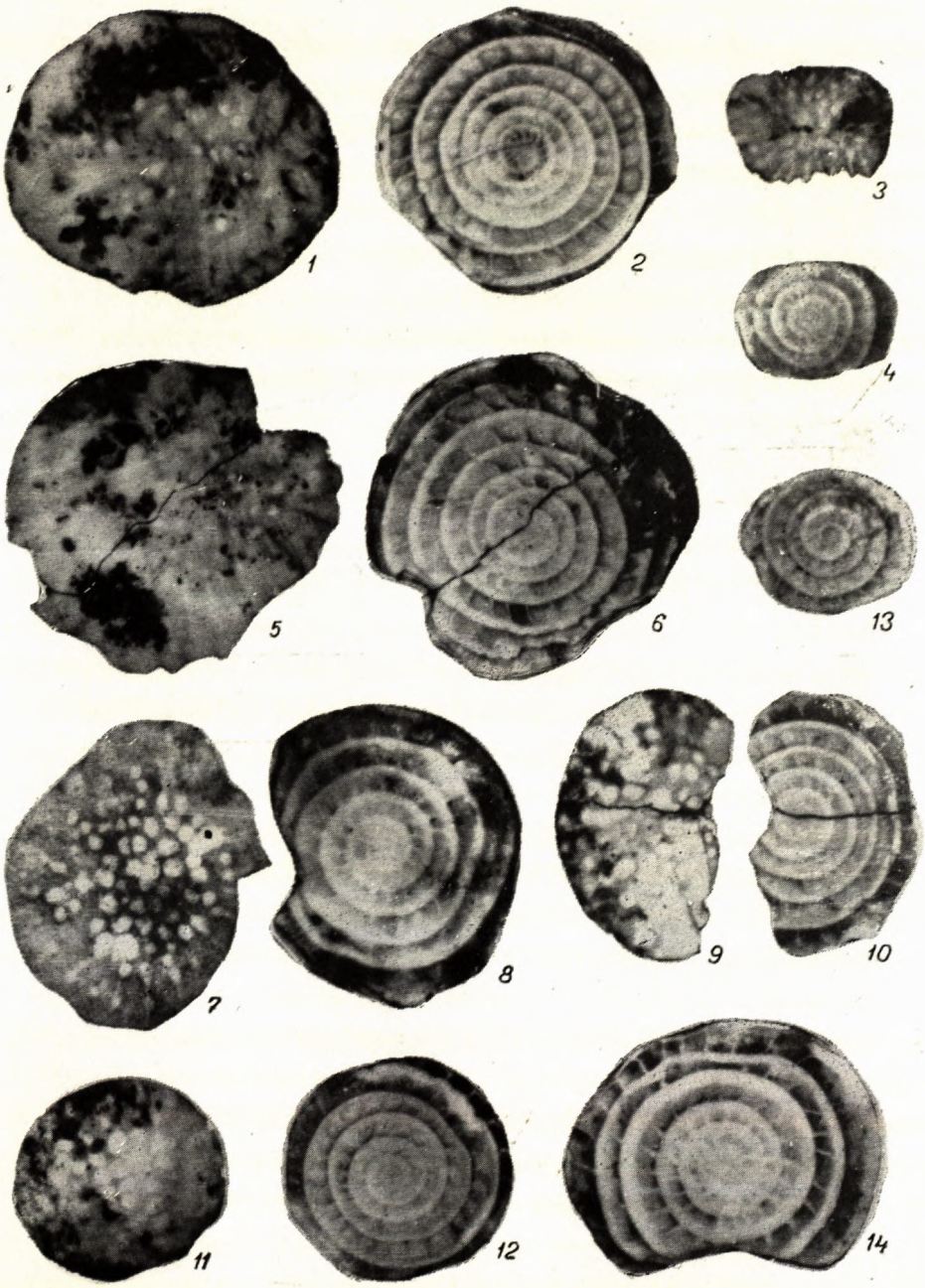


3

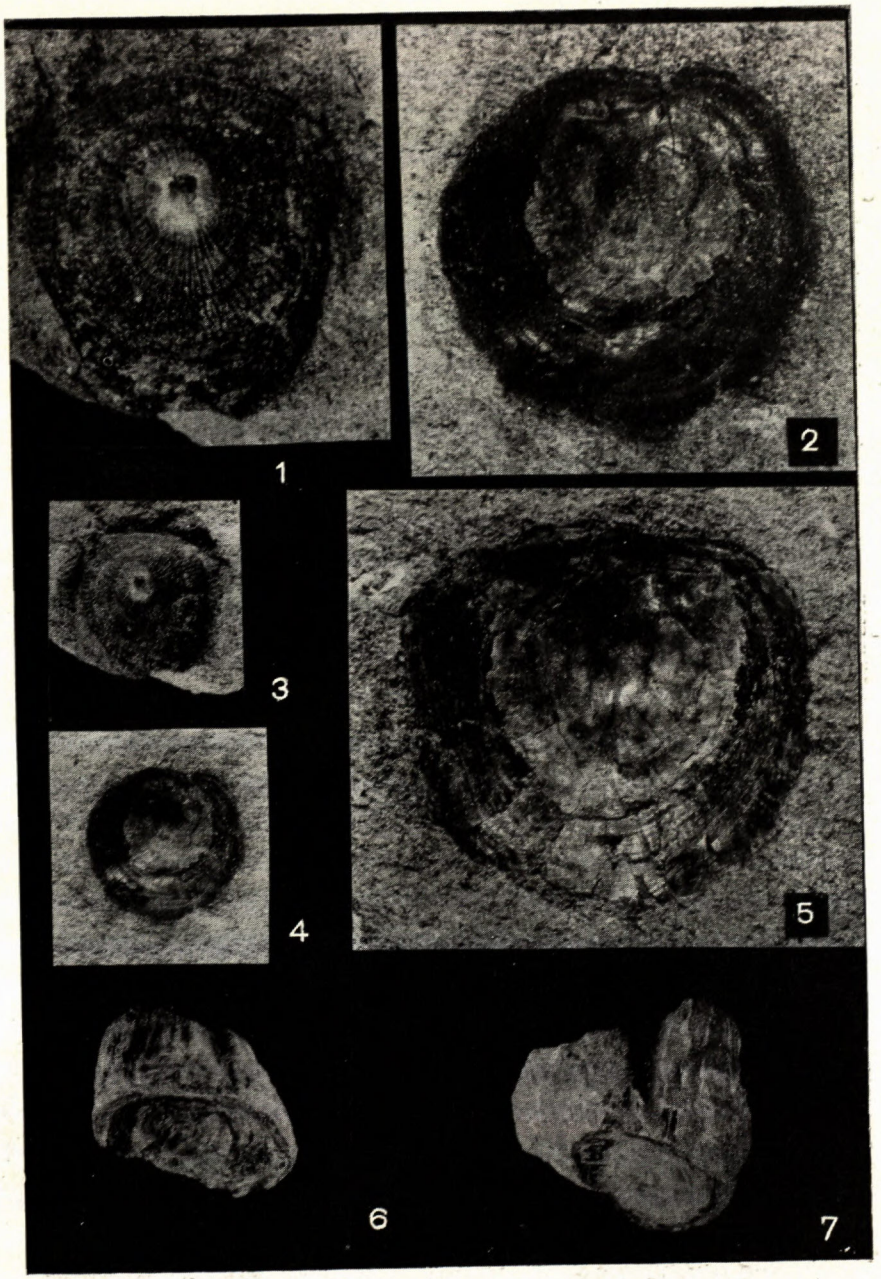
4



5

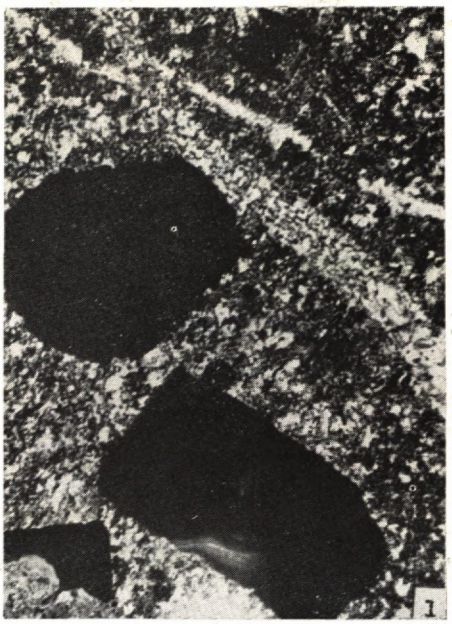

1
2
3
4
5
6
13
7
8
9
10
11
12
14

1
2
3
4
5
6
7

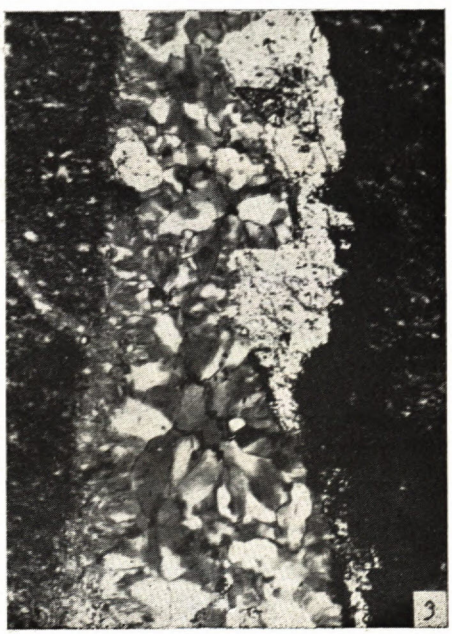

1
2
3
4
5
6
7

1
2
3
4
5

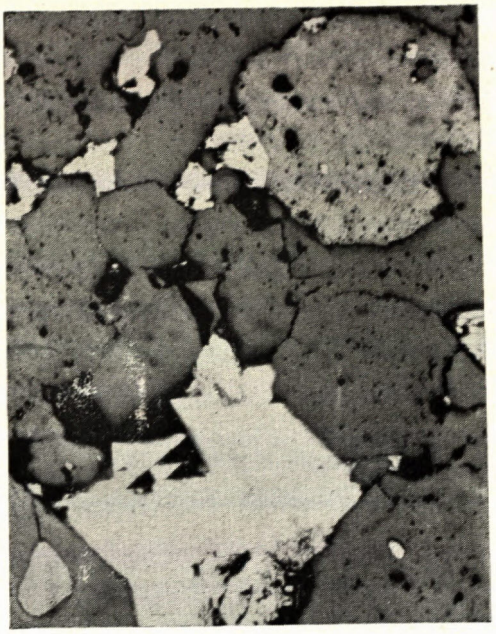
Vrchná časť kostry lebky s M^3 sin. z kuzmického mastodonta


1

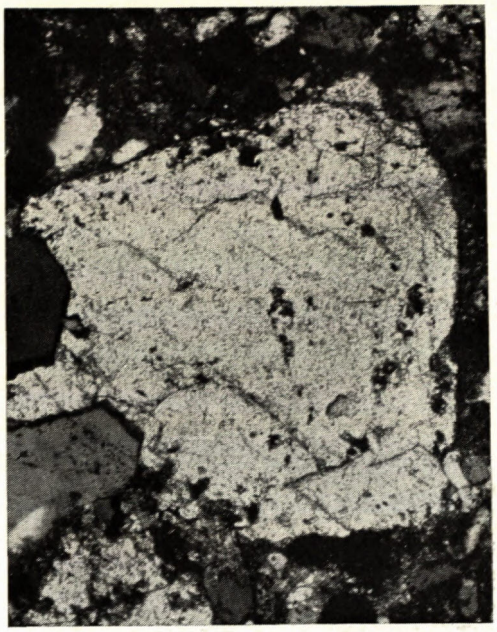
2


3

4



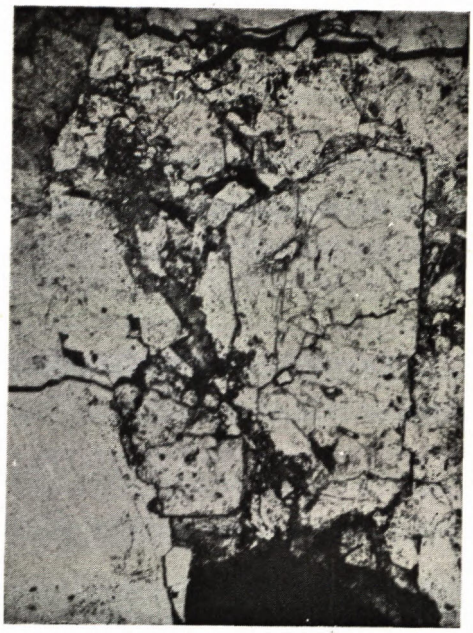
Obr. 1.



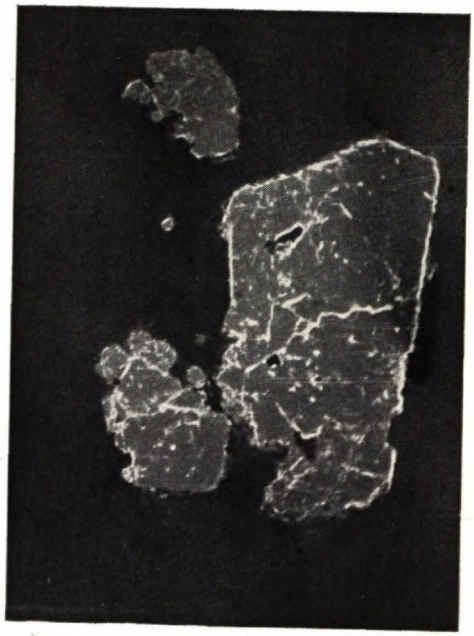
Obr. 2.

Obr. 3.

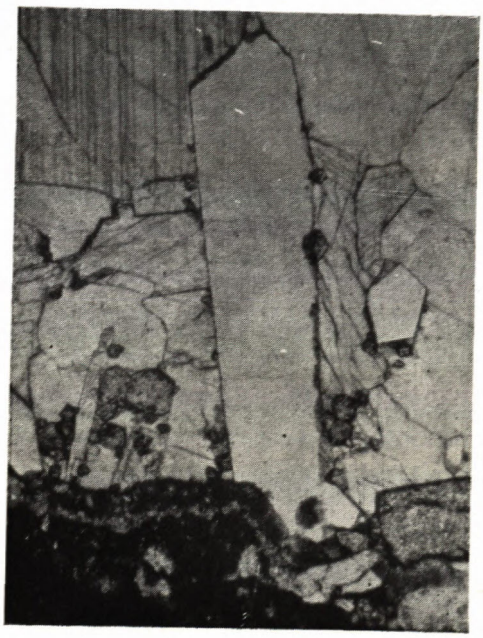
Obr. 4.



Obr. 1.



Obr. 2.

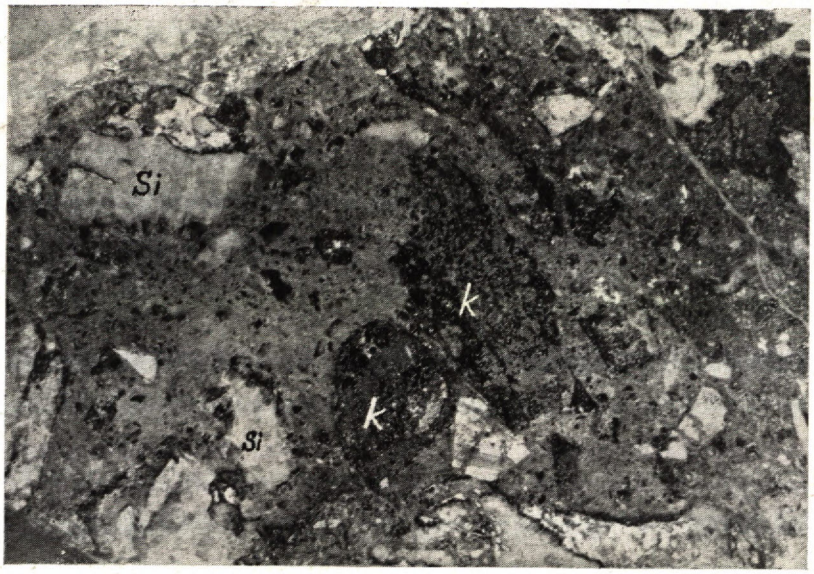


Obr. 3.

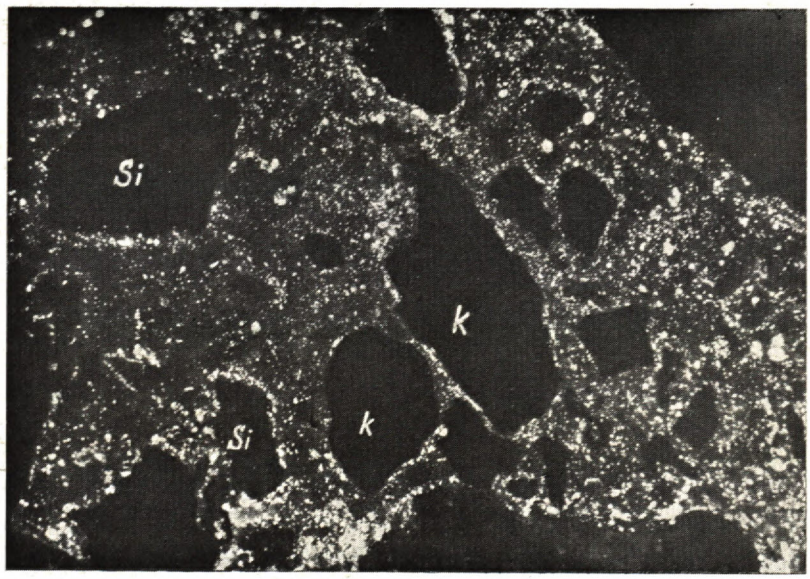
Obr. 4.

Obr. 1.

Obr. 2.

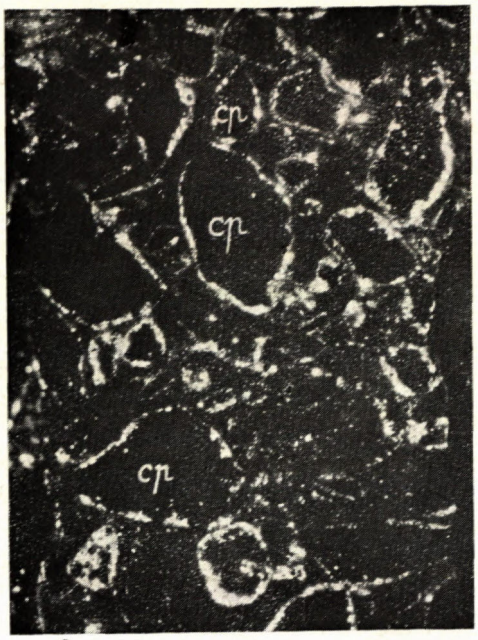


Obr. 1.

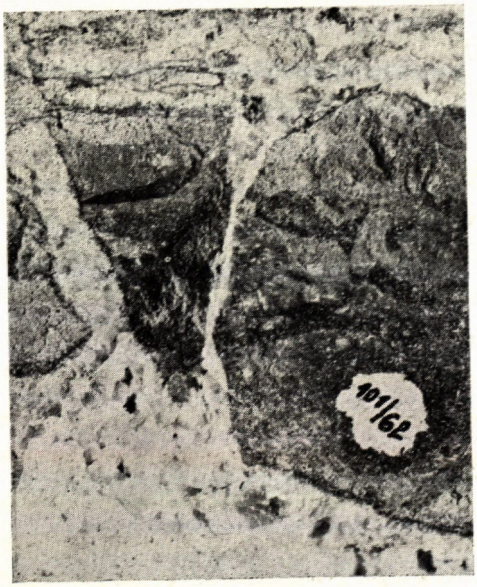


Obr. 2.

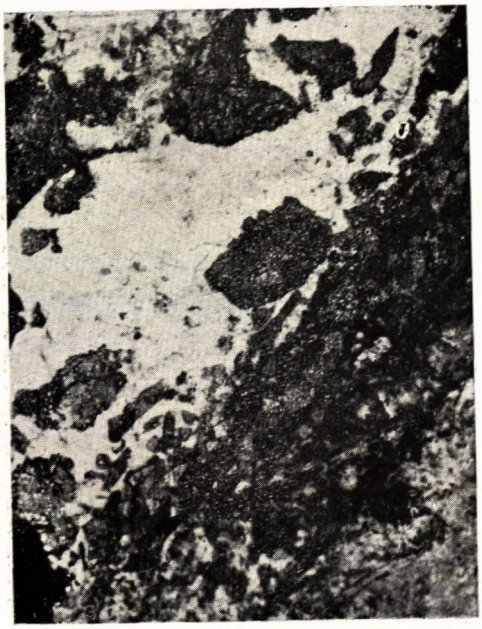
Obr. 1.



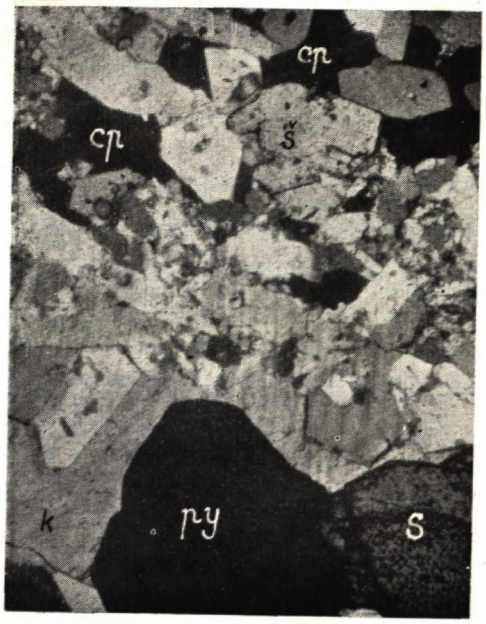
Obr. 2.



Obr. 3.



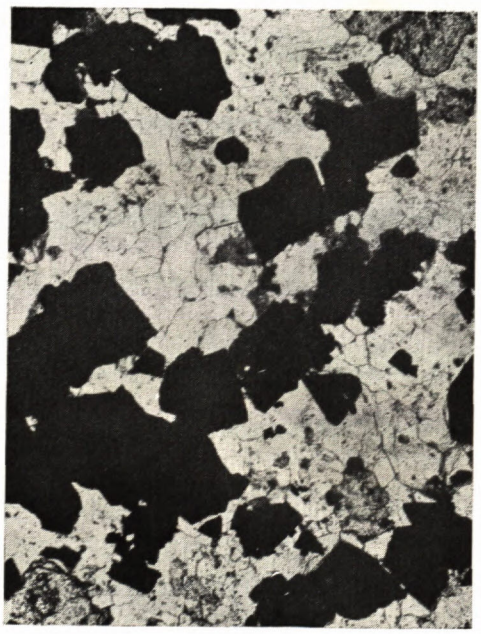
Obr. 4.



Obr. 1.

Obr. 2.

Obr. 3.



Obr. 4.