GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 71

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1978

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

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1 B 196

kat. čís.: 260/79

Kčs kúpa:

Kčs vým.:

Kčs dar:

Pv : 23,—

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1978

Obsah—Contents—Inhalt

Fusán, O.—Samuel, O.: Zomrel doc. dr. Alois Matějka, DrSc. 7

Bujalka, P.—Kullman, E.: RNDr. Anton Porubský, CSc. šesťdesiatročný 11

Pecho, J.: Niektoré problémy metalogenézy antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí — Some problems of metallogeny of antimonite deposits in Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) 13

Ilavský, J.: Predhercýnska metalogenéza v alpínskej Európe — 39

Rudinec, R.: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia karpatu a vnútrokarpatského paleogénu — New data salt-bearing bed sequence and Central-Carpatian Paleogene in East-Slovakian lowlands 59

Repčok, I.: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu 69

Vass, D.—Tözsér, J.—Bagdasarjan, G. P.—Kaličiak, M.—Orlický, O.—Ďurica, D.: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov — Chronology of volcanic events in Eastern Slovakia on the grounds of isotopical-paleomagnetical researches 77

Gašparik, J.: Nové nálezy eggenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina) — Neue Funde des Eggenburgiens in den Westkarpaten (Turiec-Becken) 89

Krystek, I.—Samuel, O.: Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim) — Stratigraphical and tectonical-paleogeographical position of limestones at the north of Brno (Kuřim) 93

Marschalko, R.—Samuel, O.: Poznámky k tektonickej príslušnosti flyšu v okolí Sedliackej Dubovej (bradlové pásmo) — Notes on tectonical appurtenance of flysch around Sedliacka Dubová (Klippen Belt) 111

Borza, K.—Köhler, E.—Samuel, O.: Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty — Chronostratigraphy of Lower Cretaceous with Application on West Carpathians 123

Kullmanová, A.: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov — Das Vorkommnis von bunten Mergeln der Oberkreide in der Bohrung SBM-1 Soblahov 157

Akhvlediani, D. G.: Microfauniferous zones of the Campanian of Georgia — Mikrofaunistické zóny kampánu Gruzínska 161

Hovorka, D.—Kubová, J.: Distribúcia bóru v ultramagmatických horninách Západných Karpát — Boron distribution in West Carpathian ultramafic rocks 167

Baňacký, V.: Mladá tektonika ako určujúci faktor pri formovaní geologickej stavby kvartéru Záhorskej nížiny — Die junge Tektonik als bestimmender Faktor beim Formen des Quartärs der Záhorie-Ebene 177

Čabalová, D.—Ďurkovič, T.: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností a petrografického zloženia pieskovcov makovických a strihovských vrstiev magurského flyšu na východnom Slovensku — Die Untersuchung der physikalischen und mechanischen Eigenschaften und der petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine der Makovica- und Strihovce- Schichte des Magura Flysches in der Ostslowakei 181

Franko, O.: „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Celoštátna konferencia s medzinárodnou účasťou 191

Doc. RNDr. ALOIS MATĚJKA, DrSc.
30. 10. 1898 – 28. 8. 1978

Zomrel doc. dr. Alois Matějka, DrSc.

Dňa 28. augusta 1978 zomrel popredný československý geológ a vynikajúci znalec stavby Západných Karpát doc. dr. Alois Matějka, DrSc. Zomrel krátko pred svojimi jubilejnými 80. narodeninami, ktoré sa dňa 30. októbra chystala osláviť celá československá geologická spoločnosť. V jeho osobe naša geológia stratila znamenitého vedca a spolutvorcu modernej syntézy stavby Západných Karpát.

Prvé kroky vo svojej výskumnej činnosti začal robiť hneď po skončení vysokoškolských štúdií ako asistent u jedného z nestorov československej geológie R. Kettnera. Po obhájení doktorskej dizertačnej práce (RNDr.) v roku 1922 prešiel do služieb Štátneho geologického ústavu ČSR v Prahe, s ktorým sa o svoje odborné skúsenosti delil ešte i po odchode do dôchodku.

Po krátkej výskumnej činnosti v severovýchodnej časti Barrandienu a v českej kriede začal systematicky pracovať v Západných Karpatoch. Ťažisko jeho práce bolo spočiatku vo vnútorných Karpatoch, najmä v oblasti Veľkej a Malej Fatry a v Nízkych Tatrách. Dôležitým mobilizujúcim faktorom pre malú, avšak oduševnenú skupinu geológov zo Štátneho geologického ústavu ČSR v Prahe (R. Kettner, D. Andrusov, J. Koutek, V. Zoubek, O. Kodym) bola príprava tretieho zjazdu Karpatskej geologickej asociácie. V oblasti Veľkej a Malej Fatry A. Matějka stanovil správnu stratigrafiu a litologickú náplň jednotlivých sukcesií, na základe čoho dospel k záveru o existencii ďalekosiahlej príkrovej stavby, platnej nielen v skúmaných pohoriach, ale aj v celej oblasti Západných Karpát. Tento poznatok spolu s D. Andrusovom vynikajúcim spôsobom podali v diele „Guide des excursions dans les Carpathes occidentales" a demonštrovali pred špičkovými znalcami stavby Álp a Karpát aj na treťom zjazde Karpatskej geologickej asociácie v roku 1931. O správnosti tejto syntézy o stavbe Západných Karpát najlepšie svedčí skutočnosť, že v základných rysoch má dodnes obecnú platnosť. Obdivuhodnou črtou A. Matějku bola jeho dôslednosť v práci, odzrkadľujúca sa práve v jeho geologických mapách, ktoré, čo do geologického prevedenia a presnosti, sú dodnes neprekonané a môžu byť vzorom aj pre súčasné generácie.

Po výskume vnútorných Karpát jeho ďalšou doménou vedeckého bádania bolo flyšové pásmo, v ktorom sa stal, vzhľadom na ich dovtedajšiu nepreskúmanosť, taktiež jedným z popredných priekopníkov. Preto prvá etapa jeho výskumu sa vyznačuje zbieraním faktografického materiálu, kým v druhej etape, spolu so Zd. Rothom, podáva syntetizujúce pohľady na stavbu magurskej jednotky. Tektonické rozčlenenie magurského flyšového pásma na dielčie jednotky, na základe mikrobiostratigrafického a litofaciálneho výskumu sa stalo základom pre ďalší podrobný výskum tohto pásma a geológovia sa ho pridržiavajú dodnes.

Osobitnú zmienku si zasluhuje výskum Moravsko-sliezskych Beskýd, kde spolu s kolektívom spolupracovníkov vyriešil zložitú tektonickú stavbu. S jeho menom je

spojená prevažná časť geologických generálnych máp východnej i západnej časti flyšového pásma v mierke 1 : 200 000. Poznatky získané pri zostavovaní generálnych máp zverejnil vo vysvetlivkách. Tieto práce sú základom pre poznanie tak zložitej tektonickej stavby, akú má flyšové pásmo. Ucelený pohľad na jeho stavbu podal v stati monografického diela, ktorého bol redaktorom, „Tektonický vývoj Československa" (1961).

S jeho menom je spojené aj zostavovanie prehľadnej tektonickej a geologickej mapy Československa, ako aj tektonickej mapy Európy, vydanej v Moskve v roku 1962. Pre jeho bohaté skúsenosti a široké odborné znalosti v problematike Západných Karpát bol redaktorom II. zväzku „Regionální geologie ČSSR", Karpaty (1967).

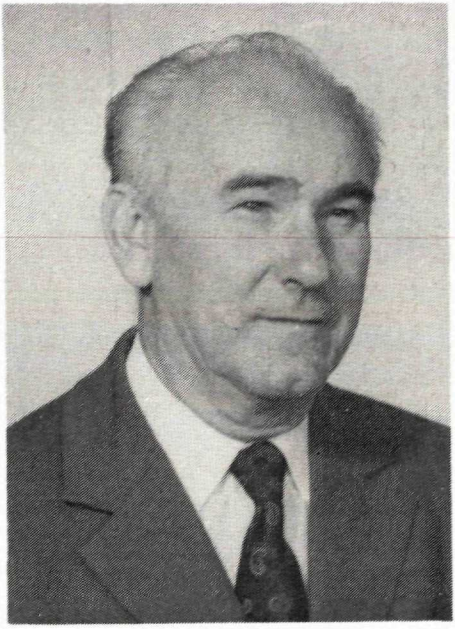
Jeho vedeckovýskumná činnosť bola úzko spätá aj s problematikou vyhľadávania živíc, výstavby veľkých inžinierskych stavieb, ložiskovej geológie a hydrogeológie.

Slovenská geologická pospolitosť si s úctou spomína na veľké dielo vynikajúceho československého geológa doc. dr. Aloisa Matějku, DrSc., ktorý celý svoj život zasvätil výskumu Západných Karpát.

Česť jeho pamiatke!

O. Fusán—O. Samuel

RNDr. Anton Porubský, CSc.,
šesťdesiatročný



K nedávnym oslavám 25. výročia organizovaného hydrogeologického prieskumu na Slovensku sa v súčasnej dobe pripája aj vzácne jubileum jeho zakladateľa a dlhoročného i metodického vedúceho — Dr. Antona Porubského, CSc.

Narodil sa 23. februára 1918 v Bánovciach nad Bebravou, kde dokončil aj stredoškolské štúdium. Doktorát prírodných vied získal v roku 1950 na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave a titul kandidáta geologicko-mineralogických vied tiež na Prírodovedeckej fakulte UK v roku 1965.

Už v prvých rokoch práce v Slovenských zemevrtných závodoch v Žiline bol postavený pred úlohu vytvárať podmienky pre zabezpečenie hydrogeologického prieskumu, zameraného na získanie podkladov pre projekciu vodných diel a priemyslových stavieb v rámci industrializácie Slovenska, ako aj na vyhľadávanie zdrojov vody pre zásobovanie obyvateľstva a priemyslu.

Súčasne s vykonávaním prieskumu na desiatkach úloh bolo treba spolupracovať pri formovaní technickej základne prieskumu, budovať sféru riadenia a vyhodnocovania a súčasne vytvárať metodiku pre rozvíjajúcu sa disciplínu aplikovanej geológie.

Zriadenie oddelenia hydrogeológie pri novovytvorenom Ústave stavebnej geológie v Žiline v roku 1954 je úspešným zavŕšením trojročnej práce Dr. A. Porubského v SZZ, zároveň je však nástupom do ďalšej etapy, naplnenej novou aktivitou, ktorá je založená na uváženej koncepcii. V tomto období, keď hydrogeológia spolupracuje pri prieskume vodných diel na Váhu, na Dunaji a iných tokoch, sú predkladané požiadavky na urýchlené vyhľadanie nových zdrojov vody pre všetky väčšie mestá na Slovensku a požadujú sa aj nové zdroje minerálnych vôd, je zrejmé, že rastúci trend požiadaviek môže spĺňať iba komplexne vybudované hydrogeologické pracovisko.

Preto sa Dr. A. Porubský zameriava predovšetkým na dosiahnutie tohto cieľa. Popri rozsiahlej prieskumnej činnosti rieši rad výskumných úloh zameraných na metodiku hydrogeologických prác, zavádza nové prieskumné metódy, realizuje odbornú výchovu vlastných kádrov a externe prednáša na Prírodovedeckej fakulte UK striedavo špeciálnu, ložiskovú a všeobecnú hydrogeológiu.

Je spoluzakladateľom a prvým predsedom pobočky ČSMG v Žiline, členom viacerých vládnych a rezortných komisií. Popri mnohých organizačných, spoločenských a odborných funkciách naďalej rieši prieskumné a výskumné úlohy, medziným bol vedúcim riešiteľom aj dosiaľ najrozsiahlejšej hydrogeologickej prieskumnej úlohy u nás — prieskum pre vodné dielo na Dunaji v rokoch 1956—1966. Venuje sa aj výskumu minerálnych vôd a vypracoval prvú štúdiu na využitie hypertermálnych vôd v Žitnom ostrove. Bohatá je tiež jeho publikačná a expertná činnosť.

Od roku 1968 pracuje v Geografickom ústave SAV v Bratislave, kde vo funkcii vedúceho vedeckého pracovníka ďalej rozvíja teoreticko-metodické problémy výskumu podzemných vôd Slovenska. Je členom viacerých vedeckých a odborných spoločností, komisií a redakčných rád. Okrem toho spolupracuje s výskumnými a prieskumnými hydrogeologickými pracoviskami, ako je Geologický ústav Dionýza Štúra, IGHP, n. p., Žilina a iné, s ktorými sa nezištne delí o svoje dlhoročné rozsiahle odborné skúsenosti.

Za jeho obetavú prácu sa mu dostalo viacero pracovných a spoločenských uznaní a vyznamenaní. Medzi najvýznamnejšie patrí vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby, Najlepší pracovník ministerstva hornictví a energetiky, Cena SAV, Plaketa mesta Bratislavy a iné.

Životného jubilea sa Dr. A. Porubský dožíva v dobrom zdraví, v plnom zápale pre výskum a ochranu podzemných vôd. Jubilantovi želáme mnoho tvorivých síl a úspechov aj v ďalších rokoch života.

P. Bujalka—E. Kullman

Geologické Práce, Správy 71, s. 13—38, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Jozef Pecho

Niektoré problémy metalogenézy antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí

8. obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Dieser Beitrag bringt neue Erkentnisse über die Geologie der Antimonitlagerstätten, die sich in dem zentralen Teil des Zips-Gemerer-Erzgebirges befinden und er befasst sich mit den Problemen ihrer Entstehung, besonders mit den genetischen Beziehungen zu den gemeriden Graniten. Er weist auf den polyziklischen Plutonismus und auf seine zeitgemässe Einreihung.

Úvod

Oblasť Spišsko-gemerského rudohoria je všeobecne známa početnými výskytmi ložísk antimonitových rúd. Sú sústredené v centrálnej časti pohoria v pomerne úzkom pásme, resp. zóne, ktorá sa tiahne od Betliara na západe východným smerom až k Poproču.

História ich objavenia nie je známa. Je pravdepodobné, že väčšina z nich bola objavená už v XII. a XIII. storočí pri vyhľadávaní a dobývaní drahých a farebných kovov, najmä zlata, striebra a medi, pretože kremenno-zlatonosné žily sa vyskytujú v zóne antimonitových ložísk a zlato sa vyskytuje aj priamo na antimonitových žilách. Aj napriek tomu, že boli objavené už v XII. storočí, začali sa, v porovnaní s ostatnými rudami, dobývať veľmi neskoro — až koncom XVII. storočia. Od tej doby sa dobývali s menšími-väčšími prestávkami až do druhej svetovej vojny. Po druhej svetovej vojne sa ťažilo už len na niektorých ložiskách v Čučme a v Poproči. Po vyčerpaní rudných zásob sa ťažba postupne likvidovala. Neskôr, v päťdesiatich rokoch, sa z ekonomických dôvodov prerušili aj geologicko-prieskumné a výskumné práce a Sb-ložiskám sa nevenovala potom takmer celých 15 rokov nijaká pozornosť. A tak zostali nedoriešené aj geologicko-ložiskové problémy antimonitových ložísk. V súčasnosti sú všetky antimonitové ložiská v tejto oblasti opustené a banské priestory neprístupné — na škodu geologickému výskumu.

Za súčasného stavu svetovej energeticko-surovinovej situácie a modernej technológie úpravy nadobúdajú Sb-ložiská opäť veľký hospodársky význam. Preto sme tu už v roku 1972 začali vykonávať špeciálne geologicko-výskumné práce, z ktorých tu uvádzam dosiahnuté výsledky a vlastné názory na metalogenézu Sb-ložísk.

RNDr. J. Pecho, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Stručná geologicko-litologická charakteristika antimonitovej zóny

Antimonitová zóna prebieha centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria, a to od Betliara na západe východným smerom až k Poproču, resp. až k Nováčanom, pričom vytvára mierny, k severu vyklenutý oblúk (obr. 1). Charakterizujú ju rudonosné štruktúry, ktoré doprevádza antimonitové zrudnenie. Je približne 50 km dlhá a v priemere 6 až 8 km široká. Budujú ju staropaleozoické horniny gelnickej série v zmysle A. Matějku a L. Zelenku (1931), (A. Matějka—D. Andrusov 1931); na niekoľkých miestach ich poprerážali mladšie granitoidné intrúzie (obr. 1).

Gelnická séria sa môže z litologicko-genetického hľadiska rozdeliť na tri základné typy: a) sedimentárny, b) vulkanický, c) vulkanicko-sedimentárny typ.

a) Sedimentárne typy hornín sú tu zastúpené sericiticko-chloritickými, chloriticko-grafitickými ílovitými a ílovito-piesčitými fylitizovanými bridlicami a fylitmi, ďalej chloriticko-sericitickými ílovitými a ílovito-piesčitými bridlicami a fylitmi, kremitými pieskovcami a kremencami. V súvrstviach ílovitých bridlíc sa miestami nachádzajú šošovky vápencov a ankeritov a malé vložky lyditov.

Po genetickej stránke sú to horniny sedimentárneho pôvodu, neskôr značne stlačené vrásnením, zbridličnatené a epimetamorfované; takto nadobúdajú charakter fylitizovaných bridlíc a fylitov.

b) Vulkanické typy hornín sú zastúpené kremitými porfýrmi, ktoré reprezentujú kyslý vulkanizmus. Ide o subsekventný vulkanizmus kaledónskeho orogénu (J. Kamenický 1956), ktorý sa najintenzívnejšie prejavil v strednej časti gelnickej série. Nepatrné prejavy bázického vulkanizmu sa zistili na viacerých miestach na severnej i južnej strane Volovca a v niektorých vrtoch pri Čučme (vrt Sb-1, Sb-2). Zistilo sa, že bázické efuzívne telesá diabázového typu sú uložené súhlasne s kyslými efuzívnymi telesami, viacnásobne sa s nimi striedajú a majú obyčajne malú hrúbku.

Kremité porfýry sú pomerne masívne a celistvé, s hrubou blokovou odlučnosťou. V miestach, kde sú intenzívnejšie dynamometamorfované a zbridličnatené, nadobúdajú charakter kremitých porfyroidov. Majú ešte dosť dobre zachovanú pôvodnú porfyrickú štruktúru s mikrogranitickou základnou hmotou. Základná hmota sa skladá z drobnozrnitého kremeňa, živca a sericitu. Medzi základnými zložkami prevláda kremeň nad ortoklasom.

c) Vulkanicko-sedimentárne typy hornín sú reprezentované tufmi a tufitmi kremitých porfýrov. Nachádzame ich vo väčších alebo menších hrúbkach v celej centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Často sa niekoľkokrát striedajú s efuzívnymi a sedimentárnymi typmi hornín. Viacnásobné striedanie výlevov kremitých porfýrov a tufitoporfyroidov so sedimentárnymi typmi hornín je veľmi

charakteristické pre tento vulkanogénno-sedimentárny komplex hornín a je dôkazom rytmickej pulzácie kyslého vulkanizmu. Efuzívne kremité porfýry sú syngenetické so sedimentárnymi vrstvami, čiže sú synsedimentárne. Často môžeme pozorovať plynulé faciálne prechody z tufitoporfyroidov do ílovitopiesčitých súvrství.

Horniny tohto typu sa skladajú z pyroklastického materiálu príslušných kremitých porfýrov, z jemnozrnných popolových častíc a peliticko-psamitického materiálu. Základná hmota je kremenno-sericiticko-chloritická, miestami s grafiticko-ílovitou prímesou, čo určuje farbu hornín — bývajú šedé, zelenkavé až tmavé. Aj pri silnejšej bridličnatosti sú ešte zreteľne vrstevnaté. Pomer pyroklastického a sedimentárneho materiálu sa čo do množstva i veľkosti mení z miesta na miesto. Preto tu nachádzame rôzne typy tufitoporfyroidov, a to jemnozrnnejšie, hrubozrnnejšie a ílovitejšie, s faciálnymi prechodmi do peliticko-psamitických sedimentov. Pyroklastický materiál je rôzny. Obyčajne sa skladá z úlomkov kremeňa a živcov. Sedimentárnu zložku tvorí drobnozrnný kremeň, sericit, chlorit a ílovitá prímes. V miestach, kde prevláda peliticko-psamitický materiál nad pyroklastickým, hornin vplyvom epimetamorfózy nadobúdajú charakter sericiticko-chloritických bridlíc a fylitov.

Celá táto vulkanogénno-sedimentárna séria hornín bola hercýnskymi orogénnymi pohybmi vyzdvihnutá, vyvrásnená a epimetamorfovaná a alpínsky opäť prevrásnená a epimetamorfovaná; v dôsledku toho sa vytvorila v centrálnej časti gemerid antiklinálna stavba, antiklinálne pásmo, ktoré prebieha v podobe mierneho oblúka východno-západným smerom (obr. 1).

Granity

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa zistili už v minulom storočí. V literatúre ich uvádzajú ako gemeridné granity. V súvislosti s metalogenézou tohto pohoria sa im vždy prikladal veľký význam, pretože mnohí geológovia hľadali v nich zdroj zrudnenia. Nakoľko je táto otázka zdroja zrudnenia ešte stále živá a aktuálna aj z hľadiska metalogenézy antimonitových ložísk, venujeme granitom väčšiu pozornosť.

Granity vystupujú na povrch na viacerých miestach v podobe malých intruzívnych telies. V južnej časti obce Hnilec a v údolí rieky Hnilca vystupujú tzv. hnilecké granity, pri Betliari betliarsky granit a pri Poproči popročský granit (obr. 2). Ďalšie, menej známe výskyty, uvádzajú vo svojej práci J. Kamenický—L. Kamenický (1955) — severne od Vyšného Medzeva v závere doliny Hummel, na južnom svahu Súľová (asi 800 m južne od horárne Súľová), severne od Čertovej hole (1247) v doline Súrovec a dva menšie výskyty severne od Zlatej Idky. Okrem týchto na povrch vystupujúcich telies boli technickými prácami na viacerých miestach zistené granity v plytkých hĺbkach pod povrchom. Tak už P. Rozlozsnik (1912) uvádza granity z niekoľkých štôlní, ktoré boli razené na antimonitové a zlaté žily severne od

Zlatej Idky. Tento výskyt potvrdili v posledných rokoch aj vrtné práce Geologického prieskumu. Známe sú tiež granity z banských diel Gabriela štôlne pri Čučme (J. Štelcl 1954, C. Varček 1954) a z vrtných prác Geologického ústavu Dionýza Štúra v Krátkej doline pod Súľovou, v hornom toku Rožňavskej doliny, na Gabriela žile a z vrtných prác Jáchymovských baní z oblasti Gabriela žily v Majerskej doline v Čučme.

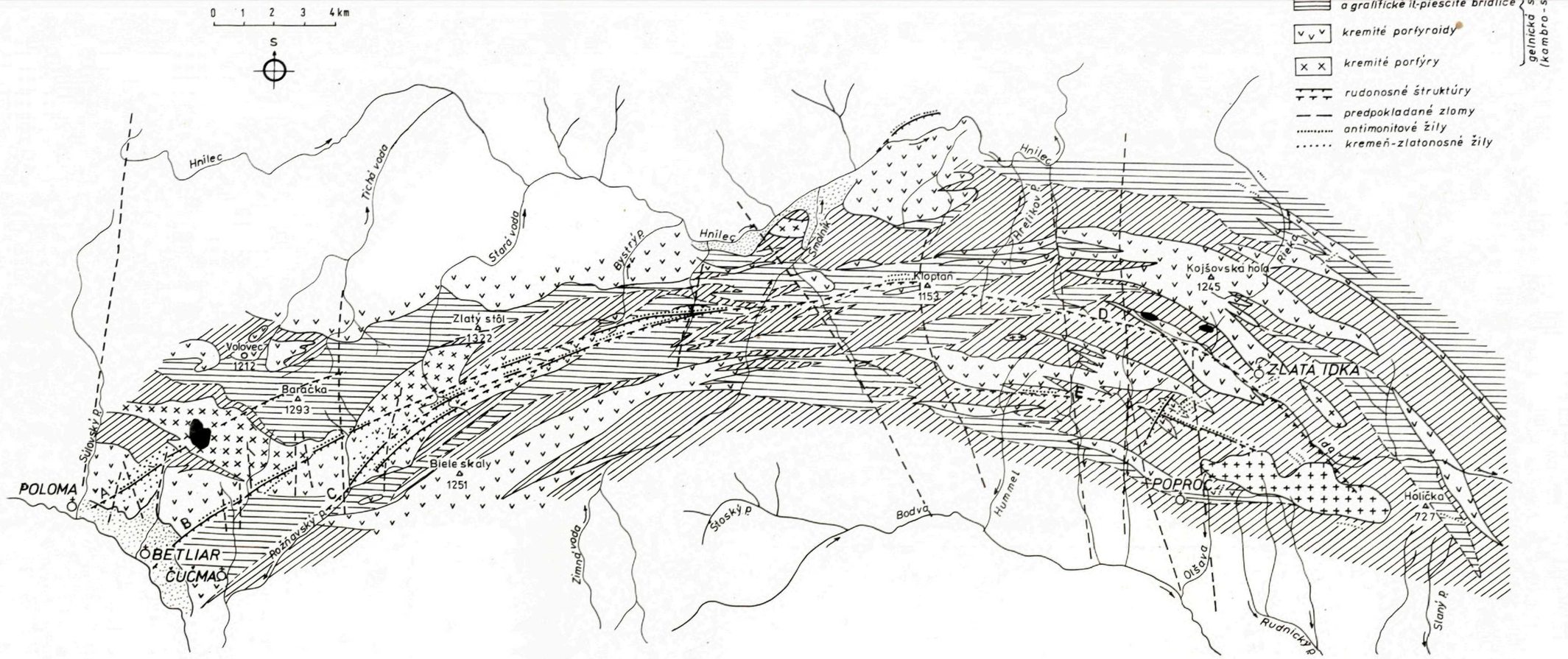
Hnilecké granity zmapoval v mierke 1 : 25 000 R. Kettner už roku 1920 a ich petrografiou sa zaoberal J. Vachtl (1937). V roku 1960 som tu urobil podrobnejšie geologické mapovanie v merítku 1 : 5000 a v súvislosti s tým som presnejšie vymapoval aj jednotlivé granitové masívčeky. Zistil som, že hnilecké granity vystupujú v sedle antiklinály, v ktorej je založená erózia rieky Hnilca, v dôsledku čoho sú aj tieto granitové masívčeky obnažené. Vystupujú tu na povrch v podstate tri väčšie granitové telesá a niekoľko menších indícií (obr. 3). Jeden väčší žulový masívček vystupuje na severných svahoch Súľovej a tiahne sa sv. smerom až k obci Hnilec. Je asi 2000 m dlhý a 750 m široký. Druhý vystupuje asi 1000 m východnejšie od predchádzajúceho, v údolí rieky Hnilca, pri osade Delava. Je 2250 m dlhý a 500 m široký. Tiahne sa východným smerom cez údolie rieky Hnilca pod kótu Suchý vrch (837). Jeho pokračovanie západným smerom končí ostro na priečnej zlomovej poruche a východným smerom sa ponára pod útvary štvrtohôr. Tretí, väčší žulový masív vystupuje na povrch v údolí rieky Hnilca asi 1000 m južne od železničnej stanice Peklisko. Je to spomedzi hnileckých granitov najväčší žulový masívček, ale aj najviac postihnutý zlomovou tektonikou. Tiahne sa vz. smerom v dĺžke asi 3500 m. Na západe končí ostro na zlomovej poruche sj. smeru a na východe na zlomovej poruche sv. smeru, ktorá prebieha údolím Surovského jarku. Toto žulové teleso je dislokované podobnými zlomami aj v centrálnej časti. Jeho značná časť, východná a západná, je zo severu zakrytá delúviom, preto jeho presné kontúry nie sú zistené. Okrem týchto troch väčších žulových telies vystupujú malé indície žúl v údolí rieky Hnilca asi 1000 m východne od železničnej stanice Peklisko a na južnom svahu Súľovej. V západnej časti, na severnej strane Súľovej vystupuje žulový masív prevažne v sedimentárnom a len čiastočne aj vo vulkanickom súvrství gelnickej série. Na severovýchodnom okraji zasahuje až na rozhranie rakoveckých a pačianskych vrstiev. Vo východnej časti územia, južne od Pekliska, vystupujú granitové intrúzie prevažne vo vulkanických členoch gelnickej série, v pačianskych vrstvách.

Hnilecké granity vytvárajú na styku so sprievodnými horninami klasický kontaktný dvor, ktorý siaha až do rakoveckých vrstiev. To dokazuje, že sú granitové intrúzie mladšie než gelnická séria. Horniny zasiahnuté kontaktnou metamorfózou sú dobre odkryté v zárezе železnice. Po petrografickej stránke ich spracovali J. a L. Kamenický (1955).

Betliarsky granit vystupuje na povrch v antiklinóriu Volovca, poukazuje na to

PREHĽADNÁ GEOLOGICKÁ MAPA ANTIMONITOVEJ ZÓNY V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

ZOSTAVIL: J. PECHO (1977) Z VLASTNÝCH A ARCHÍVNYCH MÁP GÚDŠ

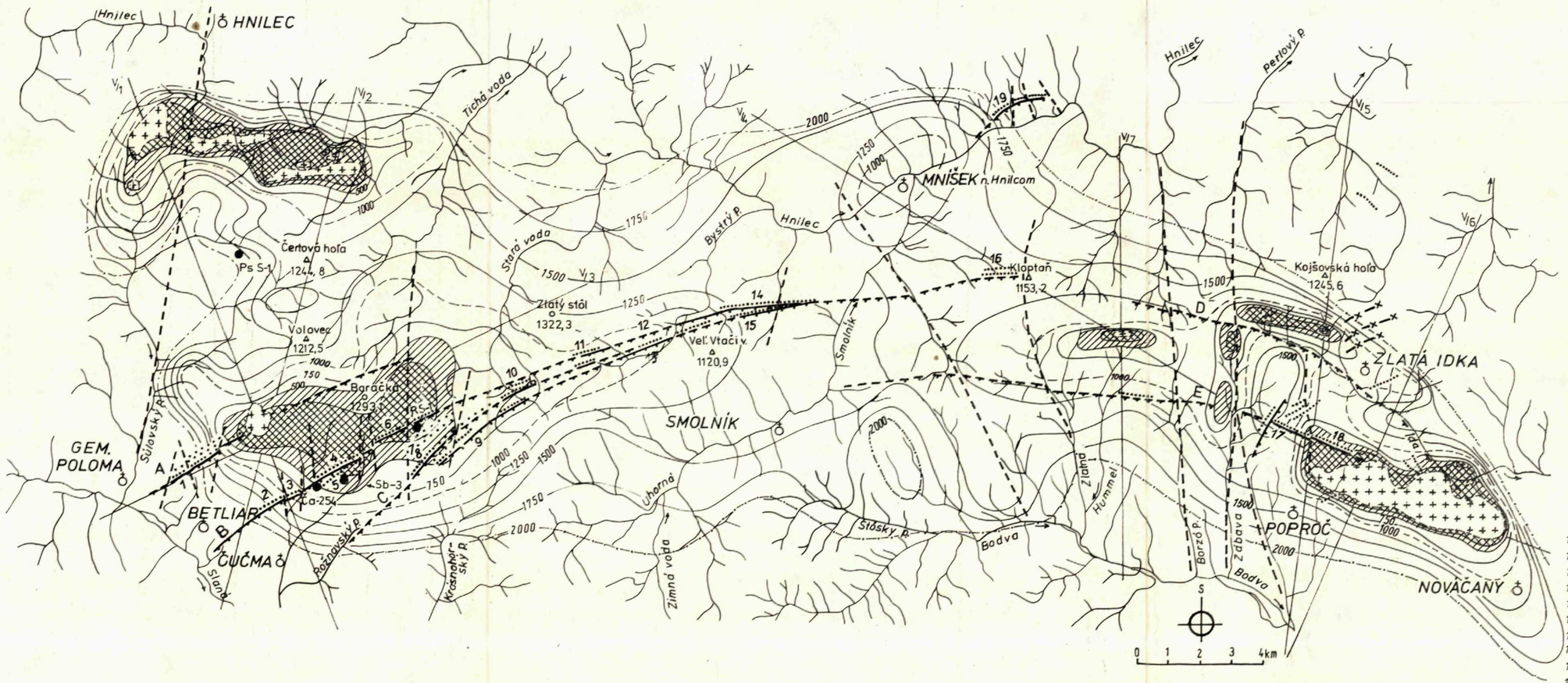


- hlina a sut', kvartér
- granity alpínske (vr. kriedy)
- granity hercynské (karbón-perm)
- sericiticko-chloritické il.-piesčité bridlice
- chlor.-grafitické a grafitické il.-piesčité bridlice
- kremité porfyroidy
- kremité porfýry
- rudonosné štruktúry
- predpokladané zlomy
- antimonitové žily
- kremeň-zlatonosné žily

gelnická séria (kambro - silúr)

MAPA HĽBOK GEMERIDNÝCH GRANITOV

ZOSTAVIL: R. BÁRTA A KOL. 1969, Sb LOŽISKÁ DOPLNIL J. PECHO



VYSVETLIVKY

$V_1 - V_7$ gravimetrické profily

indície granitov

Predpokladaná hĺbka granitov pod povrchom

v hĺbke 250 m

v hĺbke 500 m

vrty

zistený priebeh zlomových rudonosných štruktúr

predpokladaný priebeh zlomových rudonosných štruktúr

predpokladaný priebeh zlomových línií

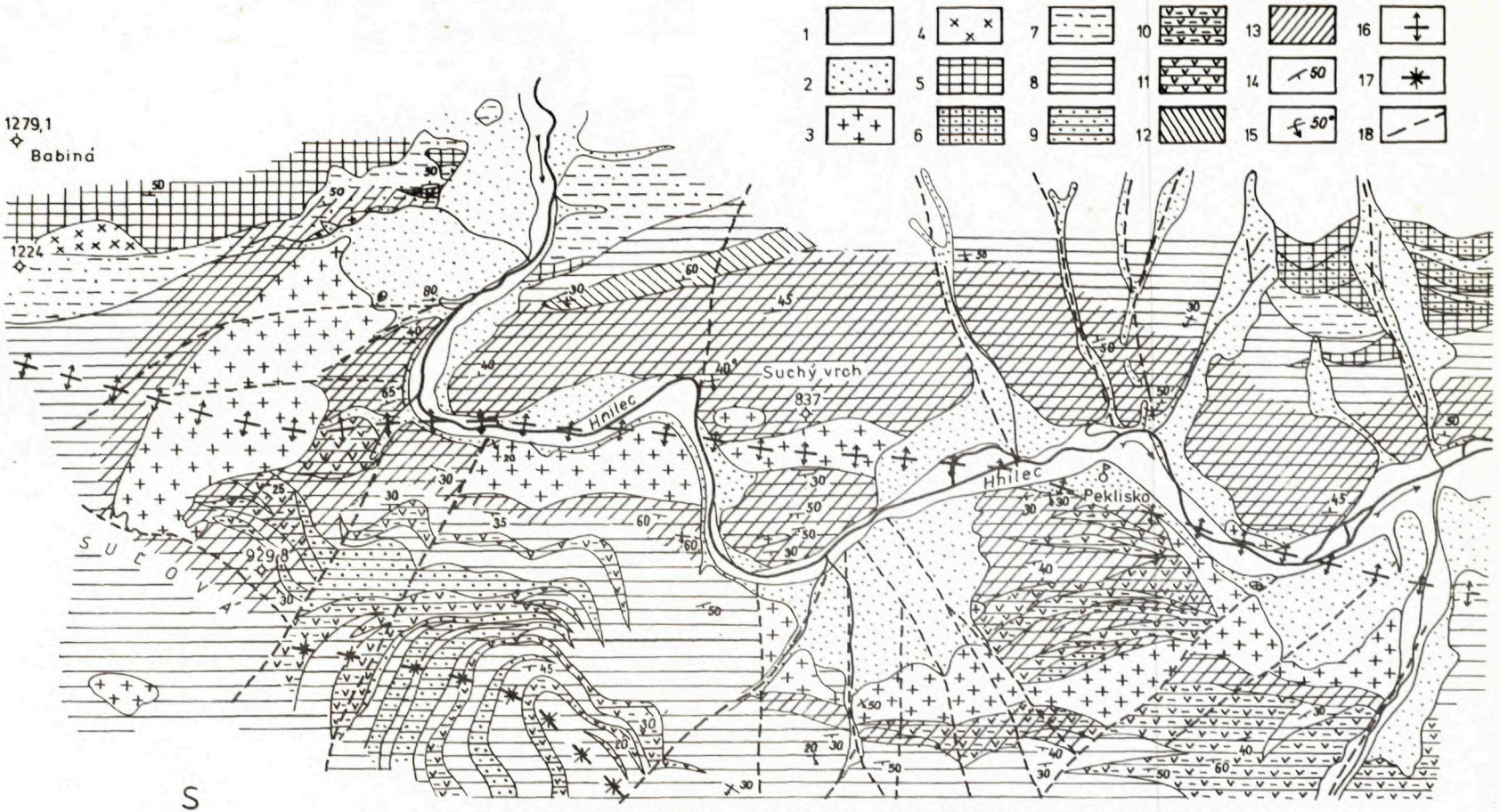
Sb-žily

kremenné žily

polymetalické žily s Sb, Au, Ag, Cu, Pb, Zn.

Označenie žíl

1 Ž. Betliar-Straková
2 Ž. Matej
3 Ž. Vincent
4 Ž. Gabriela
5 Ž. Klement
6 Ž. Jozef
7 Ž. Peter-Paval
8 Ž. Antimónová
9 Ž. Karolína
10. Ž. Štampová
11 Ž. Anna
12 Ž. Juraj
13. Ž. Pekelná
14 Ž. Margita } Spišská baňa
15 Ž. Rozabela } Spišská baňa
16 Ž. Tinesgrund
17 Ž. Anna
18 Ž. Anežka
19 Ž. Banské



Obr. 3 Geologická pozícia hnileckých granitov (zostavil J. Pecho 1964)

Vysvetlivky

1 — alúvium; 2 — delúvium (1—2 kvartér); 3 — granity hercýnske—karbón—perm?; 4 — granodiority; 5 — diabázy; 6 — diabázové tufity; 7 — piesčité bridlice (4—7 rakovecké vrstvy—devón?); 8 — chloriticko-sericitické ílovito-piesčité bridlice, 9 — tufito-porfyroidy; 10 — kremité porfyroidy; 11 — kremité porfýry; 12 — kvarcity (8—12 gelnická séria—kambrosilúr), 13 — horniny kontaktne metamorfované; 14 — vrstevnatosť; 15 — bridličnatosť; 16 — os antiklinály; 17 — os synklinály; 18 — zlomy.

už aj J. a L. Kamenický (1955); jeho os prebieha oblúkovite centrálnou časťou gemeríd. Je odkrytý eróziou Betliarskeho potoka asi 4 km severne od obce Betliar (obr. 4). Jeho okolitou horninou sú masívne kremité porfýry, na kontakte s granitom len slabo kontaktne metamorfované. Betliarsky granit je masívček malých rozmerov, z južnej strany ho doprevádza granitporfýr. Oba spolu sú odkryté na ploche 700×700 m. Po petrochemickej stránke ich podrobne spracovala P. Ončáková (1954) a J. a L. Kamenický (1955). P. Ončáková (1954) rozlišuje v betliarskom intruzívnom telese šesť žulových fácií. V podstate tu ide o dva základné horninové typy, a to granitporfýr s drobnozrnnou až hrubozrnnou základnou hmotou a o stredne zrnitý granit s porfyrickými výrastlicami kremeňa s prechodom do rovnomerne zrnitých jemnejších aplitických fácií. Hnilecký a betliarsky granit i granitporfýr, ako aj aplitické jemnejšie fácie, sú bohaté na turmalín.

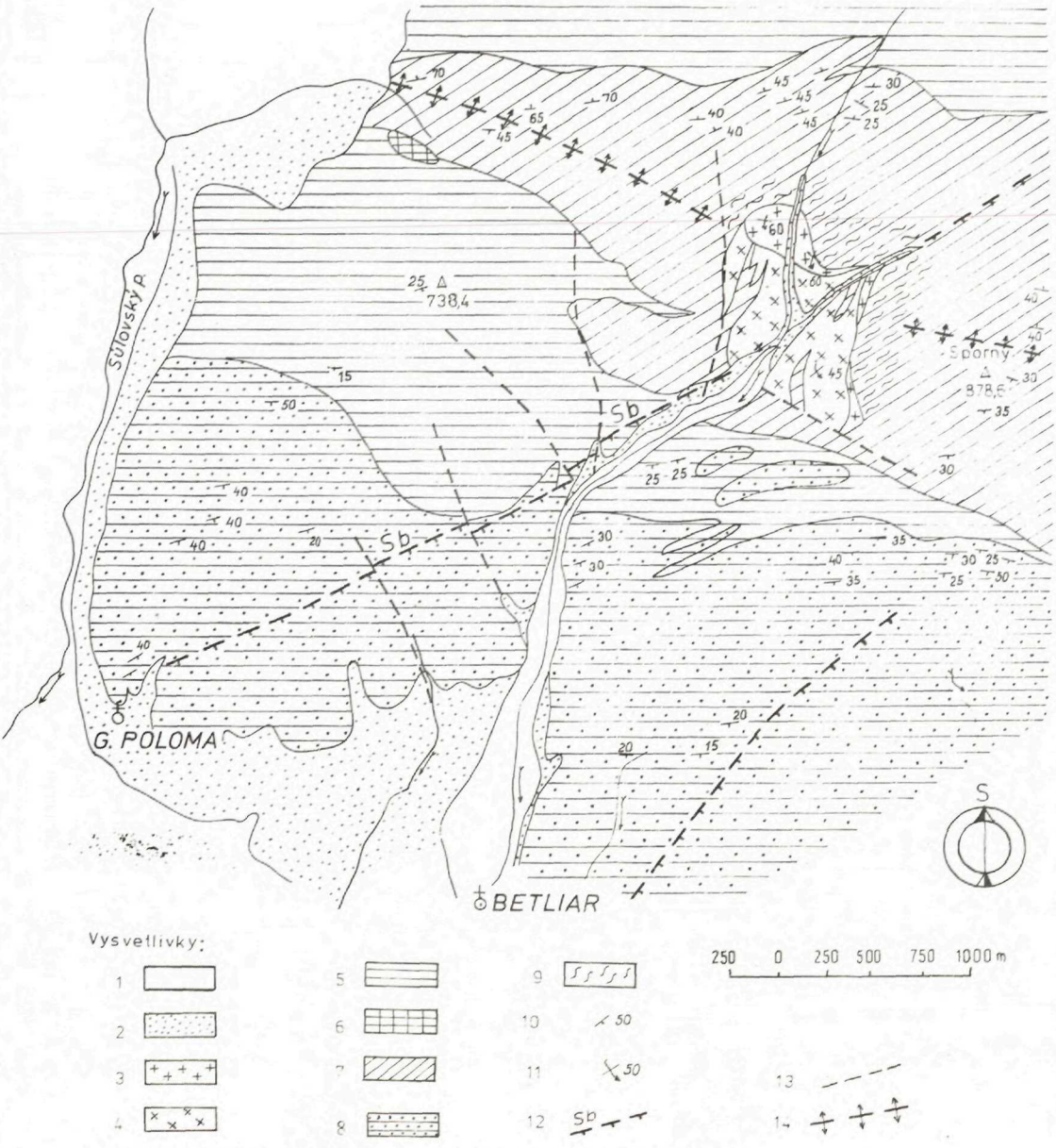
Popročský žulový masív je najväčší na povrch vystupujúci žulový masív v gemeridách. Tiahne sa z Petrovej doliny sv. smerom v dĺžke 6 km (obr. 5). Jeho priemerná šírka je 1,5 km. Vystupuje v chloritických fylitoch gelnickej série, ktoré sú na styku s granitom kontaktne metamorfované. Je to hrubozrnný porfyrický typ podobný hnileckým granitom.

Hummelský granit vystupuje v závere doliny Hummel, severne od V. Medzeva. Ako prvý ho popísal J. Kamenický (1955). Má pretiahly vz. smer. Je asi 800 m dlhý a 100 m široký. Jeho okolitou horninou je kremitý porfýr, ktorý má taký pretiahly tvar ako granit.

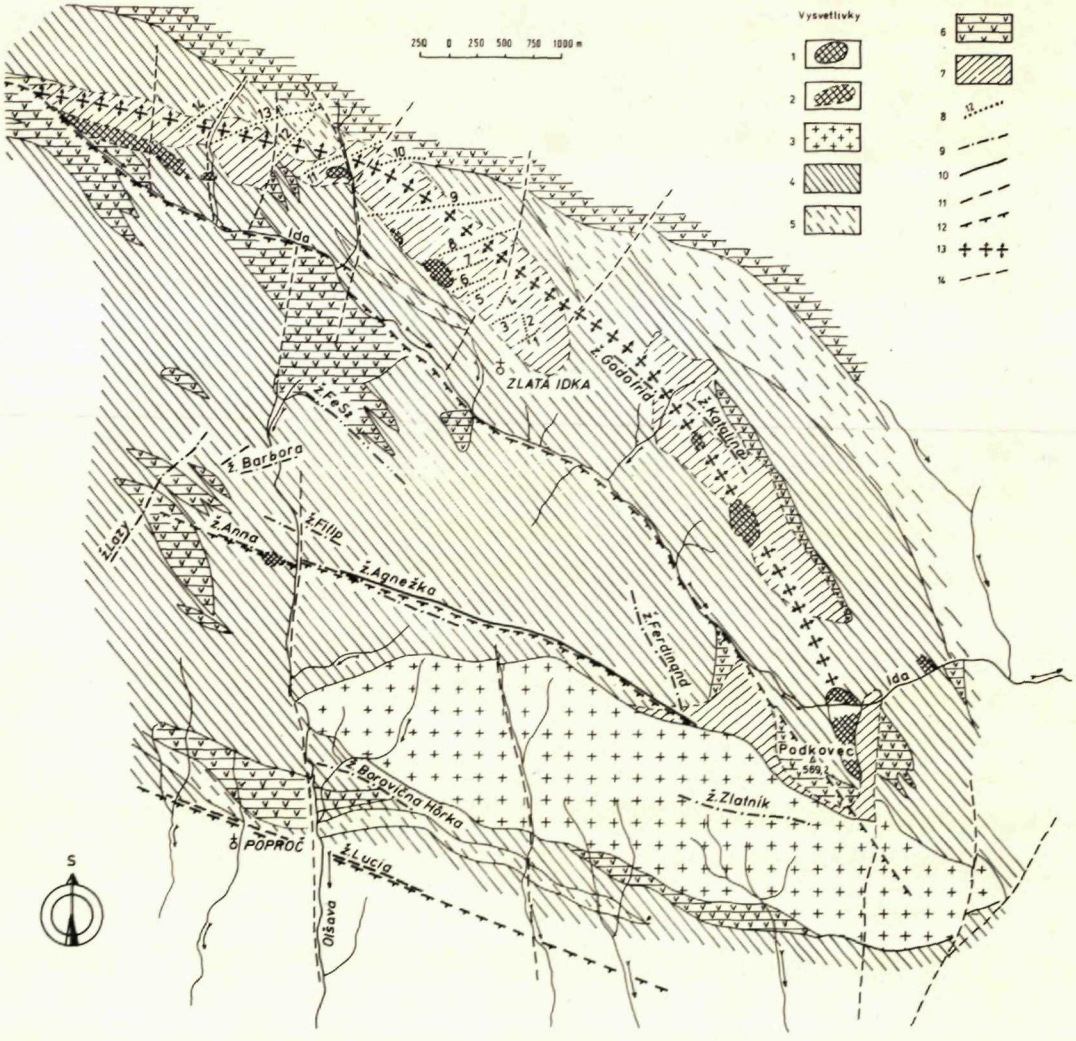
Zlatoidský granit uvádzajú vo svojej práci J. a L. Kamenický (1955). Ide o malé výskyty. Jeden vystupuje na povrch v údolí severne od Hutna, ďalšie dva uvádza P. Rozlozsnik (1912) vo svojej práci pri Nižnej Nándor štôlni a západne od Spodnej Matyáš štôlne. Viac údajov o týchto granitoch získal P. Rozlozsnik (1912) z podzemných banských diel. Porovnáva ich s popročským granitom a poznamenáva, že zlatoidské granity sú petrograficky odlišné. Sú jemnozrnnejšie až aplitické s biotitom a turmalínom, kým popročský granit je dvojsľudný, hrubozrnný porfyrického typu.

Turčocký a železnícky granit vystupujú v podobe menších telies v západnej časti gemeríd, blízko rozhrania gemeríd s veporidami. P. Ončáková (1954), J. a L. Kamenický (1955) popisujú tieto granity veľmi stručne v súvislosti s gemeridnými granitmi. Mnohí geológovia ich však pri riešení geológie i metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria neberú do úvahy a nepovažujú ich za gemeridné.

Žulu od Železníka popísal už H. Böckh (1905) v súvislosti s rudnými ložiskami pri Železníku. Jednotlivé žulové telesá tejto oblasti zmapoval M. Maheľ (1951). Železnícky granit vystupuje na povrch v staropaleozoických horninách v zárezе cesty Revúca—Železník. V podzemí ho zachytili v banských dielach Dolnosirkovskej



Obr. 4 Geologická pozícia betliarskeho granitu (zostavil J. Pecho 1972)
Vysvetlivky
1 — alúvium; 2 — delúvium (1—2 kvartér); 3 — granit; 4 — granitporfýr (3—4 alpínske—vrchná krieda); 5 — sericiticko-chloritické ílovité bridlice; 6 — karbonáty; 7 — kremité porfýry; 8 — tufitoporfyroidy 5—8 gelnická séria—kambrosilúr); 9 — horniny kontaktne metamorfované; 10 — vrstevnatosť; 11 — bridličnatosť; 12 — rudonosné štruktúry s Sb-výskytmi; 13 — zlomy; 14 — os antiklinály.



Obr. 5 Geologická pozícia popročského granitu a zlatoidských granitov (zostavil O. Rozložník 1976)
Vysvetlivky
1 — jemnozrnné granity, aplitické, vystupujúce na povrch; 2 — jemnozrnné granity, aplitické, zistené vrtmi v rôznych hĺbkach pod povrchom (1—2 alpínske—vrchná kriedа); 3 — granity porfyrického typu—hercýnske—karbón—perm?; 4 — súvrstvie bridlíc a fylitov vcelku, 5 — tmavé chloriticko-grafitické bridlice, 6 — kremité porfyroidy a tufitoporfyroidy (4—6 gelnická séria—kambrosilúr); 7 — horniny kontaktne metamorfované, 8 — polymetalické žily s Sb, Au, Ag, Cu, Pb, Zn (1. ž. Tekla, 2. ž. Peck, 3. ž. Frigyes, 4. ž. Minzsent, 5. ž. Nová, 6. ž. Erzsébet, 7. ž. Ferencz-Jozsef, 8. ž. Jozsef, 9. ž. Háromság, 10. ž. Bertalán V., 11. ž. Bertalán Z., 12. ž. Ferencz, 13. ž. István, 14. ž. Mátyás I., II., III); 9— žily antimonitové s Au; 10 — žily kremenné; 11 — kremenno-sideritové žily; 12 — rudonosné zlomové štruktúry; 13 — os antiklinály; 14 — zlomy.

a Hornosirkovskej štôlne. O celkových rozmeroch tohto telesa niet dostatočných údajov. Podľa orientačných mineralogicko-petrografických rozborov P. Ončákovej (1954) ide o stredne zrnitú biotiticko-muskovitickú žulu, s podstatnými minerálmi — plagioklas, šachovnicový albit, kremeň, biotit a muskovit.

Turčocký granit predstavuje väčšie intruzívne teleso. Podľa geologickej mapy M. Maheľa (1951) vystupuje na povrch asi 750 m východne od obce Turčok, na rozhraní sedimentárneho súvrstvia gelnickej série s fyliticko-piesčitým súvrstvím stredného karbónu. Tiahne sa v smere V-Z, v dĺžke asi 2500 m. Na styku s okolitými horninami bola zistená kontaktná metamorfóza. Podľa P. Ončákovej (1954) ide o strednozrnnú až hrubozrnnú biotiticko-muskovitickú žulu.

Malé granitové intrúzie medzi Pačou a Uhornou zistil geologickým mapovaním A. Klinec (1959). Popisuje ich ako silne pretiahlé, žilám podobné telesá, ktoré sledujú zlomovú líniu. Po petrochemickej stránke ich opisuje J. Gubač — A. Klinec (1959).

Gemeridné granity po petrochemickej stránke spracovali P. Ončáková (1954), J. a L. Kamenický (1955) a granit z Gabriala štôlne pri Čučme J. Štelcl (1954). Na základe prác uvedených autorov majú gemeridné granity len malé rozdiely v petrografickom i chemickom zložení. Väčšmi sa líšia svojimi štruktúrami, intenzívnou mylonitizáciou a zbridličnatením. Uvedení autori ich rozdeľujú na niekoľko základných typov, z ktorých prevláda granit biotitický až dvojsľudný s turmalínom. Je to strednozrnný až hrubozrnný porfyrický granit, ktorého reprezentantom sú granity hnilecké, popročský a hummelský a tiež granity navŕtané vrtmi Geologického ústavu Dionýza Štúra v Krátkej doline pod Súľovou, v Rožňavskej doline pod Volovcom, na Gabriele žile v Čučme a vrtmi Jáchymovských baní v Majerskej doline.

Na hnileckých granitoch môžeme na viacerých odkryvoch pozorovať hrubú puklinovú bridličnatosť vz. smeru s úklonom 45—50° na juh. Silné zbridličnatenie a mylonitizáciu môžeme vidieť v odkryvoch na Suchom vrchu (837), na severnej strane Súľovej a v Surovskom jarku. Silne mylonitizované partie žúl sú premenené až na žulový piesok, ktorý ťažia miestní obyvatelia pre výstavbu rodinných domov. Mylonitizované a hydrotermálne premenené granity v okolí Hnilca opisujú aj L. a J. Kamenický (1955). Intenzívna bridličnatosť a mylonitizácia sú uvádzané (P. Ončáková 1954) ako charakteristické znaky aj pre železnícke a turčocké granity.

Druhým hodne rozšíreným typom je jemnozrnná aplitická žula, ktorú opisuje už P. Rozlozsnik (1912) zo zlatoidských baní, potom tiež P. Ončáková (1954), J. a L. Kamenický (1955) a J. Štelcl (1954) z banských diel Gabriela v Čučme. P. Rozlozsnik (1912) rozoznáva už dva navzájom odlišné základné typy granitov, a to zlatoidský, ktorý je jemnozrnný, aplitickej povahy a popročský dvojsľudný, hrubozrnný, porfyrického typu. Preto rozlišuje v gemeridách aj dva pruhy žúl, severný, čiže zlatoidský a južný čiže popročský pruh.

P. Ončáková (1954) opisuje zlatoidskú žulu ako dvojsľudnú jemnozrnnú žulu s turmalínom. J. Štelcl (1954) určil granit z banských diel Gabriela štôlne v Čučme ako aplitický turmalinický granit. J. a L. Kamenický (1955) opisujú podobnú žulu ako okrajovú fáciu betliarskeho granitporfýru. Toto sú dva základné typy granitov, ktoré treba brať do úvahy pri riešení metalogenézy nielen antimonitového zrudnenia, ale aj ostatného zrudnenia gemeríd, staršieho než antimonitové zrudnenie.

Stratigrafia

Gelnická séria sa považuje v gemeridách za najstaršiu. Už v minulosti sa ju snažili mnohí geológovia podrobne litologicko-stratigraficky rozčleniť — s tým súvisia aj jej rôzne názvy. Tak napr. už J. Woldřich (1913) ju pomenoval porfyroidová zóna, A. Matějka a L. Zelenka in A. Matějka—D. Andrusov (1931) ju nazvali gelnická séria, P. Rozlozsnik (1935) porfyroidová séria a M. Kuthan (1950) ju delí na uhorňanskú (vulkanická časť) a drnavskú (sedimentárna časť) sériu; O. Fusán—M. Máška—V. Zoubek (1955) ju pomenovali podľa predpokladanej stratigrafickej príslušnosti — kambrosilúrska séria; delia ju na tieto základné súvrstvia:

— súvrstvie detritické (ako spodné), porovnávané s alpskou drobovou zónou, kde je považovaná za kambrium až ordovik;
— súvrstvie vulkanické (stredné), ktoré uvedení autori porovnávajú s východoalpským „blaseneckým porfýrom";
— súvrstvie organogénne (ako najvyššie), zastupujúce gottland.

Neskôr zaviedol L. Snopko (1957) pre toto rozdelenie kambrosilúrskej série nové termíny: Spodné súvrstvie označuje ako *vlachovské vrstvy*, stredné ako *pačianske vrstvy* a organogénne súvrstvie (najvyššie) ako *betliarske vrstvy*. Jednotlivé vrstvy sú charakterizované určitými typmi hornín, pričom vlachovské sú, ako najstaršie, bez vulkanitov, potom pačianske s vulkanitmi kremitých porfýrov a betliarske, v nadloží pačianskych, sú zastúpené v podstatnej miere sedimentárnymi typmi hornín. Pravda, ani takéto litologicko-stratigrafické členenie tejto série nie je dosť presvedčivé, pretože sa neopiera o dostatok paleontologických dôkazov, v čom vlastne spočíva celý problém jeho stratigrafického zaradenia a členenia.

Gemeridné granity sú zrejme mladšie ako okolité horniny gelnickej série, ktorými prerážajú a kontaktne ich metamorfujú. V súčasnosti sa považujú za kriedové — na základe určenia absolútneho veku betliarskeho granitu (J. Kantor 1957). Škoda, že nebol určený absolútny vek aj z ostatných granitových masívčekov a neboli použité aj iné metódy určenia okrem A/K^{40}, pretože väčšina masívčekov sa zdá byť staršia než kriedová, pravdepodobne hercýnska.

V súčasnosti sú gemeridné granity stredobodom pozornosti aj z hľadiska cínonosnosti. Na základe pozitívnych výsledkov dosiahnutých na hnileckých granitoch boli zverejnené v Geologickom zborníku XXV. 1, 1974 dva príspevky (L. V. Ta-

uson—B. Cambel—V. D. Kozlov—L. Kamenický a Bojko—L. Kamenický—N. P. Semenenko—B. Cambel—N. Ščerbak), v ktorých sú tieto granity zhodnotené ako cínonosné a porovnávané z geochemického hľadiska s granitmi Krušných hôr a inými cínonosnými granitmi Zabajkalska. V druhom článku sa uvádzajú výsledky absolútnych vekov z kryštalických hornín a granitov z jaderných pohorí Západných Karpát, ktoré získal J. Kantor v rokoch 1957 až 1959. Okrem Kantorových výsledkov sú tu uvedené aj výsledky Institutu geochemii sibirskogo otdelenija, AN SSSR v Irkutsku, ktorý určil metódou A/K^{40}, že gemeridný autometamorfný granit z Poproča (lokalita nie je presnejšie uvedená) má 70 mil. rokov. Ďalej sa v závere tohto príspevku píše doslova toto: „Je nevyhnutné zdôrazniť, že výsledky dosiahnuté touto metódou nie vždy dávajú jednoznačný objektívny vek hornín ale i vek posledných silnejších metamorfných procesov. Je nevyhnutné doplniť tieto výsledky pomocou Rb/Sr alebo Pb, výsledky ktorých nezávisia až tak od metamorfizmu."

Zdroj a vek antimonitového zrudnenia

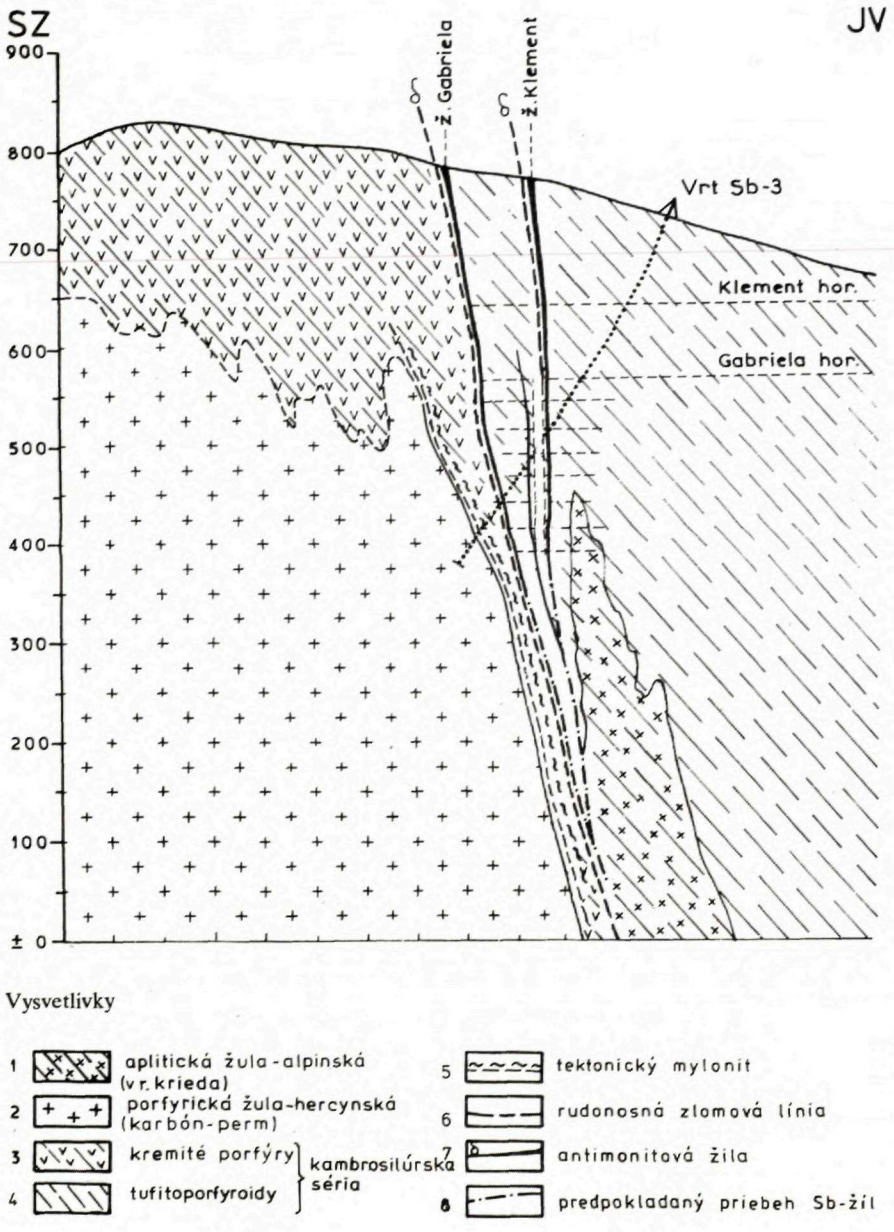
Granity v gemeridách sa všeobecne uznávajú za zdroj zrudnenia, preto má veľký význam presnejšie časové určenie ich plutonizmu ako procesu pri riešení metalogenetických otázok celej tejto rudnej oblasti. Touto otázkou sa zaoberalo mnoho geológov už začiatkom tohto storočia. Niektorí z nich zastávajú názor, že sú tieto granity paleozoického veku, iní, že sú druhohorné až treťohorné. Na základe geologickej pozície a vystupovania jednotlivých žulových telies ich vek sa presne určiť nedá, pretože vystupujú iba v paleozoických horninách a s mladšími útvarmi sa nestýkajú. Z ich pozície sa dá usúdiť iba toľko, že sú mladšie ako okolité horniny, ktorými prerážajú a kontaktne ich metamorfujú.

J. Kantor (1957) bol prvý, ktorý určil absolútny vek betliarskeho granitu metódou A/K^{40} ako vrchnokriedový. Na základe týchto prác sa prijal názor, že všetky granity v gemeridách (okrem turčocko-železnických) a zrudnenie všetkých genetických typov a minerálnych associácií sú vrchnokriedové. Tieto názory sa všeobecne uznávajú a zastávajú ich mnohí geológovia. C. Varček (1959) vo svojich prácach pripúšťa i taký názor, „že môže ísť v gemeridách aj o viacaktné (najmenej dvojaktné) intruzívne pochody. Malé masívčeky predstavujú relatívne trochu mladšie dodatočné intruzívne magmatické porcie, ktoré vystúpili do vyšších priaznivejších štruktúr, kým v hĺbke zostala trochu staršia, rozsiahlejšia, trochu bázickejšia intrúzia." Pravda, nevieme, čo si máme predstaviť pod pojmom „trochu mladšia, trochu bázickejšia...". I v tomto prípade, hoci C. Varček (1959, 1973) pripúšťa viacaktový, pulzačný charakter žulového plutonizmu v gemeridách, považuje ho za alpínsky tak ako i metalogenézu celých gemeríd, čo je málo pravdepodobné. Iste je medzi jednotlivými pulzami (cyklami) žulového plutonizmu väčší časový rozdiel, i keď sa pripúšťa, že súvisia s jedným hlbšie uloženým magmatickým zdrojom.

J. Nytko-Bocheňska (1951), J. a L. Kamenický (1955) a iní zdôrazňujú, že gemeridné granity sú komagmatické (okrem turčockého a železnického granitu). J. Nytko-Bocheňska (1951) dokonca zastáva názor, že gemeridné granity sú komagmatické aj s ostatnými granitmi Západných Karpát, hoci sú odlišného petrochemického zloženia; vysvetľuje si to magmatickou diferenciáciou. J. a L. Kamenický (1955) považujú turčocko-železnícky granit za apofýzu veporidných granitov a určujú mu vrchnokarbónsky vek. Na generálnych mapách 1 : 200 000 sú uvedené ako predmezozoické variské magmatity a magmatity neznámeho veku.

V posledných rokoch R. Bárta et al. (1969) urobili v Spišsko-gemerskom rudohorí orientačné geofyzikálne merania, ktorými potvrdili v centrálnej časti jeden väčší (asi 50 km dlhý a 15 km široký) granitoidný masív v neveľkých hĺbkach pod povrchom, ktorý môžeme nazývať centrálny granitoidný masív alebo batolit. Hodnovernosť geofyzikálnych výsledkov potvrdili povrchové vrty, ktoré navŕtali granity hnileckého typu — vrt RS-1 pod Volovcom v hĺbke 600 m, vrt PsS-1 pod Súľovou v hĺbke 400 m, vrt Sb-3 v hĺbke 400 m, vrt Ča-254/65 v hĺbke 220 m pod povrchom a ďalšie vrty Geologického prieskumu v okolí Zlatej Idky. Tieto výsledky potvrdili úvahy mnohých autorov (H. Böckh 1905, E. Reguly 1905, P. Rozlozsnik 1912, F. Ulrich 1928, C. Varček 1952, J. Ilavský 1957, 1959, 1962 a i.), že sa v gemeridách v neveľkých hĺbkach nachádza jeden spoločný veľký graniťový masív, ktorý treba považovať za zdroj zrudnenia gemeríd. Reprezentantom tohto centrálneho granitoidného masívu sú hnilecké granity, popročský, turčocko-železnícky a možno aj hummelský granit, ktoré vystupujú na povrch v dôsledku svojho veľmi členitého reliéfu a povrchovej erózie ako jeho apofýzy. Ako sme uviedli už v predchádzajúcej kapitole, tieto granity sú pod vplyvom alpských orogénnych pohybov intenzívne zbridličnatené a mylonitizované. Na ich kontakte s okolitými horninami sú vyvinuté tektonické brekcie a mylonitizácia až trojmetrovej šírky, ako sa to zistilo napr. vo vrte Sb-3 (obr. 6). To svedčí o tom, že centrálny granitoidný masív stál v ceste už alpským erogénnym pohybom ako menej poddajné teleso, na ktoré boli stlačené okolité ílovito-bridličnaté horniny. Naproti tomu došiel J. Štelcl (1954) mikroštruktúrnou analýzou k záveru, že aplitické žuly nemajú znaky tlakových pohybov.

Keď som doplnil mapu hĺbok gemeridných granitov antimonitovými výskytmi a zlomovou tektonikou z podrobných ložiskových máp, došiel som k záveru, že sa Sb-ložiská viažu na mladé zlomové línie, ktoré sú doprevádzané intrúziami alpínskych žúl. Tieto zlomové línie sú hlbinného založenia a siahajú pravdepodobne až do centrálneho granitoidného masívu zisteného geofyzikou. Prebiehajú centrálnou časťou gemeríd od Betliara až po Poproč, pričom sledujú oblúkovité alpské vrásové štruktúry sprievodných hornín (obr. 2). Po týchto zlomoch prenikli malé intrúzie často až na povrch. Sú to malé intrúzie zlomového charakteru, pobatolitové, so samostatným vývojom. K týmto intrúziám patria v gemeridách jemnozrnné aplitické typy žúl, ktoré sú zistené v banských priestoroch žily Gabriela v Čučme, ďalej je to



Obr. 6 Priečny rez Sb-žilami Gabriela a Klement (zostavil J. Pecho 1976)

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

betliarska žula, zlatoidské žuly a výskyty, ktoré zistil A. Klinec (1958) medzi Pačou a Uhornou. A. Klinec (1958) už vtedy sám, nezávisle od iných autorov, zdôrazňuje, že sú to úzke pretiahnuté telesá, sledujúce tektonickú líniu. Tieto granity aj Sb-zrudnenie sú iste vrchnokriedového veku, ako ich určil J. Kantor (1957), pretože sa viažu na mladé zlomové línie alpínskeho veku. Potom sa ale centrálny granitoidný masív, resp. batolit dostal do vyšších častí zemskej kôry skôr, nie počas alpínskych, ale pravdepodobne už počas variských orogénnych pohybov, pretože vypĺňa antiklinórium hercýnskych vrásových štruktúr. Táto pozícia gemeridných granitov súvisí s geologicko-tektonickým vývojom pohoria gemerid, počas ktorého bola centrálna časť voči severnej i južnej viacnásobne vyzdvihovaná, pričom jej vrstvy boli porušené zlomami, čo umožnilo intrúziám a s nimi aj hydrotermálnym rudonosným roztokom dostať sa bližšie k povrchu. Plutonizmus centrálneho granitoidného batolitu a jeho rudonosné roztoky nesúvisia s metalizáciou antimonitových ložísk, ale so staršími mineralizačnými etapami, čo vyplýva aj z ich rozmiestnenia voči geologickej pozícii centrálneho žulového masívu, na čo som už skôr poukázal (J. Pecho 1969, a, b, c). Čiže mladšími alpínskymi pohybmi v gemeridách sa nielenže obnovili staršie vrásové i zlomové štruktúry, čo sa všeobecne uznáva, ale oživil sa i plutonizmus a metalizácia, čo súvisí celkove s vývojom vrásových pásiem a zemskej kôry. Formovanie a polycyklický vývoj intruzívnych komplexov dokazujú a zdôrazňujú mnohí sovietski a iní geológovia, napr. Ch. M. Abdulajev (1954), A. Bilibin (1961), N. G. Sudovnikov (1955), G. D. Afanasiev (1955), J. Aubouin (1965) a iní. Preto ani v gemeridách nemôžeme plutonizmus granitov chápať izolovane ako jednorazovú záležitosť, ale ako dlhodobý vývojový proces, viacnásobne oživovaný orogénnymi pohybmi.

Podobné pomery môžeme očakávať aj v iných jaderných pohoriach Západných Karpát, najmä vo veporidách a v Nízkych Tatrách, kde vystupujú ložiská podobnej mineralizácie a genézy ako v gemeridách. Tu vystupujúce granitoidné masívy sa považujú za variské, vrchnokarbónske, ako to potvrdili práce J. Kantora (1958), ale podľa najnovších výskumných prác sa tu zistili aj mladé alpínske granity, ktoré ich prerážajú. Poukazujú na to A. Klinec vo veporidách a D. Kubíny v Nízkych Tatrách.

Rozmiestnenie antimonitových ložísk

V antimonitovej zóne sa vyskytuje 19 významnejších antimonitových ložísk (obr. 1 a 2). Všetky sú hydrotermálneho žilného typu. Sú vyvinuté na alpínskych zlomových štruktúrach prešmykového alebo poklesového charakteru, prípadne na menších puklinových zlomoch. Sú to disjunktívne štruktúry regionálneho rozsahu i významu, preto ich môžeme považovať za štruktúry I. rádu. Vznikli počas alpínskeho vrásnenia vplyvom dynamických síl v miestach intenzívneho stlačenia. Tieto sily pôsobili z juhu na sever a tým konjunktívne a disjunktívne štruktúry

nadobudli mierny oblúkovitý priebeh vyklenutý k severu (obr. 1). Na základe ich značného smerného rozsahu predpokladám, že majú aj značný hĺbkový dosah, že siahajú až do centrálneho granitoidného masívu. Na mnohých miestach sú doprevádzané mladšími žulovými intrúziami a antimonitovým zrudnením, preto ich nazývam rudonosnými štruktúrami. Tieto mladé granitové intrúzie zlomového alebo puklinového charakteru, ako ich nazýva A. Bilibin (1961), sú materskými intrúziami antimonitového zrudnenia. Nedostali sa vždy až na povrch. Často ich nachádzame v miernych hĺbkach pod povrchom, ako je to v prípade zlatoidských granitov alebo čučmianského granitu (obr. 5 a 6).

Z obrázkov 1—2 vidíme, že v západnej časti antimonitovej zóny sú antimonitové ložiská viazané na tri výraznejšie rudonosné zlomové línie, a to líniu „A" zvanú betliarsku, „B" — čučmiansku a „C" — rožňavskú. V juhovýchodnej časti je vyvinutá štruktúra „D", čiže zlatoidská a južne od nej rudonosná štruktúra „E", čiže popročská, doprevádzaná významnými antimonitovými žilami. Všetky tieto štruktúry sú uklonené k JV, J a k JZ v rozpätí 50 až 85°. Ich smerný priebeh často prerušujú mladšie priečne zlomy.

Rudonosná štruktúra A — betliarska — prebieha od obce Gemerská Poloma severovýchodným smerom. Povrchovým geologickým mapovaním sa dá sledovať asi v dĺžke 3 km. Spočiatku pretína diagonálne vrstvy tufitoporfyroidov, potom sericiticko-chloritických bridlíc, kremitých porfýrov a stráca sa v súvrství chloriticko-grafitických bridlíc. V jej centrálnej časti, v kremitých porfýroch vystupuje na povrch intrúzia betliarskeho granitu. V západnej časti je na nej vyvinuté ložisko Betliar-Straková a niekoľko menších paralelných žíl.

Rudonosná línia „B" je najvýraznejšia a najvýznamnejšia, pretože ju doprevádzajú najvýznamnejšie antimonitové ložiská. V západnej časti, v okolí Betliara a Čučmy, vytvára tektonické rozhranie medzi tmavými chloriticko-grafitickými bridlicami a tufitoporfyroidmi, pričom má výrazný poklesový charakter. Pozdĺž nej sú nadložné chloriticko-grafitické bridlice poklesnuté voči podložným vrstvám tufitoporfyroidov. Ďalej sv. smerom prebieha cez tufitoporfyroidy do sedimentárnych súvrství gelnickej série. V banských priestoroch Gabriela žily je na nej odkrytá intrúzia jemnozrnnej aplitickej žuly; doprevádzajú ju tieto antimonitové ložiská: Matej, Vincent, Gabriela, Klement, Jozef, Štampová, Anna, Juraj, Pekelná, Spišská baňa (žila Margita a Rozabela) a Tinesgrund. Pokračovanie štruktúry „B" ďalej smerom na východ od kóty Kloptaň (1153,2) a jej napojenie na rudonosnú štruktúru „D", čiže zlatoidskú, je iba predpokladané.

Rudonosná štruktúra „C" — rožňavská — prebieha údolím Rožňavského Potoka k SV a v oblasti Spišskej bane sa napája na štruktúru „B". V jej západnej časti, v oblasti hájovne Grexa, je na nej vyvinutá Antimónová žila, žila Karolína a v jej podloží žila Peter-Pavol. Ďalej sv. smerom je doprevádzaná malými Sb-výskytmi.

Rudonosná štruktúra „D" — zlatoidská — prebieha jv. smerom údolím rieky Ida. Priamo na tejto línii nie je zatiaľ zistené Sb-zrudnenie. V jej tesnom podloží ju

doprevádzajú početné malé intrúzie granitov zlatoidského typu (P. Rozlozsnik 1912) a väčším počtom (asi 14) menších žíl s polymetalickým zrudnením (Sb, Au, Cu, Pb, Zn, Ag). Sú vyvinuté na sprievodných puklinách hlavnej rudonosnej štruktúry, voči ktorej majú diagonálny smer. V juhovýchodnej časti má smer 140° a v okolí kóty Podkova (659,3) pretína v tomto smere popročský granitový masív, čo je tiež dôkazom, že popročský granitový masív je apofýzou centrálneho batolitu a nie je materskou intrúziou Sb-zrudnenia. Paralelný priebeh s rudonosnou štruktúrou v tejto časti majú v jej podloží Sb-žily Godfried a Katalina a v jej nadloží Sb-žila Ferdinand (obr. 5). Priamo v popročskom granite je vyvinutá asi 500 m dlhá žila Zlatník, antimoniticko-sulfidickej mineralizácie, čo je ďalší dôkaz toho, že popročský žulový masív je starší ako antimonitové zrudnenie.

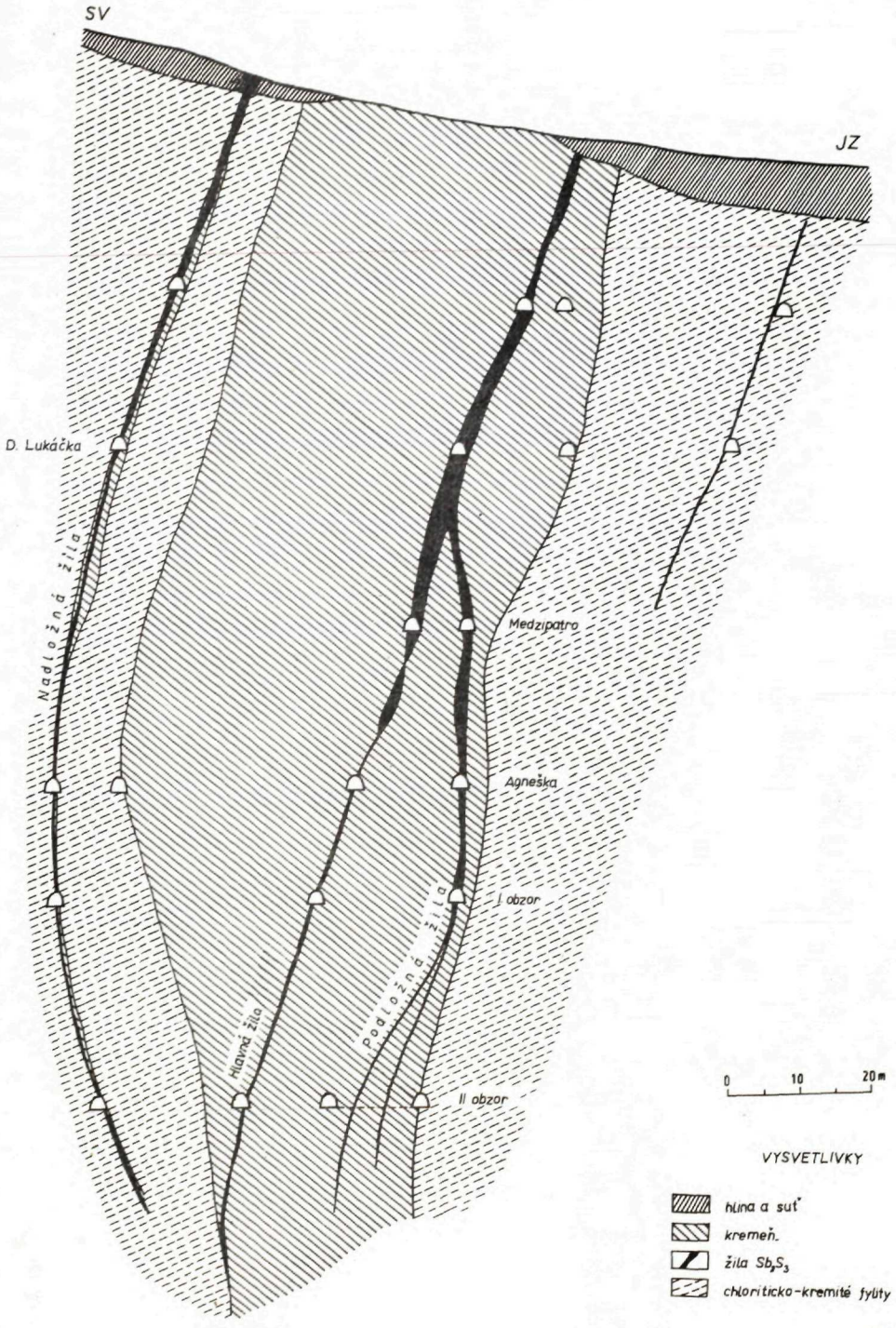
Rudonosná štruktúra „E" — popročská — prebieha severným okrajom popročského granitu jv. smerom pod 120°. V západnej časti je vzdialená od severného okraja granitu asi 1000 m, ale vo východnej časti, asi 700 m východne od kóty Žabia skala (687,0) sa diagonálne prikláňa k popročskej granitovej apofýze. V tomto prípade ide o starú hercýnsku zlomovú štruktúru, ktorej vznik a kremenná mineralizácia súvisí s intrúziou popročského granitu. Vplyvom alpínskeho orogénu bola znovu otvorená a mineralizovaná Sb zrudnením (obr. 7—8). Staršia mineralizácia je reprezentovaná až 45 m hrubou kremennou žilou lokálne s hniezdami sideritu. Mladšiu sprevádza kremenno-antimonitová žila, ktorá dosahuje smernú dĺžku až 4 km. V západnej časti ju rozdeľuje priečna porucha, ktorá prebieha údolím rieky Olšava na dva segmenty, západný a východný. Západný je uvádzaný pod menom Anna a východný Agnežka. Východná časť žily Agnežky je prevažne kremenná. V západnom segmente, v úseku žily Anna, je na nej zistená asi 200 m pod povrchom malá žulová intrúzia. V jej podloží je vyvinutých niekoľko menších antimonitových žíl (Lazy, Jozef, Barbora, Filip).

Okrem týchto ložísk je vyvinuté mimo hlavných rudonosných štruktúr menšie antimonitové ložisko pri Helcmanovciach, zvané Banské. V jeho západnom pokračovaní, v priestore obce Mníšek nad Hnilcom, sa predpokladá na základe geofyzikálneho merania menšie intruzívne teleso v hĺbke 1000—1200 m pod povrchom (obr. 2). Je vyvinuté vo vulkanických horninách gelnickej série na samostatnej zlomovej línii.

Hnilecké a turčocko-železnícke granity považujem tiež za apofýzy centrálneho žulového batolitu, pretože v ich okolí sa nevyskytuje žiadne Sb-zrudnenie, čo je tiež nepriamy dôkaz toho, že nie sú zdrojom Sb-zrudnenia, čiže nie sú vrchnokriedové, ale staršie.

Z uvedených príkladov vyplýva, že vývoj a rozmiestnenie antimonitových ložísk

Obr. 7 Priečny rez ložiskom Anežka (stredná časť, podľa L. Sombathyho—J. Bernátha—J. Berenčíka 1955)

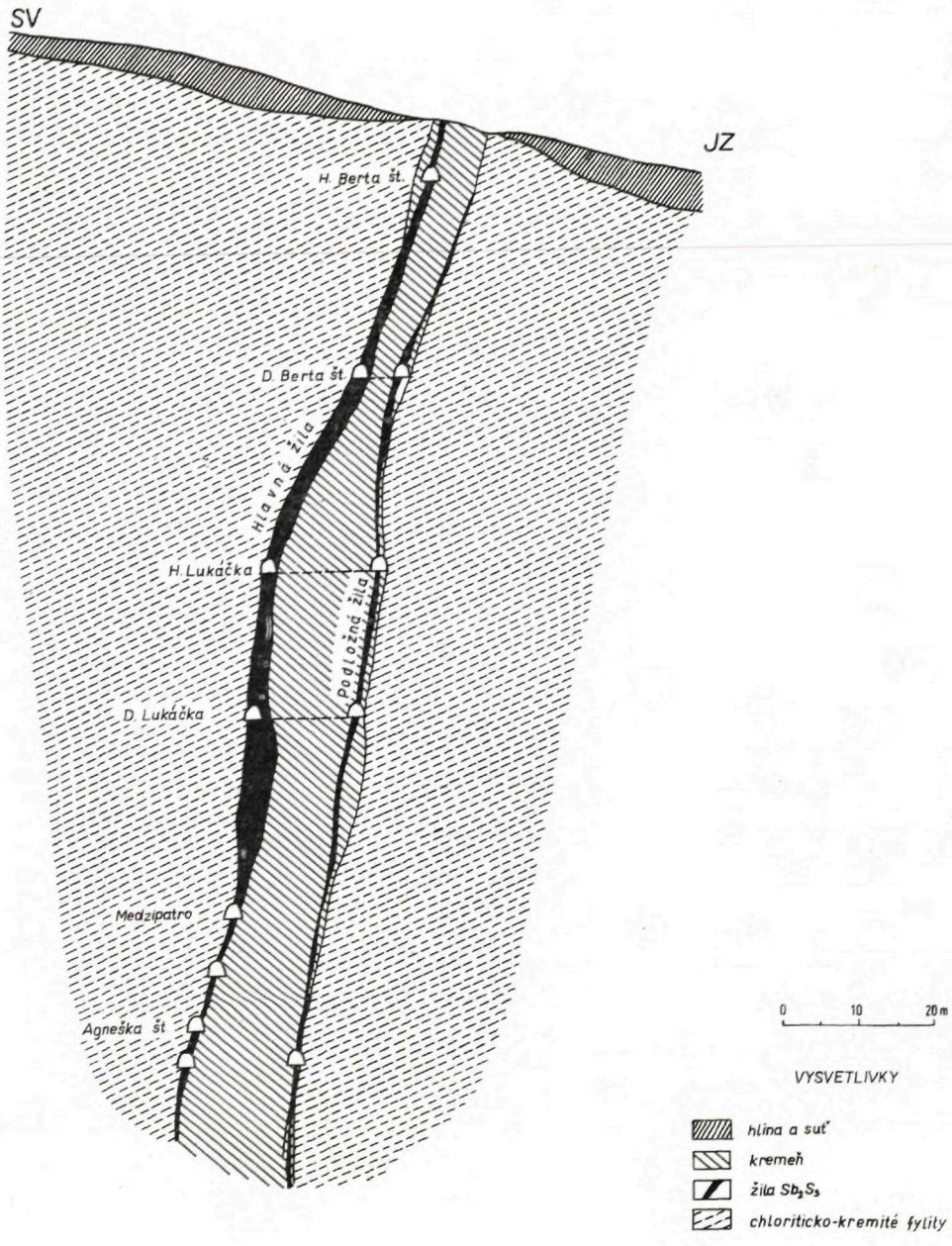

SV
JZ
D. Lukáčka
Nadložná žila
Medzipatro
Agneška
I obzor
Hlavná žila
Podložná žila
II obzor
0 10 20 m
VYSVETLIVKY
hlina a suť
kremeň.
žila Sb_2S_3
chloriticko-kremité fylity

v antimonitovej zóne Spišsko-gemerského rudohoria je určovaný vývojom a rozmiestnením rudonosných štruktúr a rozmiestnením mladých, vrchnokriedových granitových intrúzií ako intrúzií materských. Najpriaznivejší vývoj antimonitových ložísk prebiehal na zlomových štruktúrach, v neveľkých vzdialenostiach od materských intrúzií. Vývoj a rozmiestnenie rudonosných štruktúr a antimonitových ložísk nie je podmienený litologickými typmi hornín, pretože rudonosné štruktúry ich pretínajú pod rôznym uhlom a antimonitové ložiská sú vyvinuté v rôznych horninových typoch (obr. 1). Všade tam, kde sú vyvinuté antimonitové ložiská, hoci nevystupujú granity na povrch, môžeme ich očakávať v neveľkých hĺbkach pod povrchom, čo je dokázané napr. na žile Gabriela v Čučme, na žile Anna v Poproči a na žilách zlatoidských. Aj na rudonosných štruktúrach, v miestach kde na povrch nevystupuje ani antimonitové zrudnenie, ani granitové intrúzie, môžeme ich v istých hĺbkach pod povrchom očakávať. Túto skutočnosť jasne dokumentuje obr. 2, na ktorej sú vyznačené granitové telesá a ich predpokladaný priebeh v rôznych hĺbkach na základe orientačných gravimetrických meraní.

Charakteristické znaky a morfológia Sb-zrudnenia

Rudonosné zlomové línie majú síce značný smerný rozsah, ale nie sú zrudnené v celej svojej dĺžke. Antimonitové zrudnenie vystupuje na nich iba sporadicky. Tak napr. rudonosná štruktúra „B" — čučmianska, ktorá je tu najproduktívnejšia, má smernú dĺžku cca 25 km, ale zrudnená je celkove iba v dĺžke 5 km, čiže 20% z celkovej dĺžky. Ani táto zrudnená časť nepredstavuje vždy zrudnenie priemyselného významu, ale iba významu geologického. Na základe štatistiky z dobývaných ložísk som zistil, že zrudnenie priemyselného významu (dobývaná časť) na ložiskách predstavuje cca 1/3 z celkového rozsahu zrudnenia.

Zrudnené partie Sb-ložísk sú z morfologického hľadiska reprezentované jednoduchými alebo šošovkovitými žilami alebo šošovkami malých a nestálych hrúbok, malého smerného i hĺbkového dosahu. Tieto šošovky alebo žily často v smere i úklone pozdĺž rudonosnej štruktúry vyznievajú a znovu „nasadia". Často sa striedajú rudné partie s kremennými alebo bezrudnými úsekmi, pričom rudné partie reprezentuje čistý, vysokopercentný antimonit. Sú to obyčajne tzv. liate, celistvé alebo kompaktné antimónové rudy. Okrem týchto sa vyskytujú aj tzv. vtrúsené typy antimonitového zrudnenia (v kremeni), zvané tiež impregnačné typy. Vytvárajú sa obyčajne v drvených partiách staršej kremennej žily. Takéto typy popisujú L. Sombathy—J. Bernáth—M. Berenčík (1955) na ložisku Anna—Agnežka v Poproči. Tieto poznatky získavame už iba z archívneho materiálu vydobytých ložísk a z ložísk, ktoré sa dajú dnes sledovať iba na povrchu. Je pravdepodobné, že sporadické zrudnenie rudonosných štruktúr je určované sporadickým rozmiestnením a vzdialenosťou granitových materských intrúzií. Tento problém, ako aj hĺbkový



Obr. 8 Priečny rez ložiskom Anežka (juhovýchodná časť, podľa L. Sombathyho—J. Bernátha—J. Berenčíka 1955)

dosah Sb-zrudnenia na rudonosných štruktúrach nie je ešte dostatočne preskúmaný a ostáva predmetom ďalšieho štúdia.

Mineralogická paragenéza Sb-ložísk

Antimonitové ložiská okrem toho, že vystupujú na samostatných zlomových štruktúrach, sú charakteristické aj svojou samostatnou minerálnou asociáciou, na základe ktorej sa zadeľujú do samostatnej minerálnej etapy. Podľa C. Varčeka (1959, 1962) je to štvrtá mineralizačná etapa zvaná tiež antimónová. Je považovaná za najmladšiu spomedzi ostatných mineralizačných etáp v Spišsko-gemerskom rudohorí. Nikde v Spišsko-gemerskom rudohorí nie je zistený nejaký zmiešaný typ antimonitového zrudnenia, napr. so sideritmi, čo svedčí o tom, že nevznikali súčasne so sideritom a ostatnými minerálnymi asociáciami, ale oddelene v samostatných orogénnych i plutonických procesoch. Dôkazom toho je skutočnosť, ktorú publikuje J. Slávik et al. (1967), že...." v banskom poli Gutenrad sv. od Helcmanoviec pretína antimonitom zrudnená dislokácia vz. smeru sideritovú žilu." To znamená, že sideritová žila je staršia než antimonitové zrudnenie, ktoré vystupuje na samostatnej zlomovej štruktúre. Podobným spôsobom mohlo dôjsť aj k interferencii dvoch vekove rôznych štruktúr a mineralizácií, ako je to v prípade Sb-žíl Anna a Agnežka v Poproči. Tu je stará zlomová štruktúra „E" vyplnená kremeňom hrubým až 45 m, lokálne s hniezdami sideritu, znovu otvorená v nadloží alebo v podloží, na styku kremennej žily s chloritickými bridlicami, mladšími, pravdepodobne alpskými pohybmi a vyplnená Sb-zrudnením (obr. 7 a 8). V niektorých úsekoch je staršia kremenná výplň často rozlámaná a vyhojená Sb-zrudnením; tak vznikali tzv. vtrúsené typy Sb-zrudnenia (L. Sombathy—J. Bernáth—M. Berenčík 1955). V tomto prípade by sa nám mohlo zdať, že je tu antimonitové a sideritové spoločne vystupujúce zrudnenie jednej mineralizačnej etapy. Antimonitové zrudnenie sa geneticky viaže na malé puklinové pobatolitové intrúzie, ktorých absolútny vek bol určený ako vrchnokriedový (J. Kantor 1957). Sú to prevažne kyslé turmalinické granity, jemnozrnné až aplitické, ktorých reprezentantom sú zlatoidské granity, čučmiansky i betliarsky jemnozrnný granit.

Mineralógia Sb-ložísk je t. č. v štádiu výskumu na základe dostupného materiálu. Dosiaľ existuje len niekoľko orientačných mineralogických správ z jednotlivých ložísk, ktoré nevystihujú celkový stav (J. Beňo 1954, J. Kantor 1953, 1955, F. Novák 1955, G. Pantó 1940, J. Pecho—J. Popreňák 1955, 1959). V minerálnej výplni antimonitových ložísk sa zistili na základe predbežných mineralogických štúdií tieto minerály: kremeň, ankerit, dolomit, turmalín, apatit, antimonit, jamesonit, bertierit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, zlato, kassiterit, volframit, šelit, bismutin, galenit, sfalerit, pyrotín, markazit, kovelín, tetraedrit, bournonit, boulangerit, gudmundit a geokronit. G. Pantó (1940) rozlišuje v minerálnej výplni dve mineralizačné fázy. Do prvej zaraďuje pyrit, arzenopyrit, pyrotín, sfalerit, galenit a rýdze zlato. Do druhej antimonit a skupinu sulfosolí, chalkopyrit a pyrit.

Hlavným rudným minerálom je vždy antimonit. Ostatné rudné minerály sa vyskytujú len nepatrne a nie všetky na každom ložisku. Z nerudných minerálov je hojný kremeň, ankerit-dolomit a turmalín.

Celkove možno povedať, že Sb-ložiská tu majú veľmi jednoduchú a chudobnú mineralizáciu, čo je charakteristické pre mladšie cykly polycyklickej granitizácie, ako na to poukazujú vo svojich prácach N. G. Sudovnikov (1955), S. S. Smirnov (1947) a J. A. Bilibin (1961).

Záver

Uvedené poznatky majú nielen teoretický ale i praktický význam, a síce v tom zmysle, že môžu slúžiť ako dôležité kritéria pri vyhľadávaní antimonitových ložísk a pri prognóznom hodnotení z hľadiska nádejnosti celej antimonitovej zóny. To si však vyžaduje previesť komplexný geologický výskum celej zóny po stránke metodickej i pokiaľ ide o zhodnotenie so zameraním na tieto hlavné úlohy:

1. vysledovať rozmiestnenie granitoidných intrúzií na povrchu i v rôznych hĺbkach pod povrchom;
2. vysledovať a skúmať geologické rudonosné štruktúry (makroštruktúry), ich rozmiestnenie a vzťah k známym i predpokladaným granitovým intrúziám;
3. skúmať rozmiestnenie a vzájomný vzťah kremenno-antimonitového a kremenno-zlatonosného zrudnenia a ich vzťah k makroštruktúram a granitovým intrúziám;
4. na známych ložiskách preskúmať hĺbkový dosah Sb-mineralizácie, resp. zmenu mineralizácie do hĺbky.

Do tlače doporučil M. Böhmer.

Literatúra

ABDULAJEV, CH. M. 1954: Genetičeskaja svjaz orudenenija s granitoidnymi intruzijami. Gosgeoltechizdat. Moskva.

AUBOUIN, J. 1965: Geosynclines. Developments in geotectonics, 1. Amsterdam—London—New York.

AFANASIEV, G. D. 1955: Problema granitoidov i nekotoryje voprosy svazanoj s nimi metallogenii. AN SSSR, Moskva.

BÁRTA, R. et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záv. správa, Geofond, Bratislava.

BEŇO, J. 1954: Orientačný chalkografický výskum vzoriek z ložiska Betliar-Straková. Archív GP, Spišská Nová Ves.

BERNARD, J.—HANUŠ, V. 1962: Poznámky k některým názorům na metalogenesi Spišsko-gemerského rudohoří. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BERNÁTH, J. 1946: Popis antimonitových výskytov v Čučme. Archív GP, Spišská Nová Ves.

BETECHTIN, A. G. 1955: O genetičeskom svjazi gidrotermalnych obrazovanij s intruzijami. Sbornik-Osnovnyje problémy v učenii o metalogennych rudnych mestorožděnijach, Moskva.
BILIBIN, J. A. 1961: Izbrannyje trudy, III, AN SSSR, Moskva.
BOJKO, A.—KAMENICKÝ, L.—SEMENENKO, N. P.—CAMBEL, B.—ŠČERBAK, N. 1974: Časť rezuľtatov opredelenija absoljutnogo vozrasta gornych porod kristalličeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostojanie znanij. Geol. Zbor. Geologica Carpathica, 25, 1, Bratislava.
BÖCKH, H. 1905: Die geologische Verhältnisse des Vashegyi und Hradek. Mitteilungen aus Jahrbuch, Bd. XIV, Budapest.
GUBAČ, J. — KLINEC, A. 1959: Nové výsledky gemeridných granitov a granitizovaných hornin centrálnej časti generíd. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.
FUSÁN, O.—MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ILAVSKÝ, J. 1962: Metalogenetický vývoj gemeríd a jeho problémy. Geol. Práce, Zošit 61, Bratislava.
ILAVSKÝ, J.—ČILLÍK, I. 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.
KAMENICKÝ, J.—KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KAMENICKÝ, J. 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zborník, 7, Bratislava.
KANTOR, J. 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej bani, juhozápadne od Mníška nad Hnilcom. Geol. Zborník, 4, Bratislava.
KANTOR, J. 1955: Nález hübneritu pri Chyžnom v Spišsko-gemerskom rudohorí. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KANTOR, J. 1957: A/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KANTOR, J. 1958: Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. Acta geol. et geograph. Univ. Com., 2, Bratislava.
KETTNER, R. 1920: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského rudohoří mezi Gelnicí a Dobšinou. Sb. SGÚ, 1, Praha.
KLEIN, R. 1938: Die Antimonitlagerstätte von Csuscon in Oberungarn. Berg-und Hüttenmänische Monatsheft der Montanistischen Hochschule im Leoben, Wien.
KLINEC, A. 1958: Predbežná správa o mapovaní v centrálnej časti gemeríd, medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. Práce, Správy 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KUTHAN, M. 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. Geol. Zborník, 1, Bratislava.
MAHEĽ, M. 1951: Geologická mapa okolia Železníka. Geofond, Bratislava.
MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes, Praha.
NYTKO-BOCHEŃSKA, J. 1951: Przyczynki do petrografii Gór Hnileckich (Spisko-Gemerskich). Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego, 20, 4, Krakow.
NOVÁK, F. 1955: Mineralogicko-petrografický rozbor rudného materiálu z lokality Chyžné. Rukopis-archív Geol. Prieskumu, Spišská Nová Ves.
ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. Práce, Zošit 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PANTÓ, G. 1940: A Csucsoni ércelőfordulás mikroszkopi és genetikai vizsgaláta. Magyar rud. Ak. Mat. és termész. Értesítője, 19, Budapest.
PECHO, J. 1969 a: Nové poznatky o geologickej stavbe územia medzi Novoveskou Hutou a Súľovou (severná časť Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

PECHO, J. 1969 b: Tektonika severného okraja gemeríd (severo-západná časť). Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PECHO, J. 1969 c: Vývoj a zákonitosti rozmiestnenia hydrotermálnych ložísk v sz. časti Spišsko-gemerského rudohoria (Kandidátska dizertačná práca). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PECHO, J. 1970: Ložiská antimonitových rúd na Slovensku (archívna štúdia). Geofond, Bratislava.
PECHO, J. 1973: Ložiská, antimonitových rúd na Slovensku, ich súčasný stav a ďalšie perspektívy. Geol. Průzkum, 3, Praha.
PECHO, J.—POPREŇÁK, J. 1955: Mineralogicko-petrografické rozbory hornín a žiloviny z antimonitového ložiska Matej-Čučma. Archív GP, Spišská Nová Ves.
PECHO, J.—POPREŇÁK, J. 1959: Mineralogické pomery na antimonitovom ložisku v Helcmanovciach, Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REGULY, E. 1905: Der Südabhang des Nagykö (Volovecz) zwischen Betler und Rozsnyó. Jahresber. d. k. ung. geol. Anst., Budapest.
ROZLOŽNÍK, L. 1975: K niektorým otázkam zákonitosti rozmiestnenia rudných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí a perspektívy ich vyhľadávania. Geol. průzkum, roč. XVII, č. 8, Praha.
ROZLOŽNÍK, O. 1977: Perspektívy overenia zásob Sb-rúd v oblasti rudného rajónu Zlatá Idka—Poproč. Zborník referátov z konferencie „Ložiskové procesy Západných Karpát", Bratislava.
ROZLOZSNIK, P. 1912: Die montangeologische Verhältnisse von Aranyida. Mitt. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst; Budapest.
ROZLOZSNIK, P. 1935: Die montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Dobšina. Geologica Hungarica. Ser. geol., Budapest.
SCHÖNENBERG, R. 1947: Plutonizmus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 99, Stuttgart.
SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska, SGÚ, Bratislava.
SMIRNOV, S. S. 1947: K Voprosu o zonalnosti rudnych mestorožděnij. Ser. geol. No-6, Izv. AN SSSR, Moskva.
SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SOMBATHY, L.—BERNATH, J.—BERENČÍK, M. 1955: Základný výpočet zásob. Poproč-Sb. Geofond, Bratislava.
SUDOVNIKOV, N. G. 1955: Magmatizm i svjaz s nimi poleznych iskopaemych. Trudy pervogo vsesojuznogo petrografičeskogo soveščanija. AN SSSR, Moskva.
ŠTELCL, J. 1954: Aplitická žula od Čučmy u Rožňavy. Práce Brněnské základny ČSAV, XXVI., 7, Brno.
TAUSON, L.—CAMBEL, B.—KOZLOV, V. D.—KAMENICKÝ, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenie olovenosnych granitov vostočnogo Zabajkalja, Krušnych gor (českij massiv) i Spišsko-gemerskogo rudogorja (Zapadnyje Karpaty). Geol. Zborn., Geologica Carpatica, 25, Bratislava.
ULRICH, F. 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesi. Rozpravy II. České akademie, 37, 8, Praha.
VACHTL, J. 1937: Žula od Hnilce ve Slov. Rudohoří. Zbor. Štát. banského múzea, Banská Štiavnica.
VARČEK, C. 1954: Predbežná správa o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VARČEK, C. 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. Acta geol. et geograph. Univ. Com., Geologica, 2, Bratislava.
VERČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a v priestore. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VARČEK, C. 1963: Vzťahy ložiskových procesov v Západných Karpátoch k ich geologickému vývoju. Acta geol. et geograph. Univ Com., Geologica, 8, Bratislava.

VERČEK, C. 1973: Deposits of Mineral raw Materials of the West Carpathians. Guide to Excursion J. X. Congress KBGA, Bratislava.
WOLDŘICH, J. 1913: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerskem rudohoří severně od Dobšiné. Rozpravy, 21, Praha.
ZVERINA, J. 1938: Dobývanie antimónu na Slovensku. Sbor. spojeného banského revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus, 1, Bratislava.

Jozef Pecho

Some problems of metallogeny of antimonite deposits in Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)

Summary

In the Spišsko-gemerské rudohorie antimonite deposits are in a narrow arcuate belt in the central part of the ore mountains. There are only antimonite deposits and quartz-goldbearing weins in the belt (zone). In polyascendent and polycyclical metallization of the Spišsko-gemerské rudohorie the antimonite deposits are representative of a single mineralization stage. C. Varček (1962—1969) denoted it as the fourth mineralization stage or the antimonite stage. There are no deposits of the first (magnesite) mineralization stage, of the second (siderite-barite) nor of the third (quartz-ankerite-sulphidic) stages in the zone. The antimonite zone consists solely of Early-Paleozoic rocks (besides young granitoid intrusions) of various genetical types: sedimentary, volcanic, volcanic-sedimentary. The rocks are affected by Hercynian and Alpine folding and epimetamorphosed.
All antimonite deposits known represent the hydrothermal vein type of deposits. They formed on young, Alpine fault structures of overthrust nature intersecting diagonally at variable angles the rocks mentioned. The fault ore-bearing structures are deep-seated, extending most likely to the central granite massif found by geophysical measurements (R. Bárta and coll. 1969). The structures are associated with small postbatholite granite intrusions of fissure character. They are parent intrusions of antimonite oremineralization. In places, the small post-batholite intrusions got to the surface along the fault structures (the Betliar granite, the Zlatá Idka granites), still in the most part they probably remained not too deep beneath the surface. Their age is Alpine-Upper Cretaceonus (J. Kantor 1957) but the central granite massif found by geophysical measurements is older, Hercynian perhaps. The postbatholite intrusions represent polycyclical metallization in the Gemerides.
Neither spatial distribution of the ore-bearing structures nor their course are controlled by the distribution of the individual rock types. The genesis and distributions of antimonite deposits in the antimonite zone depend upon the genesis and distribution of ore-bearing structures, and upon the distribution of young, Upper Cretaceons intrusions. Most favourable conditions for the rise of antimonite deposits were on fault structures near the parent intrusions as proved by the vein Gabriela in Čučma, the vein Anna in Poproč, on the Zlatá Idka veins, a. o. The facts may serve the principal criteria in prospection for antimonite deposits and in prognostic valuation of the entire antimonite zone.

Reviewed by M. Böhmer.

Explanation of text-fig. 1—8.

Fig. 1 Geological sketch map of antimonite zone in Spišsko-gemerské rudohorie mountains (compiled by J. Pecho 1977)
Explanations:
1 — loam and debris—Quaternary; 2 — alpine granites—Upper Cretaceous; 3 — Hercynian granites-

—Carboniferous—Permian?; 4 — sericite-chloritic, clayey-sandy schists: 5 — chlorite-graphitic and graphitic clayey-sandy schists; 6 — quartzose porphyroids; 7 — quartzose porphyries (4—7 Gelnica group—Cambrosilurian); 8 — ore-bearing structures a) determined, b) presumed; 9 — presumed faults; 10 — antimonite veins; 11 — quartz-goldbearing veins.

Fig. 2 Map of gemeride granite depths (compiled by R. Bárta et al. 1969, Sb-deposits complemented by J. Pecho)
Explanations:
1 — gravimetrical profiles; 2 — indications of granites; 3 — presumed granites below surface, a) at depth of 250 m, b) at depth of 500 m; 4 — bore holes; 5 — course determined of the fault ore-bearing structures; 6 — presumed course of fault ore-bearing structures; 7 — presumed course of fault lines; 8 — Sb-veins; 9 — quartz veins; 10 — polymetallic veins: 1 — Betliar-Straková, 2 — Matej, 3 — Vincent, 4 — Gabriela, 5. Klement, 6 — Jozef, 7 — Peter-Pavel, 8 — Antimony vein, 9 — Karolina, 10 — Štampová, 11 — Anna, 12 — Juraj, 13 — Pekelná, 14 — Margita, 15 — Rozabela, 16 — Tinesgrund, 17 — Anna, 18 — Anežka, 19 — Banské.

Fig. 3 Geological position of the Hnilec granites (by J. Pecho 1964).
Explanations:
1 — alluvium; 2 — deluvium (1—2 Quarternary); 3 — hercynian granites—Carboniferous—Permian?; 4 — granodiorites; 5 — diabases; 6 — diabase tuffites; 7 — sandy schists (4—7 Rakovec beds—Devonian?); 8 — chlorite-sericite clayey-sandy schists; 9 — tuffite-porphyroids; 10 — quartzose porphyroids; 11 — quartzose porphyries; 12 — quartzites (8—12 Gelnica group—Cambrosilurian); 13 — contact-metamorphosed rocks; 14 — stratification; 15 — schistosity; 16 — axis of anticline; 17 — axis of syncline; 18 — faults.

Fig. 4 Geological position of Betliar granite (by J. Pecho 1972)
Explanations:
1 — alluvium; 2 — deluvium (1—2 Quarternary); 3 — granite; 4 — graniteporphyry (3—4 alpine—Upper Cretaceous) · 5 — sericite-chlorite clayey schitst; 6 — carbonates; 7 — quartzose porphyries; 8 — tuffiteporphyroids (5—8 Gelnica group—Cambrosilurian); 9 — contact-metamorphosed rocks; 10 — stratifications; 11 — schistosity; 12 — ore-bearing structures with occurrences of Sb; 13 — faults; 14 — axis of anticline.

Fig. 5 Geological position of Poproč granite and of Zlatá Idka granites (by O. Rozložník 1976)
Explanations:
1 — finegrained aplite granites, outcropping; 2 — finegrained aplite granites, encountered by bore holes at various depths below surface (1—2 alpine—Upper Cretaceous); 3 — granites of porphyric type—hercynian—Carboniferous—Permian?; 4 — schists and phyllites in a bed sequence; 5 — dark chlorite-graphite schists; 6 — quartzose porphyroids and tuffite-porphyroids (4—6 Gelnica group—Cambrosilurian); 7 — contactmetamorphosed rocks; 8 — polymetallic veins with Sb, Au, Ag, Cu, Pb, Zn (Denotation of veins: 1 — Tekla, 2 — Peck, 3 — Frigyes, 4 — Minzsent, 5 — Nová, 6 — Srzsébet, 7 — Ferencz-József, 8 — József, 9 — Haromság, 10 — Bertalán V., 11 — Bertalán Z., 12 — Ferencz, 13 — István, 14 — Matyás I, II, III.); 9 — antimonite veins with Au; 10 — quartz veins; 11 — quartz-siderite veins; 12 — ore-bearing fault structures; 13 — axis of anticline; 14 — faults.

Fig. 6 Cross-section through Sb-veins Gabriela and Klement (by J. Pecho 1976)
Explanations:
1 — aplite granite—alpine—Upper Cretaceons; 2 — porphyric granite—hercynian—Carboniferous—Permian?; 3 — quartzose porphyries, 4 — tuffite-porphyroids (3—4 Gelnica group—Cambrosilurian); 5 — tectonic mylonite; 6 — ore-bearing fault line; 7 — antimonite vein; 8 — presumed course of Sb-veins.

Fig. 7 Cross-section through deposit Anežka (central part, after L. Sombathy—J. Bernath—J. Berenčík 1955)
Explanations:
1 — loam and debris; 2 — quartz; 3 — antimonite vein; 4 — chlorite-quartzose pfyllites (Gelnica group).

Fig. 8 Cross-section through deposit Anežka (southeastern part, after L. Sombathy—J. Bernáth—J. Berenčík 1955).
Explanations:
1 — loam and debris; 2 — quartz; 3 — antimonite vein; 4 — chlorite-quartzose pfyllites (Gelnica group).

Geologické Práce, Správy 71, s. 39—58, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Ján Ilavský

Pohercýnska metalogenéza v alpínskej Európe

V decembri 1976 sa konalo v Belehrade v rámci korelačného programu UNESCO č. 3 druhé medzinárodné sympózium na tému „Metalogenéza a tektonika platní v severovýchodnej časti mediteránu". Belehradské sympózium bolo už druhé na takúto tematiku (prvé bolo v roku 1973 v Leobene) a podnietilo nás nielen podať hlavné výsledky jeho rokovania, ale aj spracovať na jeho báze metalogenézu celej alpínskej zóny Európy a južnej Ázie.

Na úvod treba povedať, že zatiaľ čo na prvom sympóziu v Leobene v roku 1973 vyvolala koncepcia o globálnej tektonike plno obdivu a nadšenia, znamenalo druhé sympózium v Belehrade isté vytriezvenie a čo sa týka aplikácie globálnej tektoniky na územie alpínskej Európy zavládla veľká opatrnosť.

Príčinou rozčarovania a opatrnosti boli nepochybne nielen niektoré články v západoeurópskej literatúre (C. J. Dixon—J. Pereira 1974), ale aj okolnosť, že si európski geológovia uvedomili prioritu a zrod mobilistických ideí v geológii práve na pôde alpínskej sústavy, ako to v úvode belehradského sympózia konštatovali a podrobnejšie rozviedli M. Dimitrijevič a A. Grubič (1977).

Mobilistické koncepcie v alpínskej Európe sa objavovali už v prácach E. Arganda (1916), R. Stauba (1924), R. Schwinnera (1949), Fr. Kossmatta (1926). S. v. Bubnoffa (1932) atď. Tieto práce vznikli dávno pred zrodom globálnej tektoniky.

Otázky vzťahov medzi metalogenézou a globálnou tektonikou sa v Belehrade preberali veľmi zdržanlivo a opatrne. W. E. Petrascheck, hlavný reprezentant a „otec" tejto témy za UNESCO, v úvode sympózia uviedol, že modelom tektoniky platní možno síce vysvetliť niektoré javy v metalogenéze alpínskej Európy, ale nie je to návod na vysvetlenie všetkých metalogenetických pochodov. Mnohé princípy treba, podľa neho, nanovo preskúmať a prispôsobiť konkrétnym pomerom a podmienkam. Aplikovať sa dá ako-tak časový úsek alpínskej epochy, ale oveľa ťažšie, ak nie nemožné, je aplikovať tieto idey na paleozoikum a na predpaleozoické útvary.

Hlavné problémy vzťahov medzi tektonikou platní a alpínskou metalogenézou

RNDr. J. Ilavský, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

rozvinul v úvodnom referáte S. Jankovič. Vyčlenil štyri hlavnejšie metalogenetické obdobia, viazané na najvýznamnejšie fázy magmatizmu. Na túto tému odznelo v priebehu sympózia viac referátov a diskusných príspevkov. Ide o nasledovné obdobia:

— triasový magmatizmus bázického, intermediárneho až kyslého charakteru a metalogenéza naň viazaná;
— jurský ofiolitový magmatizmus ultrabázických, bázických, intermediárnych až kyslých hornín a zrudnenia, ktoré sa na ne viažu;
— kriedový až paleogénny magmatizmus bázického, intermediárneho a kyslého charakteru s príslušnými typmi zrudnení;
— miocénny kyslý, intermediárny až bázický a ultrabázický magmatizmus so zrudneniami, ktoré sa naň viažu.

Hoci bol program sympózia takto usmernený, predsa sa prejednávali i otázky mimoalpínskej Európy (severoeurópske platformy, Kaukaz) alebo tematika značne vzdialená od hlavnej a vytýčenej oblasti. Jednako treba hodnotiť snahu organizátorov udržať vytýčený trend hlavných referátov a väčšiny diskusných príspevkov.

K jednotlivým témam odzneli viaceré referáty a diskusné príspevky, ktoré v ďalšom kriticky zhrnieme do uceleného obrazu o metalogenéze alpínskeho mediteránneho pásma od Álp po Himaláje. Pokiaľ na sympóziu neodzneli referáty o niektorých územiach, používame pre ich charakteristiku údaje z najnovšej literatúry. Sme si pritom vedomí, že vo viacerých prípadoch sú údaje o magmatizme a o metalogenetickej špecializovanosti týchto území už zastaralé a bude ich treba časom doplniť.

Metalogenéza a magmatizmus triasu

Na úvod tejto tematiky treba povedať, že je už nenávratne za nami doba, keď sa zrudnenia v triase považovali za argumenty pre ich kriedový vek v zmysle W. E. Petraschecka a iných. Dnešný stav preskúmanosti týchto ložísk hovorí na základe mnohých údajov, najmä štruktúrno-geologických, vulkanologických, paleogeografických a izotopických, že tu ide o zrudnenia stratiformné a synchrónne s okolitými horninami, v ktorých ležia (S. Jankovič 1967, 1977).

Stratiformné zrudnenia v triase ležia v rôznych štruktúrnych jednotkách alpíd od Južných vápencových Álp až po Himaláje.

V južnom pruhu mediteránneho pásma od Južných vápencových Álp, cez dinaridy, helenidy a ďalej v tauridách, v zóne Zagrosu až po Sulejmanské pohorie, sú v strednom triase rozšírené vulkanicko-sedimentárne *ložiská mangánových a železných rúd* v spojitosti s kyslým až intermediárnym magmatizmom, najmä v úseku dinaríd (S. Jankovič 1967, 1977). Smerom na západ do Južných Álp, ako aj do heleníd a tauríd, sa ich úloha značne zmenšuje.

Skarnové ložiská Fe-rúd sú známe tiež len z územia dinaríd v Juhoslávii. Vytvárali sa na stykoch granodioritov až granitoidov strednotriasového veku, ktoré doprevádzajú aj vulkanické členy. Skarnové *oloveno-zinkové zrudnenia* bývajú na stykoch kyslých a intermediárnych magmatitov stredného triasu.

Gabroidný magmatizmus stredného triasu je hojný opäť v dinaridách; súvisia s ním početné stratiformné polymetalické *zrudnenia s Pb, Zn a Cu,* často aj *s barytom.* Tento typ rúd je veľmi rozšírený aj v Južných vápencových Alpách na území Talianska a Rakúska až Juhoslávie (Ortler, Bleiberg, Mežica). Mnohí autori talianski, rakúski aj juhoslávski (D. Colbertaldo 1954, E. Schroll 1955, 1958, O. Schultz 1966, L. Kostelka 1971, O. M. Friedrich 1964, S. Jankovič 1967, 1977, M. Petkovič 1964, M. Drovenik 1977 atď.) ho veľmi detailne preskúmali. Takéto ložiská sú vyvinuté hojne aj v helenidách a ďalej v tauridách na území Turecka a Iránu. Temer všade sa dnes považujú za synchrónne v triase. Ložiská Pb-Zn-rúd sú veľké a temer všade sa ťažia.

Intermediárny magmatizmus porfyritového, paleoandezitového typu, miestami tiež dacitového alebo trachytového charakteru v oblasti dinaríd zapríčinili vznik *ortuťnatých rúd,* ktorých typovým ložiskom je Idria v Slovinsku (B. Berce 1977). Hg-minerály sú vtrúseninového typu v strednotriasových porfyritoch a v ich najbližšom okolí. Do vyšších stratigrafických obzorov však nejdú. Zrudnené zóny sú veľmi hrubé, obsah Hg sa v nich pohybuje od 0,0X do 0,X%. Smerom na severozápad sa ortuťnaté zrudnenia vyskytujú v Južných vápencových Alpách pri Eisenkappel, kde ich W. E. Petrascheck (1966) považuje tiež za strednotriasové. No ďalej na západ ich už v Alpách niet. Objavujú sa až v Apeninách v Toskánsku, kde je ich vznik viacfázový. Ide o známy revír Monte Amiata, kde sa ťaží od staroveku dodnes (P. Zuffardi in A. Ferrario et al. 1976).

Na východ od helenid sa zrudnenia ortuti v triase nevyskytujú. Sú tu zastúpené, ale až v terciéri.

Zrudnenia v strednom triase v južnom pruhu mediterránnej Európy sa viažu na magmatity, ktoré vystupujú na hlbokých líniach krustálneho alebo transkrustálneho typu. Sú vyvinuté na vonkajších alebo vnútorných okrajoch alpínskej geosynklinály.

V severnom pruhu alpínskeho systému mediterránnej Európy, od Severných vápencových Álp cez Západné Karpaty, Východné, Južné Karpaty až do balkaníd, sa v triase vyvíjal vulkanizmus iným spôsobom než v južnej vetve (J. Slávik et al. 1967). Začal skôr — v spodnom triase, a to na území Západných Karpát, pričom mal pestrý petrografický charakter a rôzne typy zrudnení.

Kyslý až intermediárny vulkanizmus porfyritového zloženia je nositeľom stratiformných *Cu-, Fe-zrudnení,* ktoré ale nemajú ekonomický význam. Je vyvinutý v zóne gemeríd (Šankovce).

Ultrabáznický vulkanizmus v spodnom triase zastupujú serpentinizované ultrabázické telesá typu lherzolitov, harzburgitov, peridotitov, na ktoré sa viažu *azbestové štokverky* významné pre priemysel. Ide o ložiská Dobšiná, Jaklovce, Rudník atp.

Drobné výskyty magnetitu (asi magmatického pôvodu) nemajú praktický význam.

Takéto zrudnenia sú však typické len pre Západné Karpaty, v iných regiónoch sa nevyskytujú.

Strednotriasový magmatizmus je v severnom pruhu vyvinutý regionálne, ale v oveľa slabšej intenzite než tomu bolo v južnej vetve dinarohelenid. Preto sú tu aj zrudnenia, ktoré sa naň viažu, zastúpené veľmi slabo.

Kyslý až intermediárny vulkanizmus, niekedy slabo alkalický, je vyvinutý v severnom Maďarsku (Rudabánske pohorie). Ide o polohy v ladine. Na tieto obzory sa viažu tzv. metasomatické alebo stratiformné *sideritové rudy* ložiska Rudabánya. Majú vyšší obsah mangánu. V malej miere ich doprevádzajú *Cu-, Pb-, Zn-rudy,* ktoré sú tiež považované za metasomatické. Vyskytujú sa buď priamo na sideritovom ložisku Rudabánya, alebo aj nezávisle od neho na severozápadnej strane (G. Mórvay—G. Pantó 1967). Podobné ložiská sú v strednom triase aj v balkanidách. Známe je ložisko Sedmočislenici, kde sa okrem sideritu vyskytujú tiež Cu-, Pb- a Zn-rudy vystupujúce buď spolu so sideritom, alebo aj nezávisle od neho.

Bázický vulkanizmus (býva aj alkalický) zloženia glaukofanitov je rozšírený v najjužnejšej, gemeridnej zóne Západných Karpát, a to na území Slovenského krasu i v severnom Maďarsku, v pohorí Bükk. Tak u nás ako aj v Maďarsku sú v strednom triase vyvinuté drobné *zrudnenia Pb-, Zn-rúd* stratiformného charakteru. Považovali sa predtým za tzv. metasomatické. Izotopy Pb a S však svedčia o ich synchrónnom pôvode v triase (J. Kantor 1965, 1975). Takéto typy zrudnení sa vyskytujú aj v Severných vápencových Alpách a v Južných vápencových Alpách.

Triasový bázický vulkanizmus je vyvinutý aj v strednom triase Južných Karpát na území Rumunska a Juhoslávie a tiahne sa až do balkanid, kde sa na stredný trias viaže už spomenuté sideritovo-ankeritové ložisko Sedmočislenici.

Ďalej k východu, v zóne pontíd v severnom Turecku až v Malom Kaukaze na území ZSSR, takéto zrudnenia nie sú známe.

Pre severný zvrásnený pruh karpatobalkanid je teda typické, že hlboké zlomy transkrustálneho typu a rudy Pb, Zn, Cu, ktoré sa na ne viažu, vznikali v najvnútornejších zónach blízkych mediánnym masívom; je to zásadný rozdiel od dinaridno-helenidného pruhu, kde boli línie s triasovým vulkanizmom v najexternejších zónach blízkych Adriatickému a Jónskemu moru. Rozdiel medzi nimi je i v tom, že kým v južnom dinaridno-helenidnom pruhu mali väčší význam Pb-, Zn-rudy — Fe-rúd je tu málo a sú maličké — zatiaľ v severnom pruhu mali rozhodujúci význam sideritové rudy a Pb-, Zn-zrudnenia sú malé.

Ofiolitový magmatizmus jury a jeho metalogenéza

Obdobie vrchného triasu indikuje v celej alpínskej Európe príchod mohutnej vulkanickej aktivity pozdĺž mohutných riftov, ktoré mali na krátke obdobie oceanic-

ký typ kôry. Stýkali sa tu dva kontinentálne bloky, jeden zo severu, druhý z juhu (S. Jankovič 1977).

Spomenutý veľký rift bol vyvinutý hlavne v južnej vetve alpínskej sústavy, teda v Južných Alpách, v dinaridách, helenidách a pokračoval aj do tauríd a Zagrosu až do Sulejmanského pohoria v Pakistane. V severnej vetve nie je takýto rift bezpečne preukázaný na západe (Alpy—Karpaty), avšak počínajúc balkanidami, cez pontidy až do malého Kaukazu, je jurský magmatizmus opäť riftového typu a viažu sa naň príslušné zrudnenia.

V južnom pruhu mediterránnej Európy, od dinaríd cez helenidy, bol magmatizmus jury veľmi silný; je tu široko vyvinutý v podobe ofiolitov, pestro diferencovaných ultrabázických hornín, od gabroperidotitov cez diabázy až po porfyrity a kremito-porfýrové horniny.

Najzápadnejší úsek — ligúrsky v severnom Taliansku — mal charakter podmorských chrbtov strednooceanického typu. Tu sa ako bazálne členy ultrabázických hornín vyvíjali lherzolity, potom harzburgity a dunity. Viažu sa na ne stratiformné *pyritové a chalkopyritové rudy* na početných lokalitách (Mt. Ramazzo, Ligúria). Boli metamorfované v alpínskej orogénnej etape (A. Ferrario—L. Brigo—P. Zuffardi 1977).

Vo vrchných častiach ofiolitových komplexov sú časté spilitizované bazalty toleitického typu, vrstevnaté, prerážané mladšími dajkami. Obsahujú stratiformné *telesá Fe-, Cu-, Zn-, Ag-rúd* masívneho, alebo vtrúseného charakteru, občas aj štokverkového typu (Val Cecino v Toskánsku, Libriola, Mt, Bardeneto — Ligúria). Ide o pyritovo-chalkopyritové rudy so sfaleritom, hematitom, pyrotínom, magnetitom, mackinawitom. Obsah Cu je do 2%. S rudnými komplexmi sú zvrstvené sedimenty s jurskou faunou.

Najvrchnejšími členmi vulkanických sérií sú silicitové súvrstvia s *mangánovými* rudami (lokalita Gambetta — východná Ligúria).

Úsek Západných a Južných Álp na území Talianska, Švajčiarska a Rakúska má jurske ofiolity iného typu. Geotektonicky sú to útvary okraja kontinentu, kým ligúrske mali stredooceanický charakter (A. Ferrario—L. Brigo—P. Zuffardi 1977). Ležia v peninskom príkrove, ktorý má v Taliansku meno Piemontská jednotka, vo Francúzsku a Švajčiarsku sú to „schistes lustrés" a v Rakúsku „Grünschieferserie" Vysokých Taur.

Najstarším a najspodnejším členom sú tu taktiež lherzolity, harzburgity a dunity, ktoré sú serpentinizované. Podradné sú pyroxenity a peridotity. Nachádzajú sa v nich *zrudnenia chromitu,* ktoré nemajú praktický význam. Časté sú tiež *nikelovo-kobaltové* zrudnenia, ktoré sú magmatického typu. *Magnezit* tvorí v serpentinizovaných ultrabázických horninách štokverky a ťaží sa. *Mastenec* je známy ako metamorfogénny produkt; ťaží sa vo Val Malenco. Podobne tvorí v ultrabázických horninách štokverky aj *azbest,* ktorý sa ťaží v Balangere. Ekonomický význam majú tiež *železné rudy* v liase, ktoré sa ťažia v údolí Aosty na ložisku Cogne.

Mladšími členmi jurských magmatitov sú gabrá a metagabrá s *železito-meďnatými zrudneniami* stratiformného typu, prípadne až s ložnými žilami, ktoré obsahujú bornit, chalkopyrit, pyrit. Známe lokality sú Molin Comalo, Bargone, Vallon del Miniera.

Ešte mladšími členmi ultrabázických hornín sú gabrodioritové až porfyritové členy diferenciačného radu, ktoré tvoria kumulodómy až lávové prúdy a obsahujú segregácie *titanomagnetitu, ilmenitu, magnetitu.* Ide o lokalitu Nasciu, kde sú rudy slabo metamorfované. Avšak sú aj také lokality, ktoré sú alpínsky silne metamorfované a obsahujú ilmenit, rutil a pyrit (Valdi Vara).

Najmladšie bývajú silicity s *mangánovými rudami,* vyvinuté vo vrchných častiach ofiolitového komplexu. Mangánové rudy tvoria braunit, pyroluzit, hematit. V údolí Aosty sú na lokalitách Servetta a Ghuc.

V centrálnych Alpách býva na kryštaliniku a na strednom triase vyvinutá séria prazinitov, amfibolitov, ovarditov, tufov a pyroklastických hornín s polohami kvarcitov, slieňov, mramorov a svorov, v ktorých sa vyskytujú konkordantné *polohy Cu-, Zn-, Mo-, Au-, Pb-rúd,* a to na lokalitách St. Valentino de Predeal v údolí Adiže a Allagna Val Sesia v Západných Alpách.

Úsek dinarohelenid až tauríd na území Juhoslávie, Albánska, Grécka a Turecka podrobnejšie študoval S. Karamata (1972, 1974). Všade tu ide o veľmi pestré členy diferenciačného radu ultrabáziských magmatitov.

Pyroxenity a lherzolity sú najstaršími členmi naspodku celého komplexu a obsahujú magmatické *zrudnenia chromitu a platiny.* Tieto sú umiestené vo vrchných častiach lávových telies. Pôvod ultrabázických hornín je astenolitový.

Nad ultrabázickými horninami sú serpentinizované bázické horniny zloženia gabier, peridotitov, vyššie diabázov a poduškových láv typu „pillow", až lávových prúdov porfyritov a kremenných porfýrov. V hypoabysálnych úrovniach bývajú aj diority. Tomuto pestro diferencovanému komplexu vyvrelín sú priestorove i parageneticky blízke *zrudnenia magnezitu a mastenca,* ktoré majú najčastejšie žilné, štokverkové formy, prípadne tvorí magnezit aj v okolitých sedimentoch vrstvy. Občas sa v ultrabázických horninách vyskytujú *Ni- a Co*-zrudnenia magmatického typu, alebo aj hydrotermálnych žíl s Ni- a Co-rudami.

V diabázových horninách vystupujú *Cu-rudy* rôznych typov. Sú to stratiformné Cu-rudy, rudy diseminačné, žilné aj štokverkové. O pôvode medi v týchto typoch rúd sa vie toho veľmi málo.

V poduškových lávach a porfyritoch, prípadne až hypoabysálnych úrovniach — v dioritoch a na ich stykoch, bývajú vyvinuté skarnové *Pb-, Zn-, Cu-rudy,* alebo *Fe-, Mn-rudy* s magnetitom.

Na komplexoch ultrabázických až intermediárnych hornín sa často nachádzajú zvetralinové *niklonosné laterity a bauxity.* Lokality sú veľmi početné na území Juhoslávie aj Grécka (J. Ilavský et al. 1972).

Na ostrove Cyprus, ktorý patrí do zóny tureckých taurid, je jurský magmatizmus

tiež veľmi silne a intenzívne vyvinutý (C. Konstantinou 1977). Najstaršie sú i tu jurské wherlity, pyroxenity, lherzolity a harzburgity. Nachádzajú sa v nich stratiformné *ložiská chromitov*, ktoré však bývajú aj diseminačných a štokverkových typov. *Chryzotil-azbest* tvorí v serpentinizovaných ultrabázických horninách hojné štokverky a sústavy žíl; dobýva sa na viacerých ložiskách.

Stratigraficky vyššie bývajú gabrá, v nich sú uložené *Ni-, Co-rudy* v podobe žíl, žiliek až diseminačných vtrúsením, prípadne aj podoby stratiformných šošoviek. S gabrami asociujú granofýry až diority-porfyrity s prechodmi do trondheimitov; navrchu celého komplexu sú opäť bázické tufy.

Mladší komplex než predchádzajúci predstavujú diabázy a poduškové lávy, ktoré uzatvárajú veľké stratiformné *pyritovo-chalkopyritové ložiská* typu Keban Maden. Vekove ide buď o najvrchnejšiu juru, alebo až spodnú kriedu. Vulkanity majú submarínny charakter.

Najmladšou vulkanogénnou formáciou sú poduškové lávy v kriede, ktoré uzatvárajú stratiformné *ložiská danaitu-pyritu, barytu, mangánových rúd* a tiež *nontronitovo-montmorilonitových ílov*. Uvedené ložiská sú obyčajne z masívnych rúd zvrstveného charakteru, občas tiež vtrúseninové vo vulkanických horninách. Zákonitosti ich vzniku a rozloženia z hľadiska vzájomných vzťahov sú často málo známe.

Nad vulkanickými horninami bývajú vyvinuté argilitové série so stratiformnými *sideritovými rudami.*

Ultrabázický komplex Cypru je po stránke geologickej, geofyzikálnej aj ložiskovej veľmi dobre preskúmaný. Ide o toleitický charakter magmy, ktorej pôvod niektorí autori vysvetľujú ako ostrovný oblúk viazaný na subdukčnú plochu vo východnom Stredomorí (C. J. Dixon—J. Pereira 1974, C. Konstantinou 1977).

Na území Turecka pokračujú helenidy vo zvrásnenom pruhu, zvanom tauridy (I. Ketin 1964, A. Gümüs 1970). Tento sa tiahne južnou časťou poloostrova Malej Ázie až na Adanský záliv a pokračuje potom ďalej do Iránu cez najsevernejšiu časť Iraku.

Charakter ultrabázických hornín jury je obdobný ako v dinaridách a helenidách. Vidno tu také isté členy počnúc na báze ultrabázickými, vyššie bázickými horninami až po intermediárne členy charakteru porfyritov. Vystupujú v nich aj obdobné *zrudnenia chromitu.* Známe je ložisko Gulejman, jedno z najväčších v alpínskej sústave. Sú tu tiež zrudnenia *Ni-, Co-rúd* magmatického, alebo hydrotermálne žilného typu. Vyskytujú sa tiež stratiformné *pyritovo-meďnaté ložiská.* Typovým ložiskom je Ergani Maden v Bolgar Dagu. Tiež sú tu hojné metamorfogénne alebo hydrotermálne typy *azbestu, magnezitu a mastenca.* Tvoria sústavy žíl až štokverky a mnohé z nich sa ťažili a ešte ťažia.

Ďalej na východ pokračuje pruh tauríd iránskym úsekom zvaným Zagros (P. Bariand et al. 1965, C. J. Dixon—J. Pereira 1974) a ešte východnejšie prechádza do úseku Sulejmanského pohoria v Pakistane (A. G. Tvalčrelidze

1972). Vyskytujú sa tu všade obdobné ultrabázické horniny ako sme videli v dinaridách a helenidách. Všade sú silne diferencované a s jednotlivými diferenciátmi asociujú priestorove aj parageneticky obdobné typy rúd ako v predošlých provinciách. Ide tu najmä o *ložiská medi, chromitu, Ni-, Co-rúd, magnezitu, mastenca, azbestu,* ďalej o ložiská *Pb-, Zn- a Cu-rúd* na početných lokalitách (príklad Bender Abbas).

V severnom pruhu mediterránneho alpínskeho pásma od Severných vápencových Álp, cez Karpaty a Balkán do ponticko-malokaukazského úseku, cez Elbrus a Kopet Dag až do Hindúkúša a Pamíru, ktorý leží severne od mediánnych anatolských a lutsko-beludžistanských masívov (Dj. Štöklin 1966, A. G. Tvalčrelidze 1972), vidíme v jure iný režim, než sme videli v južnom pruhu.

V úseku Severných vápencových Álp a v úseku Karpát sa podľa J. Ilavského et al. (1972, 1977) v jure vulkanické prejavy vyskytujú len v obmedzenej miere, alebo je často ich veková príslušnosť neistá. Na malé telesá dunitov vnútorných zón (gemeridy) sa viažu drobné *indície chromitu* a na silicitové obzory jury tatridnej a bradlovej zóny sa viažu *mangánové zrudnenia.* Takéto sú známe i v areáli panónskeho masívu a v Severných vápencových Alpách.

Veľmi silný jurský magmatizmus je v apusenidách na území Rumunska (H. Savu et al. 1970). Tento má charakter bázických až intermediárnych hornín od doleritov, dunitov, pyroxenitov cez diabázy k porfyritom. Tieto horniny majú aj hypoabysálne ekvivalenty, na ktoré sa viažu magmatické *zrudnenia titanomagnetitov,* skarnové zrudnenia *meďnatých* a *oloveno-zinkových* ako aj *mangánových rúd.* Posledné dve skupiny kovov môžu tvoriť aj hydrotermálne a stratiformné telesá.

V balkanidách môžu byť s jurským magmatizmom bázického typu zviazané stratiformné *železorudné ložiská* iskerskej rudnej oblasti (I. Iovčev 1960, R. Dokov—M. Stajkov 1972). Ide o Trojanské a im podobné ložiská. V zóne predbalkánskej vystupujú žilné alebo stratiformné *zrudnenia Pb-, Zn- a Cu-rúd,* ktoré sa priestorove viažu na jursko-kriedové vulkanogénno-sedimentárne formácie.

Podľa A. G. Tvalčrelidzeho (1972), S. Pejatoviča (1977) a A. Gümüsa (1970) dochádzalo v jurskom období na území Malej Ázie pozdĺž južného okraja celých pontíd, na takzvanej paflagonickej línii, k výstupom toleitickej magmy s veľmi pestrou diferenciáciou od bazaltov cez andezity po ryodacity až dacity. Tvoria lineárne zoradené telesá, na ktoré sa viažu *zrudnenia chromitu,* vtrúseninových aj stratiformných foriem, ďalej *telesá* masívnych *pyritových* a *pyritovo-meďnatých rúd.* V hypoabysálnej úrovni vystupujú tiež *meďnato-molybdénové rudy* skarnového alebo štokverkového hydrotermálneho typu. V tejto zóne bývajú časté aj *Pb-, Zn-, Cu-rudy* a *magnetitové skarny,* prípadne aj stratiformné *mangánovo-hematitové rudy,* najmä v efuzívno-sedimentárnych formáciach.

V úseku Malého Kaukazu vystupujú podľa A. G. Tvalčrelidzeho (1972) a I. Magakijana (1977) v strednej jure až spodnej kriede (tzv. kimerská orogenéza)

mocné vulkanicko-sedimentárne série s porfyritmi. Na tieto série sa viažu stratiformné *ložiská pyritovo-meďnatých rúd,* ktorých typovým ložiskom je Kafan na území Arménskej sovietskej socialistickej republiky. Okrem toho sú v tomto období známe aj mierne kyslé granity, v okolí ktorých vystupujú skarnové *ložiská s magnetitom* a tiež s *porfýrovými Cu-rudami* s menšími prímesami *Mo-rúd,* ako aj lokálne s prímesou *zlata.* Typovými ložiskami sú Eregli na území Turecka a Daškazan v ZSSR.

Ďalej na juhovýchod v Elbruse, Kopet Dagu až Hindúkúši a Pamíre, mala jura kontinentálny, prípadne plytkomorský vývoj a podľa dnešného stavu preskúmanosti sa tam jurský magmatizmus nevyskytuje.

Záverom môžeme teda povedať, že v období jury dochádzalo v mediteránnej Európe až Južnej Ázii ku dvom diametrálne odlišným typom magmatizmu. V južnej vetve bol veľmi mohutne vyvinutý ultrabázický až bázický magmatizmus, ktorý možno charakterizovať ako toleitický. Tento vznikal za podmienok riftingu, t. j. rozťahovania kôry a za vzniku oceanického dna. Tomuto magmatizmu prislúchajú zrudnenia chromitov, azbestov, magnezitu, Ni-, Co-rúd, Cu-rúd a Cu-, Mo-rúd, prípadne Mn-rúd.

Naproti tomu sa v severnom pruhu alpínskej sústavy v jure vyvíjal prevažne kyslý magmatizmus granitoidového typu. Tento možno považovať v zhode s platňovo-tektonickými schémami za produkt kompresie medzi mediánnymi masívmi alpíd a platformami severnej Európy a južnej Ázie. Miestami došlo v dôsledku kompresie v tomto pruhu ku kontinentálnemu vývoju jury (Elbrus—Hindúkúš). V súlade s petrometalogenetickými zákonitosťami majú aj zrudnenia v severnom pruhu granitofilný charakter (Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, Mo, Sn atď.).

Metalogenéza kriedy až eocénu

Na rozdiel od predchádzajúceho jurského až spodnokriedového obdobia vyznačuje sa vrchná krieda nerovnomerným vývojom magmatitov a zmenami ich kvality a kvantity v priestore a v čase. Pomery v južnom pruhu boli pritom odlišné od pomerov v pruhu severnom.

V severnom pruhu (alpsko-karpatskom, balkánskom, ponticko-malokaukazskom, elbrusko-kopetdagskom a hindúkúšsko-pamírskom) sa pomery menia z regiónu do regiónu.

V úseku Severných vápencových Álp na území Západného Nemecka a Rakúska nie je vo vrchnej kriede až paleogéne nijaký magmatizmus, na ktorý by bolo možné viazať nejaké zrudnenia. Mnohí autori však v centrálnych zónach Álp zaregistrovali prítomnosť kriedových adamelitov, v súvise s nimi sa odohrala v tomto období alpská metamorfóza a vznikali alpské príkrovy. V dôsledku toho sa do obdobia vrchnej kriedy až eocénu zaraďuje aj vek najvýznamnejších zrudnení Východných Álp, najmä *sideritov, magnezitov* a *Pb-, Zn-, Cu-rúd* (W. E. Petrascheck 1966).

Väčšina týchto ložísk však leží v paleozoiku alebo v kryštaliniku paleozoického a staršieho veku.

V úseku Západných Karpát sa vyvíjal v kriede až eocéne, najmä v externých zónach, alkalický vulkanizmus typu tešinitov a pikritov. Indikuje blízkosť ku severoeuropským platformám. Viažu sa naň *sloje pelosideritov* (J. Ilavský et al. 1977). Naproti tomu dochádzalo v zónach interníd k intrúziam granitoidov banatitového typu (od bázických hornín po kyslé) v dôsledku čoho sa vyvíjali v týchto priestoroch aj granitofilové ložiská *Sn-, W-, Mo-, Fe-, Cu-, Pn-, Zn-, Bi- a As-typov* skarnových, pegmatitových, grajzenových až hydrotermálnych. Sú klasicky vyvinuté v rumunskom Banáte (Ocna de Fier, Ruschitsa, Moldova Noua) a tiež v Juhoslávii (Bor, Majdanpek). Aj v Západných Karpatoch prisudzujú niektorí autori tomuto magmatizmu veľký význam.

Vo Východných Karpatoch je tento magmatizmus v externidách slabý a niet ani zrudnení naň viazaných (H. Savu et al. 1970). Na styku Karpát s panónskym masívom vznikali malé ultrabázické telesá v kriede a malé *zrudnenia Fe-, Ti-typu.* Avšak na území Turecka a Iránu je metalogenetický význam bázického magmatizmu kriedy opäť veľký (A. Gümüs 1970, 1977). Počínajúc balkanidami a ďalej na východ sú však alpínske orogénne pochody posunuté až do eocénu (I. Iovčev 1960, R. Dokov—M. Stajkov 1972, B. Bogdanov 1975). Začínajú v senóne a pokračujú do eocénu vytvárajúc mohutné komplexy andezitov, dacitov a ryolitov s mnohými hypoabysálnymi telesami granodioritov až dioritov. Rozšírené sú tu stratiformné aj štokverkové *typy Cu-, Mo-rúd* i rúd *pyritovo-meďnatých* (Radka, Čelopeč, Panagurište) a *mangánové rudy* (Požarevo, Klisura). Známe sú aj skarnové a stratiformné *rudy Pb-, Zn-, Cu-typu* ako aj *Sn-, Mo-rudy* (Bakadžik, Medet, Jelšica).

Ponticko-malokaukazský úsek má vo vrchnej kriede až v paleogéne tiež mohutný andezitový vulkanizmus doprevádzaný v hĺbkach monzonitmi, granodioritmi až dioritmi. S týmito asociujú priestorove aj parageneticky *porfýrové Cu-rudy* typu Murgul, Giresun atp., ako aj stratiformné *mangánové rudy* na početných drobných lokalitách bez praktického významu. Hojné sú tiež *barytovo-polymetalické zrudnenia,* ktoré mávajú občas vyššie podiely *zlata.* Tvarove ide najčastejšie o vtrúseniny, štokverky aj stratiformné telesá. Typové lokality sú najmä Tirebolu, Kiure, Murgul. Z mangánových rúd sú najznámejšie Eregli — obdobné Čiature na Kaukaze alebo Nikopolu na južnej Ukrajine, prípadne Kerču (A. G. Tvalčrelidze 1972, J. Magakijan 1977).

Ešte ďalej na východ v úseku Elbrus—Kopet Dag—Hindúkúš—Pamír nie je, podľa dnešného stavu znalostí, vyvinutý ani kriedový, ani paleogénny magmatizmus. Ten je posunutý až do oligocénu a miocénu.

V Iráne má tento magmatizmus podobu andezitov až porfyritov, na ktoré sa viažu *ložiská meďnato-pyritové* stratiformných tvarov (Daman Jala, Bozorg, Bordžak). V hypoabysálnych úrovniach vystupujú granity, na kontakte ktorých bývajú *magne-*

titové skarny (Semnan, Zendžan). Iný typ reprezentujú polymetalické ložiská grajzenového typu s *Sn, W, Mo, As,* ale aj s typmi *Pb-, Zn-, Cu*-rúd. Poznáme ich z územia Iránu (Raschidabad, Uzun Darech, Sendžedek) aj z Afganistánu, z okolia Heratu; (P. Bariand et al. 1965).

Južný pruh alpíd, od Talianska cez Južné Alpy do dinarohelenid, potom tauríd, Zagrosu až Sulejmanských pohorí, mal vo vrchnej kriede až paleogéne úplne iný vývoj než pruh severný.

J. Ilavský et al. (1972) charakterizujú dinaridný úsek a Južné Alpy v dobe vrchnej kriedy a eocénu ako oblasti plytkomorské (flyš), ktoré boli zvrásnené a metamorfované hlavne v centralidných zónach. V dôsledku toho tu majú ultrabázické vyvreliny v kriede malý rozsah, podobne sú malé aj granitové intrúzie. Ich metalogenetický význam je nejasný.

Úsek tauridno-zagroský na území Turecka a Iránu mal vo vrchnom eocéne magmatickú aktivitu (I. Ketin 1964, A. G. Tvalčrelidze 1972), ktorá mala charakter bázický (gabrá) aj kyslý (granity). V prevahe je tu však flyšová sedimentácia od senónu do konca eocénu.

Na kontaktoch granitoidných hornín sú časté *magnetitové skarny*, ktorých rudy sa intenzívne ťažia (Divrigi, Kaiseria). Ako skarny sa vyvíjali aj *Pb-, Zn-, Cu-rudy*, prípadne sú to tiež hydrotermálne, žilné typy. Sú rozšírené najmä v západnej anatólii (Balja Maden) a v Tauridách (Keban Maden, Bolgar Maden, A. Gümüs 1970, 1977).

V najvýchodnejšom, sulejmanskom úseku sú vo vrchnej kriede rozšírené ofiolity až andezity. Vekove siahajú až do eocénu. Okrem toho je však v tomto období hojne zastúpený flyš (A. G. Tvalčrelidze 1972). Viažu sa na ne vulkanicko-sedimentárne *pyritovo-meďnaté rudy* (Západný Beludžistan) a významné *mangánové a mangánovo-hematitové ložiská* teheránskej a isfahánskej oblasti. Polymetalické rudy s *Sn-, W-, Bi-, Mo-, Cu-, Au-, Ag-, U*-ložiskami vystupujú v isfahánskej oblasti, kde prevažujú granitoidy, ktoré majú k ložiskám blízke priestorové a paragenetické vzťahy (Chasanabad, Šarifabad, Kuch-E- Zar, Džuban ap.).

V sulejmanskom úseku sú však v kriede a v eocéne vyvinuté ultrabázické horniny serpentinizovaných dunitov, lherzolitov, harzburgitov. Pri Hindubage sú v nich *ložiská chromitu.* Podobné ložiská sú aj vo Vaziristane, kde s nimi asociujú aj štokverky *azbestov, mastenca a magnezitu.* K vulkanicko-sedimentárnym typom, ktoré sa viažu na tento magmatizmus, patria *pyritovo-meďnaté a mangánové rudy* (Husdarská oblasť, Hindubag). Ďalším typom sú *barytovo-polymetalické rudy* s Pb-Zn-Cu (Husdar, Monar Talar).

Vidno teda, že sa geotektonické podmienky v južnom pruhu európskych a ázijských alpíd menili v pozdĺžnom smere. Kým na západe prevažovali podmienky stláčania (kompresie), zatiaľ vo východnom úseku badáme podmienky rozťahovania (riftingu). V súlade s uvedenými geotektonickými podmienkami sa menili aj metalogenetické pomery.

Metalogenéza eocénno-miocénneho veku viazaná na finálny magmatizmus

Obdobie eocénu až miocénu, miestami oligocénu až miocénu, prípadne miocénu-pliocénu, sa v alpínskej Európe vyznačuje intenzívnym magmatizmom, ktorý však nemá všade rovnaký charakter a aj jeho metalogenetický význam býva rozličný.

Na rozdiel od predchádzajúcich etáp, sú zónami najväčšieho rozšírenia finálneho alpínskeho magmatizmu pozdĺžne lineamenty a hlboké transkrustálne zlomy na okrajoch mediánnych masívov. V severnom pruhu je to styková zóna medzi Karpatmi a panónskym blokom, srbsko-macedónskym masívom až Rodopami, kým v južnom pruhu ide o zóny najvnútornejšie — vardarské, alebo o prechodnú zónu priekopových prepadlín a hrástí okolo mediánnych masívov.

Uvedené okolnosti, t. j. poloha lineamentov okolo mediánnych masívov, ktoré niektorí autori považujú aj za ostrovné oblúky alpínskej geosynklinály (napr. C. J. Dixon—J. Pereira 1974), spôsobili, že ide o alkalický charakter magmatitov.

Okrem pozdĺžnych línií sa však miocénny magmatizmus v alpínskej sústave vyvíjal i priečne — na priečnych líniach transformného typu (napr. Západné Karpaty).

V severnom pruhu alpíd je miocénny vulkanizmus vyvinutý na veľkej dĺžke na rozhraní mediánneho panónskeho masívu a Karpát. Tvorí tu rad pozdĺžnych pohorí Börzsöny—Mátra—Tokaj, potom sa otáča do sústavy vihorlatsko-gutinských pohorí a odtiaľ pokračuje do Východných Karpát a končí v Apusenidách.

V úseku Západných Karpát a ich styku s panónskym masívom má plutonicko-vulkanický komplex eocénny až pliocénny vek. Jeho petrografický charakter osciluje od kyslého, cez intermediárny po bazaltový. Magmatická diferenciácia mala teda inverzný charakter. Najvýznamnejšími typmi sú *porfýrové Cu-rudy* (Recsk, Hodruša). Veľmi rozšírené sú polymetalické žily s *Pb-, Zn-, Cu-, Au-, Ag*-rudami (Banská Štiavnica, Zlatá Baňa, Börzsöny, Gyöngyösoroszi, Beregovo), tiež žily s rudami *zlata a striebra* (Kremnica), ako aj s *ortuťnatými ložiskami* (Malachov, Tajov, Dubník, Vyškovo, Maijsk). Zriedkavé sú *magnetitové skarny* (Tisovec, Vyhne).

Úsek Východných a Južných Karpát na území Rumunska a ZSSR má obdobný petrometalogenetický charakter. Horninové komplexy sa vyznačujú taktiež inverzným trendom diferenciácie a sú nositeľmi *Pb-, Zn-, Cu-* a *Au-, Ag*-rúd (Baia Mare, Baia Sprie, Nistru, Şaşar). Pokračujú potom do Južných Karpát a apusenid s ložiskami Deva *(Cu),* Baia de Arieš, Brad-Săcărimb, Zlatna-Stanija (*Pb, Zn, Au, Ag* etc.; H. Savu et al. 1970). Aj tu sú známe *magnetitové skarny,* ktoré sa viažu na hypoabysálne fácie magmatitov. *Metasomatické Pb-, Zn-rudy* sú tiež časté, hoci ich význam a množstvo nie sú veľké (Baia de Arieš). Významnejšie sú tu vulkanické *ložiská rýdzej síry* v kaldere Calimani. Málo významné sú v tomto úseku *antimonitové rudy.*

Úsek Južných Karpát a balkanid sa vyznačuje tým, že sa finálny vulkanizmus vyvíjal len v miocéne, kým eocénny magmatizmus sa časove a priestorove napájal na magmatizmus kriedový. Na rozdiel od Karpát sú v balkánskom úseku miocénne

magmatity vyvinuté už na styku s Rodopami a v samotnom mediánnom masíve Rodop. Ide tu najmä o hlbinné formy dioritov, monzonitov a syenitov, od ktorých sa odvodzujú ložiská *Pb, Zn, Cu* na lokalitách Madan, Nedelinka, Davidovo, v gréckych Rodopách Pontokerassia ap. (J. Ilavský et al. 1972). Hojnejšie sú tu *antimonitové zrudnenia* (Ribnovo, Tintjava), ďalej *barytovo-fluoritové* rudy (Madžarovo, Palat Sandanski). Významné sú aj *meďnaté ložiská* rôznych typov na lokalitách Rossen, Osogovo, Nedelinka, Davidovo (I. Iovčev 1960, R. Dokov—M. Stajkov 1972).

V úseku pontíd až Malého Kaukazu podľa S. Pejatoviča (1977), J. Magakijana (1977), A. G. Tvalčrelidzeho (1972) aj A. Gümüsa (1977) prebiehali v miocéne len slabé vulkanické pochody, a to pozdĺž paflagonickej línie. Šlo o dacity, ryolity a nakoniec o alkalické plutonity (syenity, bostonity, šonkinity). Okrem lineárnych a líniových vulkanických systémov sú tu hojné aj priečne, transformné zlomy s plutonitmi granitov, peridotitov, dunitov, gabier, prípadne aj monzonitov a syenitov. Zrudnenia, ktoré sa na ne viažu, patria skarnovým *magnetitovým rudám* (Sudagjan, Zangezur) ležiacim v eocéne. Iný typ sú *porfýrové Cu-rudy* vo vulkanických komplexoch a tiež *Cu-, Mo-rudy* eocénneho veku (Kadžaran, Agarak, Džindar až Gulan v Iráne). Hydrotermálne *žily s Pb-, Zn-, Cu-rudami* sú známe z tureckých lokalít Gümüshane a zo ZSSR (Gümüslug). Súvisia tiež s eocénnym magmatizmom. Výlučne miocénneho veku sú len *Hg-, Sb-, As-rudy* v Azerbejdžane sovietskom (Džulfak, Darridag) aj iránskom (Dastaik, Siah-Rud, Valilu). Ide o realgárovo-auripigmentové žily. *Zlatonosné žily* miocénno-pliocénneho veku idú s dacitmi na území Turecka (Sevan), ZSSR (Terter) ako i v iránskom Kara Dagu (Čenifal).

V najvýchodnejšom úseku Elbrus—Kopet Dag—Hindúkúš—Pamír bola v eocéne silná vulkanická aktivita (zelené série Elbrusu), a to s andezitmi aj granitoidmi. Odohrala sa vo vrchnom eocéne-miocéne. Zrudnenia sú tu *pyritovo-meďnaté* (Sebzevara, Abbas Abad, Bodžak, Šuit). Občas majú aj vyšší obsah *zlata* (Kuch-E-Sorkch). Okolo stykov granitoidov sú často *magnetitové* skarny (Sensnan, Goldžuk) alebo aj polymetalické rudy s *Pb, Zn, Cu* (Uzun Darech, Sendžedek, Šach Ali Baglu), prípadne len *rudy meďnaté* (Raschidabad) alebo *molybdénové s As, W, Au* (Tarik Darech). Niektoré typy sú *cínonosné* (okolie Heratu v Afganistane), *uránonosné* (tiež okolie Heratu), ako aj *barytovo-polymetalické* (Elbrus, Kopet Dag, Apraklen, Ikinar) a napokon tiež rudy *antimonitovo-ortuťnaté* (Kara Elči, Kuršurli).

Ako vidno v severnom pruhu alpíd sú čo do priestoru diferencie. V západnom úseku (Karpaty) prevládajú vulkanické horniny; hlavnými typmi rúd sú Pb, Zn, Au, Ag, menej Hg, As, Sb. Naproti tomu, smerom na východ do balkaníd až pontíd, Malého Kaukazu, Elbrusu, bol tento magmatizmus staršieho dáta, prevažne eocénny, kým v miocéne je ho už veľmi málo. Vo východnom úseku sú však hojné plutonické formy magmatitov a v súvise s tým aj iné typy zrudnení: Fe-skarny, Sn-, W-, Mo-skarny až grajzeny, Cu-, Mo-rudy porfýrového typu ap. Rudy s Pb, Zn, Au,

Ag, Sb, Hg sú podradnejšie. Možno povedať, že magmatizmus bol prevažne kyslý, sialický, čo v geotektonickom zmysle zodpovedá podmienkam kompresie, teda stláčania mediánnych masívov na severoeurópske a juhoázijské platformy. Silné prejavy alkalických hornín indikujú vplyvy mediánnych masívov, ktoré sa považujú aj za ostrovné oblúky v zmysle platňovo-tektonických formulácií geotektoniky tohto priestoru.

V južnom pruhu alpíd boli v miocéne úplne iné geotektonické podmienky, pretože pruhy magmatitov pozdĺž južného okraja mediánnych masívov majú okrem intermediárneho magmatizmu silnejšie zastúpený aj ultrabázický až bázický magmatizmus; tieto sú tiež silne rudonosné.

V úseku dinaridnom a srbsko-macedónskom sú podľa S. Jankoviča (1967, 1977) v miocéne hojné silne diferencované intermediárne horniny. Ide o andezity, dacity, ryolity, ku ktorým sa poja hypoabysálne formy — granodiority, diority až granity.

Vo vardarských zónach a pozdĺž južných okrajov srbsko-macedónskeho masívu sa na styk kyslých hornín viažu skarnové *ložiská s Mo-, Sn-, W-rudami* (Blagojev Kamen, Mačkatica až Mavro Dendro v Grécku). Významné sú tiež skarny s *Pb-, Zn-, Cu-, Au-, Ag-rudami* na početných lokalitách Juhoslávie a Grécka (Trepča, Kučajna, Belo Brdo, Ajvalija, Janjevo, Kižnica). *Mangánové rudy* záviseli na bázickom magmatizme a sú poväčšine stratiformných typov (Zletovo, Novo Brdo, Makrohori Drama, Kavala, Thassos). *Ortuťnaté a antimonové rudy* záviseli od intermediárneho magmatizmu (andezity, dacity). Sú rozšírené aj vo vnútorných dinaridách (Donnija Trešnica, Šuplija Stena, Takovo, Kapaonik, Alšar, Lojane, Zajača, Lisa, Bujanovac) až v Grécku (Lachana, Keramos Chios ap.). *Barytovo-fluoritová formácia* vystupuje v Grécku (Xanthi, Milos, Pontokerassia, Samos, Kos). *Pyritovo-meďnaté ložiská* porfýrového typu sú hojné v intermediárnych horninách miocénneho veku (Lakonia, Virini, Kopteron Xanthi, Chalkidiki). *Uránové zrudnenia* v miocénnych vulkanitoch sú tiež známe na území Juhoslávie a Grécka (Zletovo, Podareš, Mezdreje, Beljasica-Strunica, Bathi Kilkis).

Na ultrabázické až bázické horniny silne diferencované progresívnym spôsobom až do intermediárnych hornín sa viaže celý rad magmatických typov zrudnení, ako sú *chromity*. Známe sú lokality Gokčanica, Nada, Gračane, Gornija Raduška Reka. *Meďnaté rudy* magmatických typov sú tiež rozšírené (Dubica, Kuklena Verrea, Alloron Pellis). *Žilný magnezit amorfného typu* je hojný v dinaridách (Goleš, Brdani, Vučetin, Chalkidiki, Euboea, Lesbos). Podobne je tu aj *azbest* v žilách a štokverkoch (Stragari, Kosovska Mitrovica, Korlača, Bogoslovac, Petrovo Selo). *Meďnaté rudy* vulkanicko-sedimentárneho typu v diabázoch sú známe najmä v Grécku (Ermioni na Peloponéze, Skyros).

V úseku tauríd, na území Cypru a Turecka, ako aj v zónach, ktoré ku tauridám priliehajú zo severu, boli v miocéne vulkanické procesy mladšie než v dinaridách. Odohrali sa poväčšine v pliocéne až v kvartéri. Na rozdiel od dinaríd bol charakter

miocénneho magmatizmu v tauridách ultrabázický až bázický. Na staršiu pliocennu etapu sa viažu *Pb-, Zn-, Cu-zrudnenia*, ako aj *zlato-striebronosné rudy*, ktoré vystupujú priestorove spolu s bázickými horninami, kým najmladšou — kvartérnou — fázou bola *fáza ortuťnato-antimonitová s arzénom* (realgárovo-auripigmentová).

Zagroské pásmo na území Iránu nemá miocénny vulkanizmus ani zrudnenia, ktoré by sa naň viazali. Sú tu iba typy zrudnení, ktoré sa viažu na výstupy soľných diapýrov a evaporitov. Patria poväčšine ku typom infiltračným alebo metasomatickým. Ide o *oxidické Fe-rudy* v karbonátoch rôzneho veku (A. G. Tvalčrelidze 1972).

Podobne bol aj v Sulejmanskom pohorí v miocéne len slabý vulkanizmus, s ktorým sa dávajú do súvisu *fluoritové žily* v okolí Quetty (A. D. Ščeglov 1969). V oligocéne pohraničnej zóny pakistansko-afgánskej sú časté mineralizácie *ortuti a antimonitu* v podobe žíl a štokverkov.

Záverom možno k miocénnemu (prípadne aj eocénnemu) vulkanizmu v alpínskom systéme povedať, že kým sa severný pruh od Karpát po Pamír vyznačuje väčšinou kyslým až intermediárnym magmatizmom, na ktorý sa viažu granitofilné zrudnenia Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Hg, zatiaľ v južnom pruhu sú okrem kyslých a intermediárnych magmatitov hojne rozšírené aj magmatity ultrabázické a bázické, na ktoré sa viaže celý rad bazaltoidných zrudnení typu chromitov, Ni-, Co-, Mn-rúd, magnezitu, mastenca, azbestu a aj Cu-, Pb-, Zn-rúd.

Na severnej strane sa teda uplatnili výrazne zákonitosti stláčania (kompresie; kyslý magmatizmus), kým na južnej strane mikroplatní vidno v tom istom čase podmienky roztahovania t. j. riftingu mikroplatní. Dynamika magmatických procesov eocénno-miocénneho obdobia sa uplatňuje v tom, že čím ďalej na západ, tým sú vulkanicko-magmatické procesy mladšie, hlavne v severnom pruhu. To isté sa prejavuje aj smerom k východu. Osovou časťou sa javí územie Malej Ázie—Iránu.

Záverom k magmatizmu a metalogenéze alpínskej epochy v mediteránnej Európe a južnej Ázii možno povedať, že sa vyvíjali polycyklicky, zhruba na pozdĺžnych tektonických líniach, a to hlavne v strednom triase, v jure až spodnej kriede, potom vo vrchnej kriede až eocéne a v eocéne—miocéne — až v kvartéri.

Najvýznamnejšie tektonické pásma, po ktorých sa magmatity dostávali k povrchu, boli dve; obe sú umiestené po stranách mediánnych masívov, teda v interných častiach alpínskej geosynklinály. Majú charakter dlho fungujúcich riftov, pozdĺž ktorých kolidovali pevninské bloky; subdukcia tu nebola, alebo keď, tak mala len lokálny význam na celkom nepatrných úsekoch.

Severná riftová zóna je badateľná na západe ako línia balatónska až darnóvska. Smeruje z JZ na SV a ide po južnom okraji Karpát a severnom okraji panónskeho masívu. V oblúku Karpát sa smer tejto línie mení na smer SZ-JV a pokračuje po južnom obvode Východných Karpát až po Munti Apuseni. Odtiaľ sa obracia na juh ako línia Rešice—Bor, medzi Južnými Karpatmi a srbsko-macedónskym masívom. Ďalej sa táto línia otáča oblúkovito do smeru východozápadného ako línia Marica oddeľujúca balkanidy od Rodop. Pokračovaním tejto línie je na území Malej Ázie

paflagonická brázda, ktorá prebieha na rozhraní pontíd — ako zvrásnenej sústavy — a anatolských mediánnych masívov. Jej ďalšie pokračovanie na východ je odsunuté ďaleko na sever priečnym palmyrsko-apšerónskym lineamentom a možno ho vidieť až v karabugazsko-predkopetdagskom šve, ktorý ide ďalej k juhovýchodu a otáča sa na SV vo šve hindúkúšskom až do Pamíru. Tento šev je geofyzikálne (seizmicky) veľmi výrazný.

Južná riftová línia je význačná už v Južných vápencových Alpách ako línia insubrická, či judikarská. Jej pokračovaním k juhovýchodu je vnútrodinaridná línia a línie vardarské. Prebieha v podstate na rozhraní zvrásnenej zóny Južných Álp a dinaríd (na južnej strane) a mediánnych masívov centrálnych Álp, panónskeho a srbsko-macedónskeho až rodopského masívu. Na území Malej Ázie až Iránu sú vo východnom pokračovaní vyvinuté dva taurské lineamenty — severotaurský a juhotaurský, z ktorých je veľmi výrazný posledný, oddeľujúci zvrásnenú taurskú zónu od gondvanských platforiem arabskej tabule. Juhotaurská línia sa potom otáča do smeru SZ—JV, do línie zagroskej, v Beludžistane (Pakistane) sa otáča na SV do sulejmanského šva.

Uvedené dva ekliptické švy fungovali počas alpínskej epochy ako priestory stláčania (kompresie) a rozťahovania (riftingu) prvého rádu. Medzi nimi fungovali ako rigidné bloky, či platne, takzvané mediánne masívy, t. j. staré pevninové bloky. Od západu k východu sú to bloky centrálnych Álp, panónsky blok, srbsko-macedónsky masív, Rodopy, anatolské masívy (od západu k východu mendereský, kiršehirský), masív taursko-zagroský, masív kevírsky, masív lutský a masív beludžistanský. Tieto bloky počas jednotlivých štádií alpínskej epochy boli nielen stláčané a rozlamované, ale aj klesali, zdvíhali sa alebo sa aj otáčali.

Okrem pozdĺžnych dvoch hlavných línií a paralelných zlomov, ktoré ich doprevádzali, je v alpínskej mediteránnej Európe a Južnej Ázii vyvinuté veľké množstvo transformných, t. j. priečnych, alebo diagonálnych zlomových línií, ktoré križujú zvrásnené pruhy a mediánne masívy. Takými sú napr. zlomová línia stredoslovenských neovulkanitov, zlomová línia východoslovenských neovulkanitov, albánsko-macedónska syneklíza, zlom egejsko-čiernomorský, zlomové pásmo palmírsko-apšeronské v priestore medzi Tureckom a Iránom, lineament omanský — prebiehajúci z arabskej tabule do Omanu, porušujúc líniu zagroskú a pokračujúc na sever do Uralu. Ďalšími transformnými zlomami sú asi syneklíza Quetty—Kandaharu (beludžistanská) a napokon syneklíza kašmírska, ktorá pokračuje na sever do Kazachstanu a na juh do Indického oceánu (B. A. Petruševskij 1961).

Všetky uvedené tektonické švy, syneklízy, lineamenty a zlomové línie mali pre metalogenézu týchto oblastí prvoradý význam. Diskontinuitné rozloženie magmatických komplexov, oscilujúcich v priestore a čase, podmienilo vznik veľkého množstva genetických typov rudných ložísk, v ktorých sa opakujú typomorfné kovy temer vo všetkých štádiach a fázach magmatizmu. V zmysle platných petrometalogenetických zákonitostí sa viažu na bazaltoidný a toleitický magmatizmus zrudnenia

a ložiská: Cr, Mg, Pt, Ni, Co, mastenec, azbest, Cu, Mn a sčasti Pb, Zn, Sb aj Hg. Naproti tomu na granitoidný magmatizmus sa viažu ložiská a zrudnenia granitofilné, ako sú: Sn, W, Mo, As, Bi, Pb, Zn, Au, Ag, ale aj Fe, Mn, Ba, Hg, Sb. Veľmi významný bol intermediárny magmatizmus, ktorý dal vznik najmä ložiskám Pb-, Zn-, Cu-, As-, Hg-, Sb-rúd. Ako vidno, výsledné mineralizácie u jednotlivých druhov magmatitov sú veľmi zmiešané, „hybridné" a nezodpovedajú v zmysle petrometalogenetických zákonitostí čistým typom bazaltofilným alebo granitofilným. Tento zmiešaný charakter rudných ložísk je najpravdepodobnejšie výsledkom mnohonásobného opakovania „hybridizácie" magmy na rozhraní kôry a plášťa.

Typomorfné kovy, ktoré sa mnohonásobne opakujú temer vo všetkých fázach alpínskeho magmatizmu, sú výsledkom mnohonásobného natavovania kvalitatívne rovnakých častí kôry v rovnakých hĺbkach. Možno ich odvodiť najmä od starších paleozoických, alebo až prekambrických rudných ložísk na susedných, ku alpínskej geosynklinále priliehajúcich platformách, ktorých smery prebiehajú v značnej časti systémov severojužne (galakticky) a v určitých úsekoch križujú alpínsky zvrásnený systém Európy a južnej Ázie.

Typomorfne sa opakujúce kovy v rudných ložiskách alpínskej sústavy nevykazujú vo svojom rozmiestnení zákonitosti, ktoré by potvrdzovali v priebehu rozmiestňovania subdukciu a závislosti vzniku ložísk na ploche Benioff. Tieto závislosti zodpovedajú skôr vývoju v bilaterálnej geosynklinále, alebo v dvoch paralelných geosynklinálach, ktoré medzi sebou uzatvárajú mediánne masívy, t. j. relikty a úlomky kontinentálnych blokov zo starých platforiem, ktoré k alpínskej geosynklinále priliehali.

Uvedené zákonitosti v rozmiestnení rudných ložísk alpínskej metalogenetickej epochy dávajú skôr za pravdu starším geotektonickým a metalogenetickým koncepciám E. Arganda (1916), R. Stauba (1924), R. Schwinnera (1949), F. Kossmatta (1926), H. F. Huttenlochera (1953), ako i novším syntézam geotektonického a metalogenetického rázu (B. Bogdanov—M. Muratov—V. N. Šatskij 1964, A. G. Tvalčrelidze 1972). V ich zmysle je možno alpínsku geosynklinálu považovať za permanentný sedimentačný priestor od čias prekambria, v ktorom sa opakovali veľakrát diskontinuitne podobné alebo blízke až totožné procesy sedimentácie, magmatizmu, vulkanizmu aj metalogenézy.

Do tlače odporučil M. Slavkay.

Literatúra

ANASTOPOULOS, J.—KOUKOUZAS, C. 1970: Metallogeny of Greece. Manuscript. Institut for Geology and Subsurface Research, Athenes, 165.

ARGAND, E. 1916: Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae Geol. Helv., 14, 145—191.

BARIAND, P.—ISSAKHANIAN, V.—SADRZADEH, M. 1965: Preliminary metallogenic map of Iran. Geol. Survey of Iran, 7, Teherán.
BERCE, B. 1977: Metallogeny of mercury of southeastern Europe in the context of Plate Tectonics. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
BILIBAJKOVIĆ, P.—BILIBAJKOVIĆ, D.—JANČIČ, T.—MLADENOVIČ, M. 1977: Contribution to the Explanation of the geostructural characteristics of the Territory of Yougoslavia. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
BOGDANOV, A. A.—MURATOV, M. V.—ŠATSKIJ, N. S. 1964: Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte tectonique internationale de l'Europe au 1 : 2 500 000. Nauka Nedra, 1064, Moskva, 360.
BOGDANOV, B. 1977: Metallogeny of the Sredna Gora zone in the context of Plate Tectonics. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
BUBNOFF, S. v. 1932: Zur Zonengliederung des variszischen Gebirges. Geol. Rundschau, 23, Berlin.
COLBERTALDO, D. 1954: Minerali di origine sedimentaria in giacimenti alpini tipo „Bleiberg". Zeitschr. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. VII, 8, 343—349.
DIMITRIJEVIČ, M.—GRUBIČ, A. 1977: Models of geotectonic evolution of the Northeastern Mediterranean. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
DIXON, C. J.—PEREIRA, J. 1974: Plate Tectonics and Mineralizations in the Tethyan Region. Miner. Depos. Vol. 9, Berlin 185—198.
DOKOV, R.—STAJKOV, M. 1972: Zamečanija po metallogenii Nar. Resp. Bolgarii. Manuskript. Sofija-Bratislava, 150.
DRAGOŠEVIČ, O. 1977: Structures of Salt Adriatic Area, based on geophysics exploration. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
DROVENIK, M.—DUHOVNIK, J.—PEZDIC, J. 1977: Sulphur izotopes in Slovenian ore deposits. Third ISMIDA, Leoben.
FAVORSKAYA, M. A. 1977: The relationships between the Benioff zone and the tectonomagmatic activization at Kaukaz. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
FERRARIO, A.—BRIGO, L.—ZUFFARDI, P. 1977: Metallogeny of the Italian Ophiolites. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
FRIEDRICH, O. M. 1964: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. Neues Jahrb. f. Miner. 2, Stuttgart 33—49.
GÜMÜS, A. 1970: Türkiye Metalojenisi. 1 : 2 500 000 Ölcekli Türkiye Metalojenik Haritasisin izahi. M.T.A. Ankara, 30.
HADŽI, E.—PANTIČ, N.—ALEXIČ, V.—KALENIČ, M. 1977: The role of horizontal movements in the Geotectonic Development of the Southeastern Europe during the Cenozoic. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
HUTTENLOCHER, H. F. 1953: Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rundsch. 42, 1, Stuttgart
ILAVSKÝ, J.—KANTOR, J. 1965: Contribution to Geochronology of Kabul area (Afghanistan), Geol. Práce, Správy 37, Bratislava.
ILAVSKÝ, J. et al. 1972: Metallogenèse du système plissé alpin de l'Europe Centrale et de l'Europe Sud-Est. Manuscript, UNESCO — Geol. Úst. D. Štúra, Paris — Bratislava, 350.
ILAVSKÝ, J. 1977: Tectonique globale et métallogenese dans les Carpathes Occidentales. II. Sympos. M.N.P.M., Beograd.
IOVČEV, I. 1960—1961: Poľezni iskopajemi na Narod. Resp. Blgarii. T. I—II. Tehnika, Sofija, 120, 130.
IVANOV, T.—ARSOVSKIJ, M. 1977: Neotectonics, magmatism and metalogeny on the territory of Yougoslavia. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
JANKOVIĆ, S. 1967: Metalogenetske epoche i rudonosna područija Jugoslavije. Beograd.

JANKOVIČ, S. 1977: Major metallogenetic units at the Northeastern Mediterranean and the Concept of Plate Tectonics. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
KANTOR, J. 1965c: Príspevok ku genéze niektorých ložísk podľa izotopov olova. Geol. Práce, Správy 37, Bratislava, 91—96.
KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1975: Izotopy síry na Sb ložiskách jadrových pohorí Západných Karpát. Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 130.
KARAMATA, S. 1972: Evolution of Magmatism in Yougoslavia. Univ. Rudarskogeološki fakultet, Beograd.
KARAMATA, S. 1974: Tectonics of the Carpat. Balcan Region. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 342—345.
KARAMATA, S. 1977: Metallogeny of the ophiolites complexes in the Northeastern Mediterranean. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
KETIN, I. 1964: Turcija. Tektonika Evropy, Nauka, Moskva.
KONSTANTINOU, C. 1977: Metallogeny associated with the evolution of the Troodes Ophiolite Complexe. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
KOSSMAT, F. 1926: Die mediterranen Kettengebirge und ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erde. Abh. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig.
KOSTELKA, L. 1971: Introduction to the lead-zinc deposits of Bleiberg-Keuth. (Kärnten, Austria). VIII. Intern. sedimentol. congress, Heidelberg, 273—283.
MAGAKIJAN, J. 1977: Metallogeny and Geotectonic Evolution of the Lesser Caucasus. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
MÓRVAI, G.—PANTÓ, G. 1967: Magyarország Metallogenetikai Térképe. Magyar Állami Földtani Intézet. Évi jelent. Budapest, 481—493.
PEJATOVIČ, S. 1977: Complex volcanic arc evolution and related sulphide Metallogeny in the Eastern Pontides. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
PETKOVIČ, M. 1964: Trijasko metalogenetsko područje Vareš. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta, 8, Beograd, 154—175.
PETRASCHECK, W. E. 1966: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Sitz.-Ber. öster. Akad. Wiss., Abt. 1, Bd. 175, H. 1—10. Wien, 57—74.
PETRASCHECK, W. E. 1977: Some basic problems of Metallogeny and Plate tectonics in the Eastern Mediterranean. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
PETRUŠEVSKI, B. A. 1961: Nekotorije osobennosti tektoniki Pamira. Bjul. Moskov. obščes. ispitat. prirody, otdel geol. 4, Moskva.
SAVU, H.—BORCOŞ, M.—KRÄUTNER, H. 1970: Carte métallogénique de la Roumanie en échelle 1 : 1 000 000. Inst. Géol. şi Geoph. Bucuresti.
SCHROLL, E. 1955: Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. TMPM, 5. Wien, 183—208.
SCHROLL, E. 1958: Die Ostalpine Vererzung im Lichte der geochemischen Forschung. Mitt. Österr. mineral. Gesell. 117, Sonderheft 6, 4, Wien, 409—411.
SCHWANN, W. 1977: Geokinematic Factors in Greek Mountain ranges island arcs and the Aegean Marginal Sea. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
SCHULTZ, O. 1966: Die diskordanten Erzgängen vom „Typus Bleiberg" syndiagenetische Bildungen. Atti del Sympos. intern. sui giacimenti mineral delle Alpi, 1, Trento, 149—162.
SCHULTZ, O. 1971: New results on the origin of paleozoic ore deposits from the exemple of the north Tyrolean Greywackenzone. 2nd Internat. symp. on the mineral deposits of the Alps, bled.
SCHWINNER, R. 1949: Gebirgsbildung. magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in der Ostalpen. Berg. u. Hüttm. Monatshefte 94, 6, Leoben.
SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Aktuality geologického prieskumu, ÚÚG, Praha, 510.

STAUB, R. 1924: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 52, Bern, 1—272.
STEFANOVIČ, P.1977: Geophysical data relevant to the Plate Tectonics concept of the North-East Mediterranean. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
SZÁDECZKY—KARDOSS, E. 1977: Metallogeny of the North-Eastern Mediterranean in the Light of Computation by Plate Tectonics. II. Sympos. M.P.N.M. Beograd.
ŠČEGLOV, A. D. 1969: Osnovnyje osobennosti endogennoj metallogenii južnoj časti Zapadnovo Pakistana. Geol. rud. mestorožd. 3, Moskva.
TVALČRELIDZE, A. G. 1972: Rudnije provincii mira. Sredizemnomorskij pójas. Nědra, Moskva, 344.
ZUFFARDI, P.—FERRARIO, N. 1977: Gold distribution in the Alps. II. Sympos. M.P.N.M., Beograd.
M.P.N.M. — II. Symposium on the Metallogeny and Plate Tectonics in Northeastern Mediterranean, Faculty of Mining and Geology, Beograd, December 1976.

Geologické Práce, Správy 71, s. 59—68, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Rudolf Rudinec

Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia karpatu a vnútrokarpatského paleogénu

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Mittels der Tiefbohrung Trhovište-26, die im ostslowakischen Neogen eine Rekordtiefe von 4207 m erlangt hat, wurde die Fortsetzung der salzführenden Karpatschichtenfolge in die Ostslowakische Tiefebene erwiesen. Ebenso wurde hier zum ersten Mal die Existenz des innerkarpatischen Paläogens-Eozäns im Liegenden der neogenen Ausfüllung festgestellt, die diskordant auf der metamorphierten paleozoischen Elevation des Pozdišov-Blocks liegt.

Prieskumné práce vo východoslovenskej neogénnej panve, rozrastajúce sa do hĺbky i plochy, prinášajú ďalšie nové informácie o rozsahu a prítomnosti súvrství neogénnej výplne i jej podloží. Podobné informácie poskytol aj jeden z najhlbších doposiaľ realizovaných vrtov v tejto oblasti, vrt Trhovište-26.

Tento vrt bol realizovaný vo vrcholovej časti plynovej štruktúry Trhovište—Pozdišovce v severnej časti Východoslovenskej nížiny, 8 km západne od Michaloviec. Štruktúra Trhovište—Pozdišovce je súčasťou výrazného michalovsko-stretavského elevačného pásma, na ktorom sa nachádza viacero plynových nálezísk: Trhovište—Pozdišovce, Bánovce, Lastomír a Stretava. Spomínaný vrt overil tento stratigrafický profil:

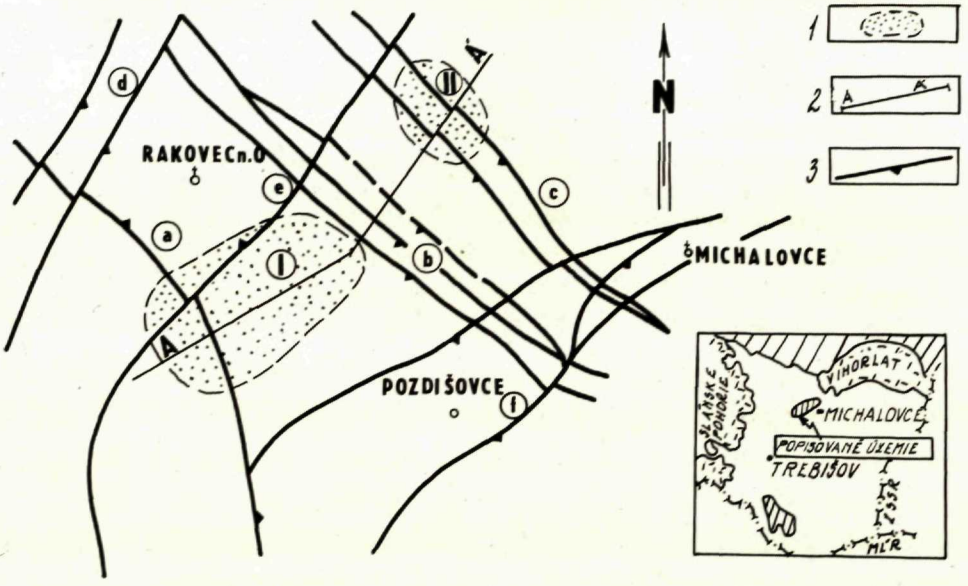
110 m — kvartér a pliocén
810 m — spodný sarmat
1555 m — vrchný báden-rotaliová zóna (kolčovské súvrstvie)
1930 m — vrchný báden-zóna bolivinovo-buliminová
2175 m — stredný báden-zóna aglutinancií
2490 m — spodný báden
3830 m — karpat
4090 m — soľonosné súvrstvie karpatu
4120 m — vnútrokarpatský paleogén-eocén
4207 m — paleozoikum

Kvartér a pliocén ležia diskordantne na spodnom sarmate; litologicky predstavujú hlavné štrkopiesčité súvrstvie, v ktorom nachádzame pestré íly. Súvrstvie je známe ako súčasť pozdišovskej štrkovej formácie (J. Janáček 1958).

Ing. Rudolf Rudinec, Nafta, n. p. Prieskumno-ťažobný závod, Michalovce.

Spodný sarmat predstavujú šedé, slabo zelenkavé jemne piesčité vápnité íly, piesky, až slabo spevnené pieskovce. Pelitická zložka prevláda, a to hlavne v spodnej časti súvrstvia.

Vrchný báden — rotaliová zóna. Litologicky zastupuje toto súvrstvie z vrtu Trhovište-26 hlavne ílovitá zložka; podiel klastickej zložky oproti ostatným okolitým vrtom je menší. Niektoré plynové obzory sú redukované tektonicky, iné vyslieňujú.



Obr. 1 Prehľadná tektonická schéma medzi obcami Rakovec nad Ondavou a Pozdišovce
Vysvetlivky 1 — štruktúry: I — Trhovište—Pozdišovce, II — Pozdišovce—stredná kryha; 2 — geologický rez; 3 — zlomy: a — trhovišťský, b — močaranské, c — topoľanské, d — hrušovské, e — moravanský, f — michalovské.

Vrchný báden — bolivinovo-buliminová zóna predstavuje jednotný komplex šedých ílov a ílovcov s tenkými sporadickými medzivrstvičkami jemnozrnných silno spevnených vápenatých pieskovcov. Bazálnu časť súvrstvia zredukoval trhovišťský zlom.

Spodný báden. Vrchnú časť spomínaného súvrstvia tvorí výrazná 140 m hrubá poloha svetlozelených ryolitových tufov, ktoré sú ekvivalentom hraboveckého tufu. Vulkanogénna zložka sa uplatňuje aj v bazálnej časti tohto súvrstvia, kde prevládajú jemnozrnné, silno spevnené vápenato-tufitické pieskovce. V strednej a spodnej časti sa ako medzivrstvy vyskytujú tmavé ílovce.

Karpat. Toto súvrstvie bolo v takej hrúbke po prvý raz overené vo východoslovenskej neogénnej panve. Vrchná 1340 m hrubá časť je zachytená v známom

pestrom vývoji ako svetlozelené fialovo-hnedo-škvrnité jemne piesčité spevnené ílovce, v ktorých sa len zriedkavo objavujú tenké medzivrstvičky málo výrazných jemnozrnných silno spevnených pieskovcov.

V spodnej časti prechádza pestrý vývoj do šedého soľonosného súvrstvia, ktoré predstavujú tmavošedé jemne piesčité slané ílovce s vložkami a medzivrstvičkami soli. Toto súvrstvie vytvára miestami aj suvislejšiu polohu. Väčšia poloha soli bola zachytená v jadre v hĺbke 3957—3962 m, kde išlo o kompaktnú soľ s medzivrstvičkami slaných ílovcov. Podiel NaCl v 3,2 m intervale bol od 25—41 %. Hrúbka soľonosného súvrstvia je 260 m; tu sa v ílovcoch nachádza jemnozrnná anhydritová a sadrovcová hmota. Vzhľadom na stratigrafickú pozíciu ide o ekvivalent prešovského soľonosného súvrstvia; jeho pokračovanie smerom do Východoslovenskej nížiny po prvý raz preukázal tento vrt.

Podľa doterajších výsledkov prieskumu sa hlavne v Košickej kotline, v podloží soľonosného súvrstvia karpatu nachádza 100—150 m hrubá poloha bazálneho detritického súvrstvia. V s. časti Východoslovenskej nížiny budú najpravdepodobnejšie jeho ekvivalentom mernícke zlepence (T. Buday 1964). Pokiaľ na vrte Trhovište-26 zasahujú bazálne detrity, môžu byť redukované jedným z močaranských zlomov, ktorý zároveň odrezáva aj vrchnú časť vnútrokarpatského paleogénu.

Vnútrokarpatský paleogén-eocén. Pod mohutným karpatským súvrstvím bola zachytená iba 30 m hrubá poloha šedých drobových pieskovcov a čiernošedých dolomitických a vápnitých aleurolitov.

Podľa M. Zádrapu (1975) v drobových pieskovcoch tvorí kremeň 38,3 %, úlomky hornín (kvarcit, metakvarcit a rohovec) 6,2 %, živec 2,7 %, úlomky ílovcov a pieskovcov 3,6 %, vápenec, dolomit 2,7 %, vyvrelé horniny (granodiorit, kremitý porfýr) 2,7 %, akcesórie 0,2 % a tmel 42,3 %. Podľa veľkosti zŕn môžeme štruktúru pieskovca charakterizovať ako strednozrnnú so slabým opracovaním zŕn; najlepšie je opracovaný kremeň — polooválny, ostatné zrná sú zväčša subangulárne. Tmel je bazálny, podľa zloženia karbonátový, pričom prevláda dolomitová zložka nad kalcitovou. Z ťažkých minerálov sa sporadicky vyskytuje granát, zirkón a pyrit. Drobové pieskovce prechádzajú v čiernošedé silno dolomitické vápenaté slieňovce, kde býva na trecích plochách vytiahnutý kalcit a illit. Základ horniny tvorí tmavá mikrická ílovito-vápnitá hmota, v ktorej sa vyskytujú úlomky a schránky mikroorganizmov — foraminifér.

Na základe štúdia zachovalých zvyškov globigerín vo výbrusoch konštatoval J. Salaj (1975 — ústne oznámenie), že súvrstvie má eocénny vek. O tektonickom pomliaždení tohto reliktu svedčia aj silné prejavy plynu, ktoré boli pozorované pri prevrtávaní súvrstvia.

Paleozoikum bolo zachytené v hĺbkovom intervale 4120—4207 m. Podľa petrografických rozborov M. Zádrapu (1975) a J. Magyara (1976) je paleozoické podložie na vrte Trhovište-26 vyvinuté vo fácii sivobielych slienitých bridlíc. Podiel vápnitej zložky je pomerne veľký. V spodnej časti odvŕtaného intervalu

v súvrství sivých a zelenosivých slienitých bridlíc sa objavujú tmavošedé bituminózne bridlice až sericiticko-grafitické fylity, sivé piesčité vápence a vápence slabo metamorfované.

Celkove sú horniny paleozoika silno spevnené, zbridličnatené a prevrásnené. V polohách, kde sa vyskytujú bituminózne bridlice, pozorujeme až fylicitizáciu. Celý prevŕtaný interval je vyhojený tenkými žilkami kalcitu; v hĺbke 4200 m bola zistená mylonitizovaná zóna. Prítomnosť bituminóznych tmavých bridlíc až fylitov sa prejavila v intervale 4175—4200 m výrazným zvýšením prirodzenej rádioaktivity. Výchylka rádioaktivity má hodnotu 22—28 μr/hod. oproti 5 μr/hod. v ostatnom profile alebo na iných okolitých vrtoch.

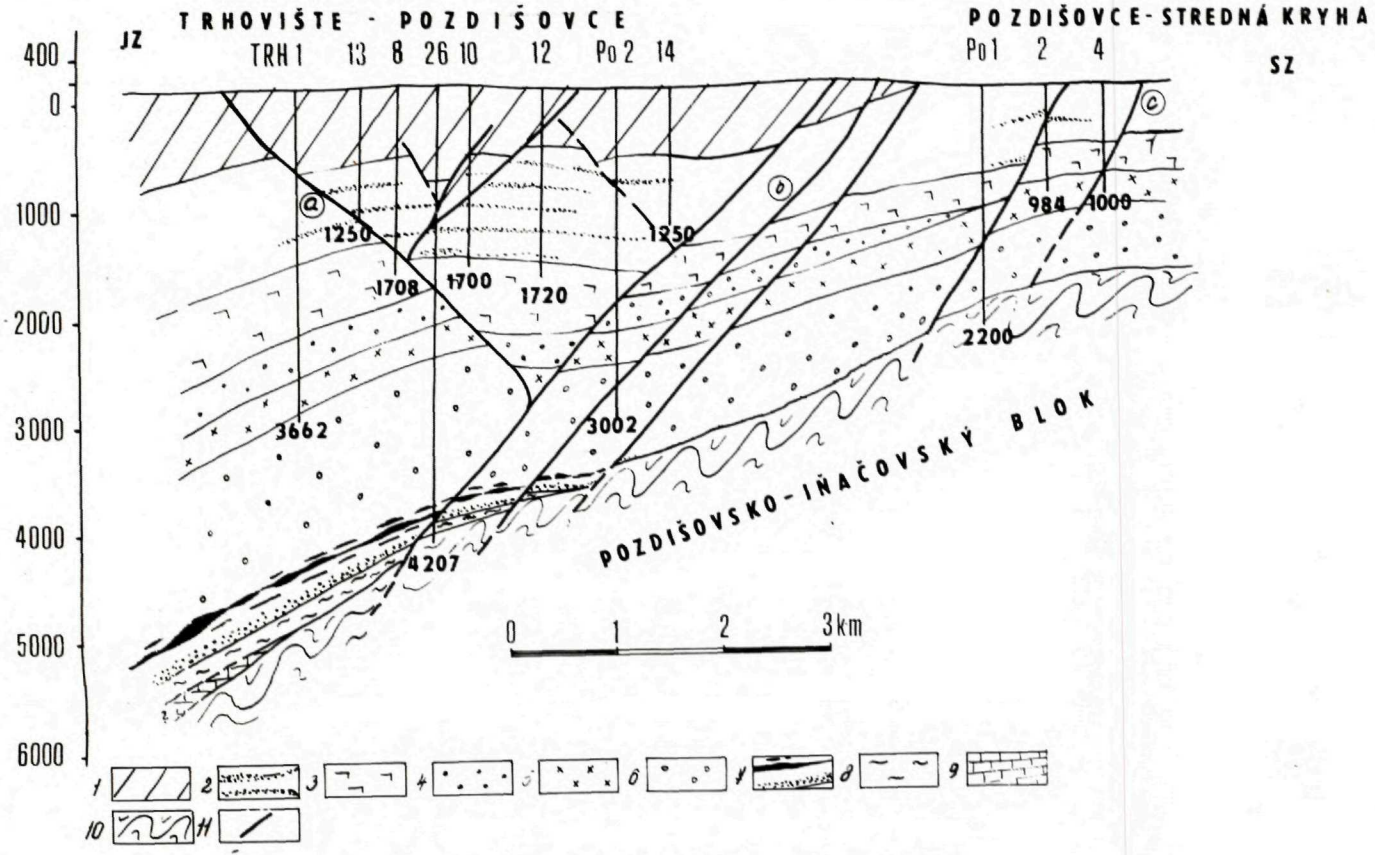
Tektonika

Ako ukazuje pozdĺžny geologický rez vedený plynovým náleziskom Trhovište—Pozdišovce a Pozdišovce—stredná kryha, nachádza sa vrt Trhovište-26 vo vrcholovej časti štruktúry Trhovište—Pozdišovce (obr. 2). Štruktúra sa viaže na poklesnutú kryhu močaranského zlomového pásma s celkovou výškou skoku okolo 600 m vo vrchnom bádene. Dominantným stavebným prvkom štruktúry je tu protiklonný trhovišťský zlom, ktorý pôsobil pri formovaní štruktúry v istom zmysle ako vyrovnávací zlom. V plynonosnej časti vrchného bádenu sa uplatňuje ešte niekoľko menej výrazných zlomov. Ďalej k SV, na štruktúre Pozdišovce—stredná kryha sa uplatňujú ďalšie zlomy karpatského smeru — topoľanské s úklonom k JZ.

Všetky tieto poruchy pôsobili vo vrchnom bádene a hlavne v spodnom sarmate ako synsedimentárne zlomy. Spodnejšie súvrstvia bádenu, ako sa zdá, porušujú epigeneticky. V karpate, ktorý sa usadzoval na svahu starej morfologickej elevácie pravdepodobne pôsobili aj synsedimentárne (močaranské) zlomy. Vo vrchnom bádene došlo najpravdepodobnejšie k oživeniu pohybov pozdĺž niektorých hlavných starých zlomov.

Stratigrafia a paleogeografia

Treťohorné sedimenty, eocén a karpat, ležia v študovanom území diskordantne na starom paleozoickom základe. Paleozoické horniny tu dnes tvoria výraznú morfologickú eleváciu s prevýšením okolo 2270 m a na vzdialenosť cca 5 km (obr. 2); vrty Trhovište-26 a Pozdišovce-1. Podložný komplex hornín bol na základe opisu vzoriek z vrtu Pozdišovce-1 (O. Fusán 1960 — ústne oznámenie) označovaný ako sericiticko-chloritické až grafitické bridlice — fylity, ktoré prechádzajú smerom do podložia (cca 200 m) vo vyššie metamorfované svory. Stratigraficky boli tieto horniny bez priamych paleontologických dôkazov určované ako karbón (?). Toto stratigrafické zaradenie v ďalších rokoch preberali viacerí autori (J. Janáček—I. Pagáč 1961, R. Rudinec 1969, R. Rudinec—J. Slávik 1970, O. Fusán et al.



Obr. 2 Pozdĺžny geologický rez medzi štruktúrami Trhovište—Pozdišovce a Pozdišovce—stredná kryha
Vysvetlivky: 1 — spodný sarmat; 2 — vrchný báden — rotaliová zóna s plynovými obzormi; 3 — vrchný báden — bolivinovo-buliminová zóna; 4 — stredný báden; 5 — spodný báden; 6 — karpat; 7 — soľonosné súvrstvie karpatu a bazálny detritický komplex; 8 — centrálne karpatský paleogén; 9 — mezozoikum; 10 — paleozoikum; 11 — zlomy: a — trhovišťský, b — močaranské, c — topoľanské.

1971). Analogicky sa to aplikovalo aj na iných vrtoch, ktoré zachytili podložné paleozoické horniny (Iňačovce-1,2, Vysoká-1 a Rebrín-1).

Na základe podrobného petrografického štúdia vzoriek z vrtu Trhovište-26 a na základe ich porovnania s podložnými horninami, ktoré zachytili predneogénne podložie v s. a sv. časti Východoslovenskej nížiny určil J. Magyar (1976), že tu nejde o typické fylity, ale o slienité bridlice a vápnité pieskovce. V týchto horninách sa vyskytujú tmavé bituminózne bridlice, v ktorých pozorujeme určitú fylitizáciu. Citovaný autor zaraďuje toto súvrstvie do vrchného karbónu, a to na základe peľových zvyškov, ktoré určila O. Čorna (in J. Magyar 1976).

Z hľadiska tektonického členenia predneogénneho podložia východoslovenskej neogénnej panvy je zachytené mladopaleozoické súvrstvie súčasťou pozdišovsko-iňačovského bloku (R. Rudinec—J. Slávik 1970), resp. iňačovsko-kričevskej jednotky (D. Ďurica 1976). Na túto jednotku je od juhozápadu nasunutý mladší zemplínsko-ptrukšanský blok. Toto súvrstvie vo Východoslovenskej nížine je zväčša prekryté obalovou sériou mezozoických hornín, ktoré sa na staršie paleozoikum bezprostredne ukladajú asi až západnejšie od trhovišťskej štruktúry (obr. 2).

Na západnom úpätí podložnej paleozoickej elevácie leží diskordantne svojím vyznievajúcim okrajom súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu-eocénu. Jeho hrúbka sa smerom k Z a SZ (vrt Prešov-1) zväčšuje.

Z časti na eocéne, ale najmä na paleozoiku leží nesúhlasne najhlbšie neogénne súvrstvie Karpát, ktorého hrúbka narastá smerom na západ (obr. 2). V Košickej kotline začína toto súvrstvie cca 100—150 m hrubým bazálnym piesčito-zlepencovým komplexom nachádzajúcim sa pod soľou (vrt Prešov-1). Nedá sa vylúčiť, že táto časť karpatu mohla byť vo vrte Trhovište-26 redukovaná zlomom, ale soľ nezistil ani jeden z vrtov, ktoré prevŕtali súvrstvie v tejto časti panvy. Bezprostredne na predneogénne podložie nasadá karpat tzv. šedou fáciou — tmavými ílovcami, ktoré môžu byť ekvivalentom šedých ílovcov pod soľou.

Vrt Trhovište-26 poskytol prvý dôkaz o pokračovaní karpatského (prešovského) soľonosného súvrstvia k JV do Východoslovenskej nížiny. Neprítomnosť soli vo vrtoch, ktoré toto súvrstvie prevŕtali (Pozdišovce-1, Iňačovce-1,2, Rebrín-1) sa dá vysvetliť tým, že išlo o vyzdvihnuté elevačné oblasti, ktoré sa nachádzali blízko hladiny mora, takže nenastala koncentrácia soli. Naopak, k soľnej koncentrácii dochádzalo iba v depresných častiach panvy.

V nádloží pestrých karpatských ílovcov leží mohutný piesčito-vulkanický komplex, ktorý prináleží strednému a spodnému bádenu. Rozhranie medzi nimi tvorí takmer 140 m hrubý ryolitový tuf (hrabovecký). Po uložení tohto komplexu, nastala, ako je známe, vo väčšej časti Východoslovenskej nížiny rozsiahla nová soľná sedimentácia (Albínov, Zbudza, Kolčovo, Lastomír, Michalovce...). Aj v tomto období sa niektoré oblasti opätovne nachádzali tesne pod hladinou, alebo vyčnievali ako ostrovy, na ktorých prebiehala denudácia. Dobre to možno pozorovať v priestore pozdišovskej strednej kryhy, kde bol denudačnými účinkami obnažený až

spodnobádenský ryolitový tuf (obr. 2). O tom, že išlo o ostrov pretiahnutý v smere SZ—JV, svedčia výskyty soli na jeho obvode (Rakovec—Kolčovo na ZS, Zbudza na V a Krásnovce—Lastomír na J).

Po evaporickej sedimentácii sa sedimentačný priestor všeobecne prehlboval, ukladali sa hlbokovodné tmavé íly vrchného bádenu — bolivinovo-buliminovej zóny, ktorá leží v priestore pozdišovskej strednej kryhy diskordantne na spodnom bádene.

K revolučným zmenám sedimentácie čo do rozsahu a faciálneho vývoja dochádza vo vrchnej časti vrchného bádenu v kolčovskom súvrství v severnej časti Východoslovenskej nížiny. V dôsledku tektonických pohybov nastáva transgresia tohto súvrstvia smerom k západu do Košickej kotliny, kde súvrstvie leží diskordantne postupne na strednom a spodnom bádene a karpate (J. Čverčko et al. 1967). Súčasne sa od SV prisúva detriticko-piesčitý materiál asi cestou mohutnej rieky, ktorá pri transporte klasického materiálu s rôznou intenzitou eroduje podložné pelitické partie. Domnievame sa, že priestor Trhovište—Pozdišovce bol v tejto dobe súčasťou delty takejto rieky. Južnejšie v priestore Bánovce—Lastomír prechádzajú piesčité partie vrchného bádenu laterálne do aleurolitovoílovitých hornín, ktoré dominujú vo Východoslovenskej nížine južnejšie od čiary Lastomír—Trebišov. Na existenciu delty v tomto priestore upozornil prvý J. Jiříček (1968, 1973) na základe zmiešaného nálezu brakickej a morskej fauny. Ku koncu vrchného bádenu akumulačná sila rieky slabne, reliéf sa vyrovnáva a s postupným vysladzovaním sa ukladá pelitická zložka. Sedimentáciu v tomto priestore zakončuje súvrstvie spodného sarmatu, v nadloží ktorého leží diskordantne štrkopiesčité súvrstvie pliocénu a kvartér.

Záver

Vrt Trhovište-26 dosiahol zatiaľ vo Východoslovenskej neogénnej panve rekordnú hĺbku 4207 m, keď bol prevŕtal plynonosné súvrstvie spodného sarmatu a vrchného bádenu — rotaliový vývoj, ďalej vrchný báden — zónu bolivinovo-buliminovú, stredný a spodný báden a karpat.

V podloží neogénu zachytil relikt vnútrokarpatského paleogénu a nemetamorfované až slabo metamorfované, zvrásnené paleozoikum. Z geologického pohľadu sú najzaujímavejšie dva výsledky:

1. Preukázanie pokračovania soľonosného karpatského súvrstvia, ktoré je ekvivalentom prešovskej soli, jv. smerom do Východoslovenskej nížiny.
2. Potvrdenie prítomnosti eocénu — súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu.

Z naftovo-geologického hľadiska vrt nepriniesol okrem preukázania plynonosného súvrstvia vrchného bádenu pozitívnejšie výsledky. Väčšina súvrství má nepriaznivý faciálny vývoj kolektorov. Z tektonicky drvenej zóny vnútrokarpatského paleogénu bol zistený menší prítok nehorľavého plynu. Vrt Trhovište-26 opätovne

potvrdil ťažkosti spojené s vysokými teplotami (209 °C v konečnej hĺbke) v tejto oblasti, a to jednak pri udržiavaní prirodzeného výplachu, ako aj ťažkosti s karotážnymi prácami.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

BUDAY, T. 1964: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov-Košice (časť neogén). Ústř. Úst. Geol., Praha.

ČVERČKO, J.—ĎURICA, D.—RUDINEC, R. 1967: Příspěvek k hranici torton-sarmar ve východoslovenské neogénní pánvi. Zprávy o geologických výskumech v r. 1967, Praha, 252—254.

ĎURICA, D. 1976: Geologia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. Kandidátska dizertačná práca, Geofond, Bratislava.

ĎURICA, D.—RUDINEC, R. 1965: Výpočet zásob na plynovom nálezisku Trhovište. Manuskript, archív Nafta Michalovce.

FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geologických vied, Západné Karpaty, Bratislava, 15, 173.

JANÁČEK, J. 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štěrkové formace na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

JANÁČEK, J.—PAGÁČ, I. 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních štruktúr Albínov, Trhovište, Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Manuskript, archív Nafta, Michalovce, 29.

JIŘÍČEK, R. 1968: Problematika stavby vrchného tortonu/bádenu v trebišovské pánvi. Manuskript, archív Nafta, Michalovce.

JIŘÍČEK, R. 1973: Sootšenie meždu tektonikoj a paleogeografiej neogena karpatskych basejnov. Mineralia slovaca, Košice, 2, 135—156.

MAGYAR, J. 1976: Geologicko-petrografická charakteristika podložia severnej časti východoslovenského neogénu. Manuskript, archív Nafta, Michalovce, 23.

RUDINEC, R. 1969: Poznámky k podložiu východoslovenskej neogénnej panvy. Geologické práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—80.

RUDINEC, R.—SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geologické práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 225—236.

ZÁDRAPA, M. 1975: Petrografické rozbory mechanických jadier z vrtu Trhovište-26. Manuskript, archív Nafta, Michalovce.

Rudolf Rudinec

New data on salt-bearing bed sequence and Central-Carpatian Paleogene in East-Slovakian lowlands.

Summary

The deepest drill hole Trhovište-26 (4207 m) in the East-Slovakian lowlands, situated abount 8 km westward of the town Michalovce penetrated Neogene sediments (Pliocene, Lower Sarmatian, Upper, Middle, Lower Badenian, Karpathian), Central-Karpathian Paleogene, and Paleozoic.

The Neogene beds consist mostly of clayey-sandy rocks, with the clayey component generally prevalent. Only in the Lower Badenian and partly Middle Badenian the acidpyroclastic rocks-rhyolite tuffs and tuffites equivalent to the Hrabovec tuff, prevail over sedimentary rocks. In the lower part of the newly discovered Karpathian bed sequence up to 1600 m in thickness a salt-bearing bed sequence, 300 m thick, with small intercalations of salt was bored. It is equivalent to the Prešov salt-bearing bed sequence whose eastward continuation in the East-Slovakian lowlands is proved by the bore hole mentioned.

Central-Carpathian Paleogene-Eocene sediments were found by the bore hole in this area for the first time. The sediments rest unconformably at a depth of about 4100 m immediately on the Paleozoic basement. They are grey subgreywackes, black-grey dolomitic and calcareous siltstones.

The Central-Carpathian Paleogene beds are on the western slope of a morphological elevation of the Paleozoic (the socalled Pozdišovce—Iňačovce block; R. Rudinec—J. Slávik 1970). Lithologically the Paleozoic rocks are represented by folded grey-white marlaceous schists with high ratio of the calcareous component. Except the economically interesting gas deposits in the Upper Badenian, the bore hole has not resulted in any significant oil-geological data. In the tectonically affected zone of the Central-Carpathian Paleogene only incombustible gas has been found.

Explanation of text-fig. 1, 2

Fig. 1 Tectonic scheme of the area between the villages Rakovec on Ondava river and Pozdišovce.
Explanations:
1 — structures: I — Trhovište—Pozdišovce; II — Pozdišovce—central block; 2 — geological section; 3 — faults: a — Trhovište, b — Močarany, c — Topoľany, d — Hrušovo, e — Moravany, f — Michalovce.

Fig. 2 Longitudinal geological section between the structures Trhovište—Pozdišovce and Pozdišovce—central block.
Explanations:
1 — Lower Sarmatian; 2 — Upper Badenian—Rotalia zone with gas horizons; 3 — Upper Badenian—Bolivina—Bulimina zone; 4 — Meddle Badenian; 5 — Lower Badenian; 6 — Karpation; 7 — salt-bearing Karpatian beds and a basal detrital complex; 8 — Central Carpathian Paleogene; 9 — Mesozoic; 10 — Paleozoic; 11 — faults: a — Trhovište, b — Močarany, c — Topoľany

Geologické Práce, Správy 71, s. 69—76, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Ivan Repčok

Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu

Abstract. The paper is concerning dating of some andesites and rhyolites from Central Slovakia (on biotites and hornblendes) by the method of examining the traces after products of the fission of Uranium: biotite-hornblende, hornblende-biotite and hornblende andesites to 15.0—16.1 m.y., rhyolites: 12.1 and 14.7 m.y. Granodiorite from Hodruša was dated to 17.2 m.y.

Úvod a princípy metódy

Datovanie geologických objektov pomocou stôp po delení uránu je často používanou geochronologickou metódou (P. B. Price—R. M. Walker 1963, G. A. Wagner 1972, E. Welin et al. 1972, A. N. Komarov et al. 1972, I. Repčok 1977 a iní). V predkladanom článku sú datované touto metódou na biotitoch a amfiboloch niektoré andezity a ryolity stredoslovenských neovulkanitov a granodiorit z Hodruše. Keďže táto metóda už bola popísaná v mnohých prácach (aj autorom — I. Repčok 1977), popíšeme ju na tomto mieste len stručne.

Produkty delenia jadier uránu (vyskytujúceho sa čo i len v stopových množstvách v rôznych mineráloch) vážne narušujú kryštálovú štruktúru. Porušenie je však veľmi nepatrné — obyčajným mikroskopom ho nemôžeme bezprostredne pozorovať. P. B. Price—R. M. Walker (1962) vyvinuli metódu selektívneho leptania, ktorá robí tieto poruchy viditeľnými v obyčajnom mikroskope už pri zväčšení vyše 200×.

V mineráloch, v ktorých sa nachádza urán (čo i len v stopovom množstve), nastáva časom spontánne delenie jadier jeho izotopu 238. Produkty tohto delenia zanechávajú po sebe v štruktúre stopy, ktorých, podľa množstva uránu, časom zákonite pribúda. Množstvo spontánne vzniklých stôp môžeme použiť na meranie času vzniku skúmaného minerálu, za predpokladu, že vieme zistiť, aké množstvo uránu sa v súčasnej dobe v skúmanom mineráli nachádza.

P. B. Price a R. M. Walker (1963) doporučujú ožiariť skúmaný minerál tepelnými neutrónmi v jadrovom reaktore. Pri ožiarení tepelnými neutrónmi

RNDr. Ivan Repčok, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

nastáva v skúmanom mineráli vynútené (indukované) delenie jadier izotopu uránu 235. Toto delenie zanecháva v štruktúre minerálu podobné stopy ako delenie spontánne. Takto vzniknuté stopy voláme stopami po indukovanom delení uránu; ich pomocou môžeme vypočítať vek skúmaného minerálu.

Ak datujeme minerál mladší než 300 mil. rokov, môžeme pre výpočet veku použiť zjednodušenú rovnicu (G. A. Wagner 1972):

$$t = \frac{p_s}{p_i} \cdot \frac{n \cdot \sigma \cdot I}{\lambda_f}$$

kde p_s — počet stôp spontánneho delenia U-238 na cm^2,
p_i — počet stôp indukovaného delenia U-235 na cm^2,
n — integrálna dávka tepelných neutrónov na cm^2,
σ — účinný prierez indukovaného delenia U-235,
I — pomer izotopov U-235/U-238,
λ_f — konštanta rozpadu U-238 spontánnym delením.

Keďže z vyššie danej rovnice sú obecne známe: σ, I a λ_f, pre výpočet veku (t) potrebujeme zistiť počet stôp spontánneho (p_s) a indukovaného (p_i) delenia uránu pre tú istú plošnú jednotku, ďalej musíme poznať integrálnu dávku tepelných neutrónov (n) pri ožiarení v jadrovom reaktore.

Pre použitie tejto metódy zisťovania veku minerálu je potrebné, aby sa splnili tieto podmienky (E. Welin et al. 1972):

— koncentrácia a izotopický pomer uránu nesmú byť od doby kryštalizácie podstatne zmenené,
— všetky stopy spontánneho delenia uránu musia byť zachované,
— distribúcia uránu musí byť pomerne homogénna.

Tieto podmienky v značnej miere obmedzujú aplikáciu tejto metódy datovania. Veľmi dôležitá je najmä podmienka o zachovaní spontánnych stôp. Je to v podstate tepelná stabilita stôp po delení uránu, ktorá je pre rôzne minerály odlišná. Tepelná stabilita stôp môže v mnohých prípadoch ovplyvniť údaj o veku minerálu zistený touto metódou, na ktorý sa musíme pozerať ako na vek radiačného systému „urán — stopy delenia". Tento sa v mnohých prípadoch značne rozchádza so skutočným vekom vzniku minerálu. Ide najmä o tepelný efekt postkryštalizačných procesov, alebo o vplyv blízkych mladších vulkanických, prípadne magmatických hornín (L. C. Calk—C. W. Naeser 1973). Vplyv teploty a času ohrevu na stálosť stôp delenia uránu, ako ho experimentálne zistili viacerí zahraniční autori, udávame v správe (I. Repčok 1975), v ktorej opisujeme aj zahrievacie pokusy na obsidiáne z Viničiek.

Pracovný postup

Z vyseparovaných biotitov a amfibolov skúmaných hornín sme pripravili preparáty (biotit sme štiepili a vtláčali do zahriateho parafínu — čerstvými plochami von; amfibol sme zalievali do epoxidu a pripravili sme z neho leštené výbrusy), ktoré sme leptali, aby sa zistil počet spontánnych stôp. Biotity boli leptané v 38 % HF, počas 60 sekúnd, pri izbovej teplote. Amfiboly — v 38 % HF, počas 6 minút, pri izbovej teplote. Potom bolo v jednotlivých vzorkách počítané množstvo stôp, pripadajúce na zvolenú plošnú jednotku. Za plošnú jednotku sme považovali zorné pole mikroskopu ohraničené okulárovou sieťkou. Použili sme mikroskop Polmi-A s upraveným projekčným okulárom 6,3× s vloženou okulárovou sieťkou a objektív 63×. Jednotková plocha bola 0,0216 mm^2. Na jednej vzorke sme počítali stopy na viacerých zrnách, na 50 až 500 plošných jednotkách, podľa reprodukovateľnosti. Z týchto meraní sme vypočítali priemerný počet spontánnych stôp pripadajúci na jednu plošnú jednotku.

Druhá časť tých istých vzoriek bola ožiarená v Ústave jaderného výskumu v Řeži tepelnými neutrónmi (v jadrovom reaktore); integrálnu dávku tepelných neutrónov zistili pomocou Co monitorov. Preparáty boli pripravené až po ožiarení, podobným spôsobom ako u neožiarených vzoriek. Preparáty biotitov a amfibolov z ožiarených vzoriek boli potom leptané za tých istých podmienok ako u vzoriek neožiarených, aby sme mohli zistiť počet indukovaných stôp. V tomto prípade však boli počítané indukované a spontánne stopy spolu, pretože spontánne stopy neboli pred ožiarením tepelne vyhojené. Vypočítali sme priemerný počet spontánnych + indukovaných stôp pripadajúci na tú-ktorú vzorku na jednu plošnú jednotku. Z týchto hodnôt sa odpočítaním príslušného počtu spontánnych stôp vypočítali hodnoty indukovaných stôp pripadajúce na jednu plošnú jednotku pre každý minerál a každú vzorku zvlášť.

Pomocou hodnôt pomeru počtu spontánnych a indukovaných stôp sme vypočítali vek za použitia prislúchajúcej hodnoty integrálnej dávky tepelných neutrónov (n) pre každú vzorku a za použitia hodnôt $\sigma = 582 . 10^{-24} . cm^2$, $I = 7{,}26 . 10^{-3}$ a $\lambda_f = 6{,}85 . 10^{-17} . rok^{-1}$.

Stručný opis a lokalizácia vzoriek datovaných hornín

1. Biotiticko-amfibolický andezit (Dubové)

Fragment biotiticko-amfibolického andezitu z tufov v pieskovni južne od obce Dubové. Podľa J. Forgáča (ústne oznámenie) ide o sarmat.

2. Biotiticko-amfibolický andezit (Ostrá Lúka)

Bralá biotiticko-amfibolického andezitu na južnom ukončení hrebienka Dielec, jjz. od Ostrej Lúky a jz. od obce Dubové. Podľa J. Forgáča ide o sarmat (ústne oznámenie).

3. Amfibolicko-biotitický andezit (vrt HŠ-16, jz. od Bzenice)

Amfibolicko-biotitický andezit z vrtu HŠ-16, jz. od Bzenice v údolí Hrona j. od osady Malé Podzámčie. Podľa J. Forgáča (ústne oznámenie) ide o sarmat.

4. Sklovitý biotiticko-amfibolický andezit (Počúvadlo)

Fragment tohto andezitu pochádza z pyroklastického prúdu v záreze cesty asi 1,5 km s. od obce Počúvadlo. Podľa J. Lexu (ústne oznámenie) ide o hranicu medzi bádenom a spodným sarmatom.

5. Biotiticko-amfibolický andezit (Kozelník)

Vzorka z 20 m hrubej dajky biotiticko-amfibolického andezitu, v záreze cesty asi 2 km jz. od Kozelníka. Podľa J. Lexu (ústne oznámenie) ide o hranicu báden-sarmat.

6. Sklovitý pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit (Horný Chom)

Vzorka tejto horniny pochádza zo skalnej steny z okraja extruzívneho telesa asi 1 km sv. od obce Horný Chom (Kremnické pohorie). Podľa J. Lexu (ústne oznámenie) tento andezit preráža staršie pyroxenicko-amfibolické andezity, využívajúc pri tom tektonickú štruktúru z obdobia vrchný báden — spodný sarmat.

7. Amfibolický andezit (Kamenica nad Hronom)

Vzorka z andezitového bloku zlepencov v kameňolome pri ceste z Kamenice nad Hronom do Salky. Podľa D. Vassa (1975) patrí do vulkanickodetritického komplexu Kováčovských kopcov, zakrytého morskými slieňmi spodnobádenského veku s polohami morskej fauny. Andezit z tejto lokality bol datovaný G. P. Bagdasarjanom (in D. Vass 1975) K—Ar metódou na 15,2 ± 1,2 mil. rokov.

8. Ryolit (Hlinícka hora)

Extruzívne teleso ryolitu zo skalného výchozu v Hliníku nad Hronom (Kalvária). Pozícia je podľa J. Lexu (1969) zatiaľ nejasná, môže patriť k „hliníckym" (vrchný báden—spodný sarmat), alebo ku „kremnickým" ryolitom (vrchný sarmat—spodný panón).

9. Ryolit (Rudno nad Hronom)

Kontakt ryolitu s amfibolicko-biotitickým andezitom na lokalite Husárovskô pri Rudne nad Hronom. Podľa A. Brlaya ide o sarmat (ústne oznámenie). J. Štohl (1976) priraďuje tento ryolit k „hliníckemu" typu v zmysle J. Lexu (1. c.). Vulkanické sklo z tejto lokality datoval I. Repčok (1977) metódou stôp po delení uránu na 12,3 ± 1,0 mil rokov.

10. Granodiorit (Hodruša)

Vzorka granodioritu z lomu pri úpravni v Hodruši; pre datovanie nám ju poskytol J. Lexa. J. Štohl (1976) vychádza z K—Ar datovaní rôznych autorov a udáva pre

Výsledky datovaní niektorých hornín stredného Slovenska pomocou stôp po delení uránu

Č. vz.	Názov horniny	Lokalita	Datovaný minerál	Počet stôp na plošnú jednotku		p_s/p_i	$n.10^{14}$	Vek v mil. r.
				p_s	p_i			
1	biotiticko-amfibolický andezit	Dubové	amfibol	10,159	5,871	1,730	1,48	15,8 ± 1,3
			biotit	4,00	2,40	1,665	1,48	15,2 ± 1,2
2	biotiticko-amfibolický andezit	Ostrá Lúka	biotit	6,19	4,03	1,54	0,75	7,1 ± 0,7
3	amfibolicko-biotitický andezit	HŠ-16 Bzenica	biotit	2,34	1,40	1,67	1,50	15,4 ± 1,2
4	sklovitý biotiticko-amfibolický andezit	Počúvadlo	amfibol	9,76	5,60	1,743	1,47	15,8 ± 1,3
			biotit	4,85	2,93	1,655	1,47	15,0 ± 1,2
5	biotiticko-amfibolický andezit	Kozelník	amfibol	11,49	6,66	1,726	1,50	16,0 ± 1,4
			biotit	3,97	5,81	0,683	1,50	6,3 ± 0,6
6	sklov. pyroxenicko-biotiticko--amfibolický andezit	Horný Chom	amfibol	19,35	11,16	1,735	1,50	16,1 ± 1,4
			biotit	3,35	2,596	1,290	1,50	11,9 ± 1,1
7	amfibolický andezit	Kamenica nad Hronom	amfibol	2,94	1,66	1,765	1,44	15,7 ± 1,4
8	ryolit	Hlinícka Hora	biotit	4,27	2,69	1,588	1,50	14,7 ± 1,3
9	ryolit	Rudno nad Hronom	biotit	13,1	10,0	1,310	1,50	12,1 ± 1,1
10	granodiorit	Hodruša	amfibol	8,651	4,571	1,893	1,47	17,2 ± 1,5
			biotit	1,5	15,2	0,099	1,47	0,9

túto granodioritovú intrúziu priemernú hodnotu 16,3 mil. rokov (z hodnôt 13,7 až 20,5); na základe petrochemickej afinity k intermediárnej andezitovej magme a na základe jej geologicko-štruktúrnej pozície v závislosti od vulkanických aparátov ju považuje za komagmatickú s andezitmi.

Prevažná časť nami datovaných hornín patrí do etapy III. (1, 2, 3, 4, 5, 8) a V. (9) vývoja štiavnického vulkanického aparátu v zmysle V. Konečného (1969, 1971).

J. Štohl (1976) navrhol schému vulkanoplutonického komplexu tejto oblasti; použil pritom dostupné geochronologické údaje:

A — pyroxenické andezity (intrúzie, sily, dajky a štoky) — 16,7 mil. rokov,

B — intrúzie dioritov a dioritových porfyritov,

C — intrúzie granodioritov, granodioritových porfýrov a aplitov — 16,3 mil. rokov (priemerná hodnota),

D — extruzívno-efuzívny komplex amfibolicko-biotitických andezitov 16,0 mil. rokov,

E — intruzívne dacity — ryodacity — plagioklasové ryolity hlinickeho diferenciačného radu,

F — mladšie pyroxenické andezity explozívno-efuzívneho charakteru — 15,7 mil. rokov,

G — ryolity kremnického typu,

H — olivinické bazalty — pod 1 mil. rokov.

V zmysle tejto schémy patria nami datované horniny do C (10), D (1, 2, 3, 4, 5, 6), E (8) a G (9).

Výsledky a záver

Výsledky datovania niektorých vulkanických a magmatických hornín stredného Slovenska zistené pomocou stôp po delení uránu sú v priloženej tabuľke; p_s — počet stôp spontánneho delenia, p_i — počet stôp indukovaného delenia uránu, pripadajúci na jednu plošnú jednotku a n — integrálna dávka tepelných neutrónov na cm^2.

Pre porovnanie prikladáme časť rádiometrickej časovej škály neogénu, ako ju navrhol D. Vass (1975):

sarmat	vrchný	12,0 mil. rokov
	stredný	13,0 mil. rokov
	spodný	13,7 mil. rokov
báden	vrchný	15,8 mil. rokov
	spodný	16,5 mil. rokov.

Vek andezitov patriacich do III. etapy v zmysle V. Konečného (1. c.) a do „D" etapy v zmysle J. Štohla (1. c.), zistený na amfiboloch (lokality 1, 4, 5, 6 a 7) a na biotitoch (lokality 1, 3, 4) sa pohybuje v medziach 15,0 až 16,1 mil. rokov a spadá do strednej časti spodného až vrchného bádenu podľa priloženej škály (D. Vass 1. c.). Znížený vek biotitu andezitu (Horný Chom) možno pripísať tepelnému pôsobeniu ryolitových dajok vystupujúcich v okolí na tých istých štruktúrach datovaných K—Ar metódou na 11,5 mil. rokov (J. Lexa — ústne oznámenie). Omladenie veku radiačného systému biotitov z andezitu (Kozelník) mohol spôsobiť buď blízky výskyt mladších bazaltoidných andezitov (potom by vek bazaltoidných andezitov nemal byť nižší než 6,3 mil. rokov), alebo skryté (prípadne zdenudované) bazalty, čo sa zdá pravdepodobnejšie. Znížený vek biotitu z andezitu (Ostrá Lúka) možno pripísať tepelnému vplyvu nadložných bazaltov. Vek amfibolu z tejto lokality nebolo možné zistiť pre jeho značné premeny.

Ryolit z Hliníka nad Hronom (Kalvária) možno na základe zisteného veku $14{,}7 \pm 1{,}3$ mil. rokov (biotit) priradiť k „hlinickemu" typu v zmysle J. Lexu (1. c.). K tomuto typu patria i ryolitové sklá zo Sabovej skaly, datované autorom (I. Repčok 1977) tou istou metódou na 14,3 mil. rokov.

Ryolit z Rudna nad Hronom (Husárovskô) možno na základe veku biotitu ($12{,}1 \pm 1{,}1$ mil. rokov) a veku vulkanického skla (12,3 mil. rokov — I. Repčok 1977 — metóda stôp po delení uránu) priradiť ku „kremnickému" typu v zmysle J. Lexu (l. c.). Tento údaj je v zhode s predpokladaným strednosarmatským vekom (A. Brlay — ústne oznámenie).

Datovanie amfibolu z granodioritu (Hodruša) potvrdzuje jeho neogénny vek ($17{,}2 \pm 1{,}5$ mil. rokov), ale u biotitu z tej istej vzorky bolo zistené značné omladenie (0,9 mil. rokov), ktoré zatiaľ nemôžeme interpretovať. Je pravdepodobné, že značný rozptyl v K—Ar datovaniach (in J. Štohl 1976) spôsobuje nerovnaké množstvo biotitu a iných minerálov vo vzorkách datovaných v rôznych laboratóriách (na celých horninách).

Záverom ďakujem dr. Ing. J. Kantorovi za cenné rady pri realizácii tejto práce, ďalej dr. Forgáčovi, dr. Brlayovi, dr. Lexovi a dr. Vassovi za poskytnutie materiálu a podkladov k datovaniu a O. Hloškovej za separáciu a prípravu preparátov.

Do tlače odporučil J. Kráľ.

Literatúra

CALK, L.C.—NAESER, C. W. 1973: The thermal effect of a bazalt intrusion on fission tracks in quartz monzonite. J. Geol. 81, 2. Chicago, 189—198.

KOMAROV, A. N.—SKOVORODKIN, N. V.—KARAPETJAN, S. G. 1972: Opredelenije absolutnovo vozrasta prirodnych stekol metodom trekov oskoľkov delenija urana. Geochimija 6, Moskva, 693—698.

KONEČNÝ, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). Mineralia Slov. 3—4, Spišská Nová Ves.

KONEČNÝ, V. 1971: Evolutionary Stages of the Banská Štiavnica Caldera and its Postvolcanic Structures. Bull. Volcan. Tome XXXV—I.

LEXA, J. 1969: Dva typy ryolitov v stredoslovenských neovulkanitoch. Mineralia Slov. 1, 3—4, Spišská Nová Ves.

PRICE, P. B.—WALKER, R. M. 1962: Observation of fossil particle tracks in natural micas. Nature 196, 4856, London, 732—734.

PRICE, P. B.—WALKER, R. M. 1963: Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J. Geophys. Res. 68, 16, Richmond, Va., 4847—4862.

REPČOK, I. 1975: Príprava metodík na datovanie mladých formácií a zisťovanie termálnej histórie geologických objektov podľa stôp po spontánnom delení uránu. Geofond, Bratislava.

REPČOK, I. 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, Sér. min. petr. geoch. ložiská 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.

ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. Západné Karpaty, Sér. min. petr. geoch. ložiská 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—40.

VASS, D. 1975: Radiometrické datovanie a radiometrická časová škála neogénu Západných Karpát (stav ku 30. IV. 1975). Geofond, Bratislava.

WAGNER, G. A. 1972: Spaltspurenalter von Mineralen und natürlichen Gläsern: eine Übersicht. Fortschr. Mineral., 49, Stuttgart, 114—145.

WELIN, E.—LUNDSTRÖM, I.—ÄBERG, G. 1972: Fission track studies on hornblende, biotite and phlogopite from Sweden. Bull. Geol. Soc. Finl., 44, 1, Helsinki, 35—46.

Geologické Práce, Správy 71, s. 77—88, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Dionýz Vass—Juraj Tözsér—Gevorg P. Bagdasarjan—Michal Kaličiak—Oto Orlický—Dušan Ďurica

Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. In dieser Arbeit sind die isotopischen Alters-Datierungen ostslowakischer Neovulkanite zusammengefasst und ausgewertet (realisiert in den Jahren 1968—1976). Im Ganzen werden 58 isotopische Alters-Datierungen diskutiert. Sie wurden mittels der K—Ar Methode, mittels der Analyse des ganzen Gesteines und weniger auch mittels der „fission track" Methode, festgestellt. Die Alters-Datierungen bewegen sich zwischen 15,9 bis 8 Mil. Jahre (bei Anwendung der Konstante des Zerfalls $\lambda k = 0{,}584 \times 10^{-10}\ r^{-1}$). Die vulkanische Hauptaktivität in der Astslowakei verlief im Badenien und Sarmatien; der Andesitvulkanismus kulminierte im Sarmatien und klang in Pannonien, resp. erst im Pontien, aus.

Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku bola v posledných rokoch často predmetom diskusií a bola opätovne upresňovaná (J. Slávik et al. 1968; J. Slávik 1968, 1974; O. Orlický—P. Pagáč—J. Slávik 1970; J. Slávik—J. Tözsér 1973, O. Orlický—J. Slávik—J. Tözsér 1974; J. Tözsér—R. Rudinec 1975). Medzičasom pribudli nové kritériá stanovenia chronológie vulkanizmu — rádiometrické veky, ktorých máme na východnom Slovensku doteraz určených 58. Časť týchto rádiometrických datovaní bola publikovaná v práci G. P. Bagdasarjana et al. 1971, niekoľko datovaní bolo publikovaných v ďalších prácach (O. V. Tsonj—J. Slávik 1971; D. Vass et al. 1970, 1971; G. P. Bagdasarjan et al. 1968; B. V. Merlich—S. M. Spitkovskaja 1974; I. Repčok in lit.). Prvú revíziu názorov na chronológiu vulkanitov Vihorlatu—Popričného a Slánskeho pohoria z hľadiska rádiometrických vekov podáva vo svojej práci J. Slávik et al. 1976; ďalšiu široký kolektív autorov (D. Ďurica et al. 1978).

V predkladanej práci sa pokúsime o stručnú syntézu všetkých doterajších poznatkov o rádiometricky stanovených vekoch neogénnych vulkanitov z východného

RNDr. Dionýz Vass, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava. RNDr. Juraj Tözsér, RNDr. Michal Kaličiak; Geologický prieskum, n. p. p.p. A-21 040 51 Košice. Prof. Gevorg P. Bagdasarjan, Geologicheskij Institut AN Arm. SSR, Barekamutyan 24 375019 Erivan (UdSSR). RNDr. Oto Orlický, Geofyzika, n. p. 812 00 Bratislava. Ing. Dušan Ďurica, CSc., Český geologický úrad Kodaňská 10, 111 39 Praha.

Slovenska; na ich základe predložíme novú predstavu o chronológii vulkanických udalostí v čase ich vyvrcholenia i vyznievania (báden až panón).

Prehľad všetkých izotopicky stanovených vekov je na tab. 1, kde sú tiež uvedené citácie prác, v ktorých boli tieto veky zverejnené. Na obr. 1 je stratigrafická interpretácia datovaných vulkanických udalostí. Situácia datovaných lokalít je na obr. 2.

Väčšina rádiometricky stanovených vekov uvádzaných v tejto práci bola získaná metódou K—Ar. Veky boli jednotne prepočítané s konštantami rozpadu $\lambda k = 0{,}584 \times 10^{-10}$ rok^{-1}, $\lambda_\beta = 4{,}72 \times 10^{-10}$ rok^{-1}.

Niektoré veky boli stanovené pomocou stôp po rozpade uránu (metóda „fission track"), pričom boli použité konštanty $\lambda_f = 6{,}85 \times 10^{-17}$ rok^{-1}; $\delta_f = 582 \times 20^{-24}$ cm^2; $I = 7{,}26 \times 10^{-3}$.

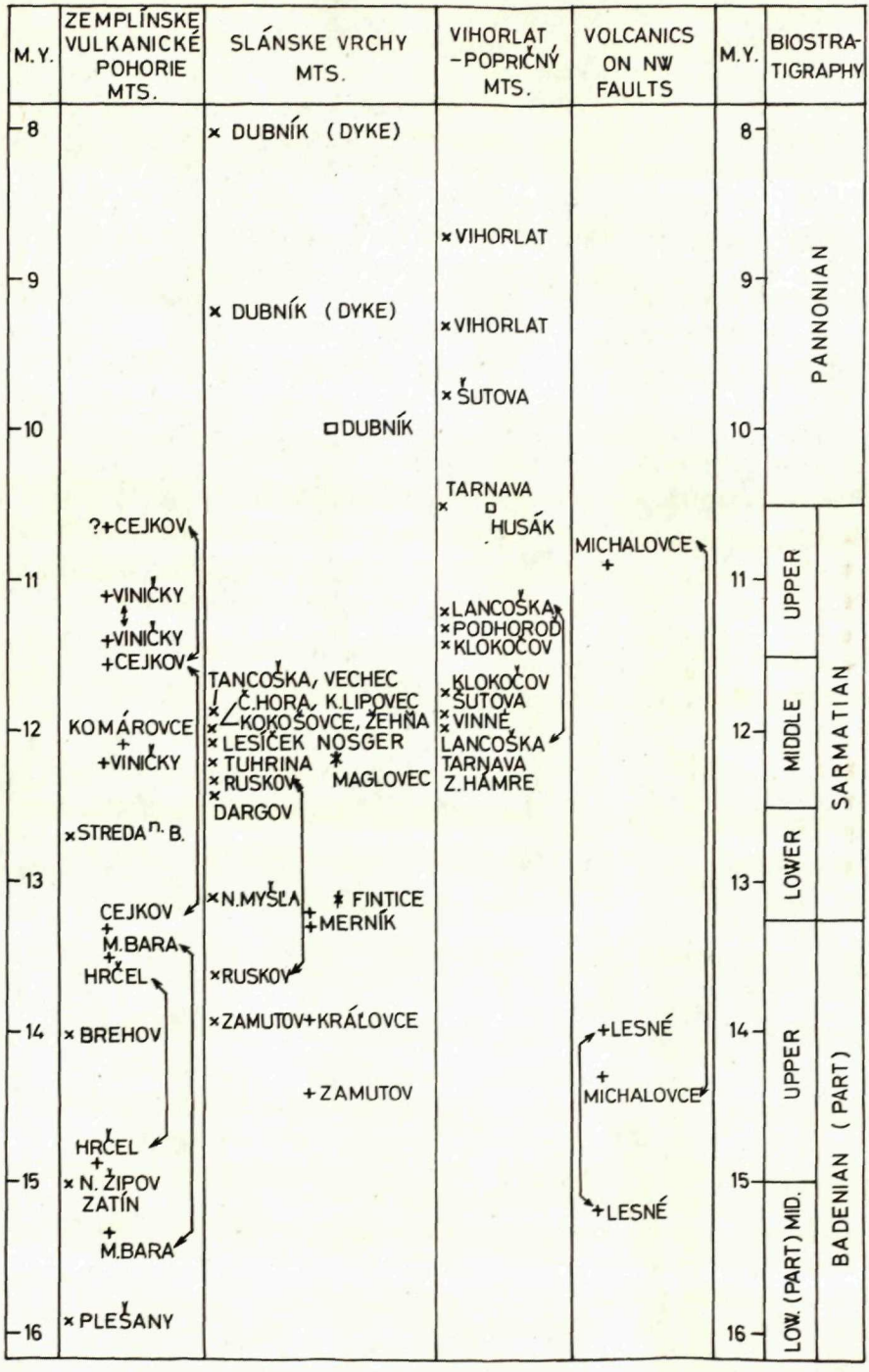
Prvé prejavy vulkanizmu na východnom Slovensku sú eggenburského a karpatského veku. Vulkanizmus mal kyslý charakter a predstavuje počiatočnú aktivitu magmatizmu západokarpatskej hlavnej molasotvornej epochy. Produkty tohto vulkanizmu sa doposiaľ nepodarilo rádiometricky datovať.

Etapa vyvrcholenia vulkanizmu koincidujúca s etapou vrcholného rozvoja panvy začína v bádene a pokračuje v sarmate. Významným produktom tohto vulkanizmu sú spodnobádenské ryolitové tufy, ktoré sú na východnom Slovensku rozšírené na ploche okolo 3000 km^2; ich objem predstavuje okolo 578 km^3 (J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec 1968, str. 220). Ani tieto tufy sa nám doposiaľ nepodarilo na našom území rádiometricky hodnoverne datovať. Opakované rádiometrické analýzy hrabovských tufov vykázali nereálne mladé veky (okolo 8 mil. rokov). Ekvivalenty týchto tufov na Zakarpatsku majú rádiometrické veky oveľa uspokojivejšie 15,2 ± 0,5 m. r. a 15,6 ± 0,5 m. r. (tufy z Neresnice a z Novoselice; G. P. Bagdasarjan—L. G. Danilovich 1968, tab. 1, 2).

Mladšie vulkanické horniny tvoria na východnom Slovensku tri veľké štruktúry: 1. Zemplínske vulkanické pohorie (pochované vulkanické aparáty pri južnom okraji neogénnej panvy a vulkanické telesá vystupujúce na povrch v oblasti hráste Zemplín—Berehovo); 2. Slánske vrchy; 3. Pohorie Vihorlat a Popričný.

Z uvedených troch veľkých vulkanických štruktúr sa najprv začali formovať pochované sopečné sústavy pri južnom okraji panvy. Tieto sústavy predstavujú andezitové stratovulkány; najstaršie z nich začali svoju činnosť na sklonku stredného a v priebehu vrchného bádenu. Eróziou obnažené apikálne časti stratovulkanických aparátov boli datované na dvoch miestach: pri obci Plešany jv. od Trebišova (AV-32): 15,9 ± 0,1 m.r. a pri obci Brehov jv. od Trebišova (AV-33): 14,0 ± 1,4 m.r. Polarita remanentného magmatizmu (RM) je u andezitov oboch lokalít reverzná. Ďalšie rádiometricky určené veky sú z hlbokých vrtov, datovaný bol

Fig. 1
Explanations: + = ryolite; × = andesite; * = diorit-porphyrite; □ = dacit, dacit-andesite


M.Y.
ZEMPLÍNSKE VULKANICKÉ POHORIE MTS.
SLÁNSKE VRCHY MTS.
VIHORLAT – POPRIČNÝ MTS.
VOLCANICS ON NW FAULTS
M.Y.
BIOSTRATIGRAPHY
8
9
10
11
12
13
14
15
16
× DUBNÍK (DYKE)
× VIHORLAT
× DUBNÍK (DYKE)
× VIHORLAT
× ŠUTOVA
□ DUBNÍK
TARNAVA
× □ HUSÁK
?+CEJKOV
+VINIČKY
+VINIČKY
+CEJKOV
TANCOŠKA, VECHEC
Č.HORA, K.LIPOVEC
KOKOŠOVCE, ŽEHŇA
× LESÍČEK NOSGER
× TUHRINA
× RUSKOV
DARGOV
MAGLOVEC
KOMÁROVCE
+VINIČKY
× STREDA n. B.
CEJKOV
M.BARA
HRČEL
× BREHOV
HRČEL
× N. ŽIPOV
ZATÍN
M.BARA
× PLEŠANY
× N.MYŠĽA
FINTICE
MERNÍK
× RUSKOV
× ZAMUTOV+KRÁĽOVCE
+ZAMUTOV
× LANCOŠKA
× PODHOROD
× KLOKOČOV
× KLOKOČOV
× ŠUTOVA
× VINNÉ
LANCOŠKA
TARNAVA
Z.HÁMRE
MICHALOVCE
+
+LESNÉ
+
MICHALOVCE
+LESNÉ
PANNONIAN
SARMATIAN
UPPER
MIDDLE
LOWER
BADENIAN (PART)
UPPER
LOW. (PART) MID.

andezit z vrtu Zatín-1 (1709—1714 m) pri rovnomennej obci, jv. od Trebišova (AV-27): 15,0 ± 0,8 m.r. a andezitový tuf z vrtu Žipov-1 (950—955 m) pri rovnomennej obci, jz. od Trebišova (AV-28): 15,0 ± 2 m.r. U uvedeného andezitu i u andezitového tufu je vrchnobádenský vek popri radiometrických údajoch doložený aj biostratigraficky.

Stratovulkanické aparáty pri južnom okraji panvy sa formovali naďalej aj v sarmate, a to najmä v spodnom sarmate (malčický stratovulkán), o čom existujú biostratigrafické dôkazy. Podľa najnovšej verzie rádiometrickej časovej stupnice neogénu paratetýdy (D. Vass—G. P. Bagdasarjan — prednáška na Intern. geochronologickom kongrese v Sydney 1976) mali by mať tieto spodnosarmatské vulkanity vek medzi 13,3 až 12,5 m. r.

Ryolitové a andezitové telesá vystupujúce v oblasti zemplínskych pahorkov na hrasti Zemplín—Berehovo patria takisto k Zemplínskemu vulkanickému pohoriu (J. Slávik 1972). Vek týchto telies nie je rovnaký, pritom sa údaje o rádiometricky stanovenom veku niektorých vzoriek, získané z rôznych laboratórií, dosť od seba líšia.

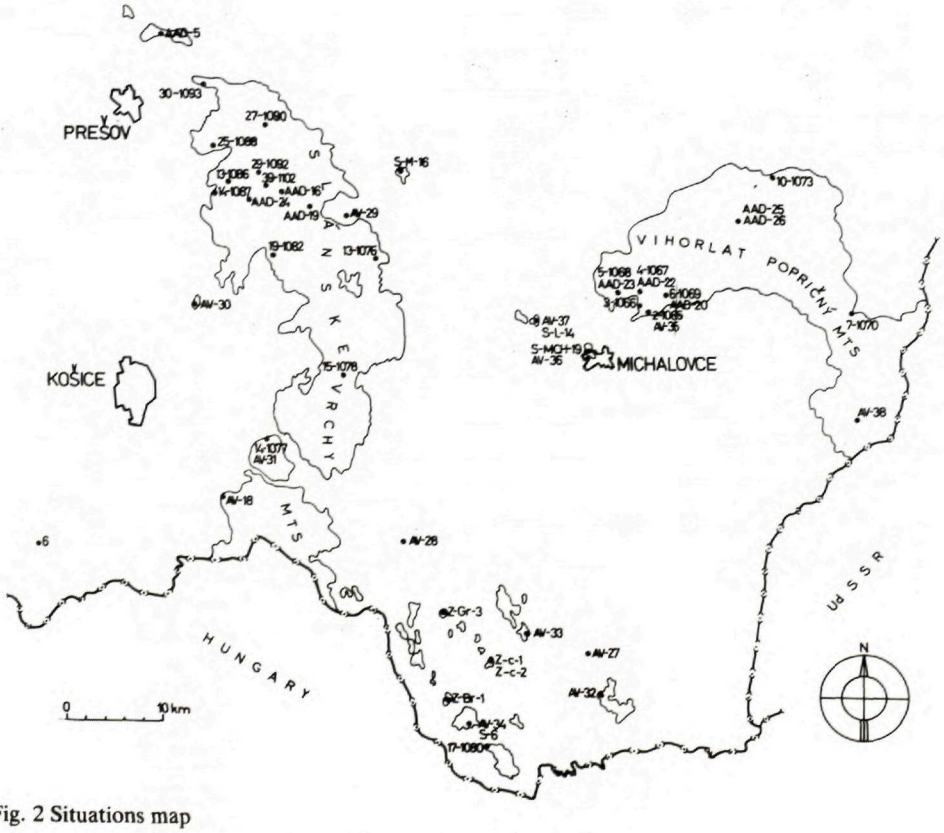


Fig. 2 Situations map

REVIEW OF ISOTOPIC AGES FROM EAST SLOVAKIA (compiled by D. VASS 1976)

Sample	Locality	Rock/Mineral	Method	Isotopic Age** $\lambda_k = 0{,}584 \times \times 10^{-10} y^{-1}$	Isotopic Age** $\lambda_k = 0{,}557 \times \times 10^{-10} y^{-1}$		Biostratigr.	Published	Nr.	Polarity RM Orlický 1970—74	Main Volcanic Structures of E. Slovakia
AAD-26	Vihorlat (Top)+	Andesite	K—Ar(W. R.)	8,7 ± 0,7	9,2 ± 0,7	Bagdasaryan	yonger as Pannonian „C"	Slávik et al. 1976			
AAD-25	Vihorlat (Top)+	Andesite	K—Ar(W. R.)	9,3 ± 0,2	9,8 ± 0,2	Bagdasaryan	yonger as Pannonian „C"	Slávik et al. 1976		R	
AV-38	Husák	Dacit-Andesite	K—Ar(W. R.)	10,5 ± 1	11,1 ± 1	Bagdasaryan	Low. Pannonian	Bagdasaryan et al. 1971			
4-1067	Šutova (Vinne)	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,7		Kreuzer		Ďurica et al. (in lit.)		R	
AAD-22	Šutova (Vinne)	Andesite	K—Ar(W. R.)	9,7 ± 0,5	10,2 ± 0,5	Bagdasaryan	Low. Pannonian	Slávik et al. 1976		R	
5-1068	Tarnava n/Lab.	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	(Mid.-Upp. Sarmatian?)	Ďurica et al. (in lit.)		R	
AAD-23	Tarnava n/Lab.	Andesite	K—Ar(W. R.)	10,5 ± 1	11,0 ± 1	Bagdasaryan		Slávik et al. 1976		R	Vihorlat-Popričny Mts.
7-1070	Podhoroď	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,30		Kreuzer	Upp. Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)	14	RN?	
6-1069	Klokočov	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,75		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
AAD-20	Klokočov	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,4 ± 0,7	12,0 ± 0,7	Bagdasaryan	Middle Sarmatian	Slávik et al. 1976		N	
10-1073	Zemplín. Hámre	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		R	
3-1066	Vinne+	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,90		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
2-1065	Lancoška+	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95*		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
AV-35	Lancoška+	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,2 ± 0,2	11,7 ± 0,2	Bagdasaryan	Middle Sarmatian	Bagdasaryan et al. 1971		N	
AAD-16	Dubník (Dike)	Andesite	K—Ar(W. R.)	8,0	8,4 ± 0,3	Bagdasaryan	Upp. Pannonian	Slávik et al. 1976			
	Dubník	Andesite	F. T. (Biolite)	9,2 ± 0,8*		Repčok	Low.-Mid. Pannonian	Repčok (in lit.)			
	Dubník	Dacite	K—Ar(W. R.)	10,0		Arakeljanc	Low.-Mid. Pannonian	Slávik et al. 1976			
39-1102	Tancoška	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,85		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
13-1076	Vechec	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,85		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		R	
27-1090	Čierna Hora	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
19-1082	Kecer. Lipovec	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
25-1088	Kokošovce	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)			
14-1087	Žehňa+	Andesite	K—Ar(W. R.)	11,95		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
29-1092	Nosger	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,05		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)			
13-1086	Lesiček	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,05		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
30-1093	Maglovec	Diorit-Porph.	K—Ar(W. R.)	12,10		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)	23	N	Slánske vrchy Mts.
AAD-24	Tuhriná+	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,2	9,8 ± 0,2	Bagdasaryan	Middle Sarmatian	Slávik et al. 1976		N	
15-1078	Dargov	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,4		Kreuzer	Middle Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)			
AAD-5	Fintice	Diorit-Porph.	K—Ar(W. R.)	13,1 ± 2,1	13,8 ± 2	Bagdasaryan	Low. Sarmatian	Slávik et al. 1976		R	
AV-18	Nižná Myšľa+	Andesite Tuff	K—Ar(W. R.)	13,1 ± 2,1	13,6 ± 2,1	Bagdasaryan	Low. Sarmatian	Vass et al. 1970, 1971			
14-1077	Ruskov+	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,3		Kreuzer	Low. Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		N	
AV-31	Ruskov+	Andesite	K—Ar(W. R.)	13,6 ± 1	14,0 ± 1	Bagdasaryan	Low. Sarmatian	Bagdasaryan et al. 1971		N	
AAD-19	Zamutov	Andesite	K—Ar(W. R.)	13,9 ± 1,1	14,6 ± 1,1	Bagdasaryan	Upp. Badenian	Slávik et al. 1976			
S-M-16	Mernik	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	13,2 ± 3	13,9 ± 3	?	Upp. Badenian —	Merlič, Spitkovsk. 1974			
	Mernik	Rhyolite	F. T.(Pitchstone)	13,3 ± 1,2*		Repčok	— Low. Sarmatian	Repčok (in lit.)			
AV-30	Kraľovce+	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	13,9 ± 0,3	15,0 ± 0,3	Bagdasaryan	Upp. Badenian	Bagdasaryan et al. 1971			
AV-29	Zamutov+	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	14,4 ± 2	15,0 ± 2	Bagdasaryan	Upp. Badenian	Bagdasaryan et al. 1971			
S-MCH-19	Michalovce	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	10,9 ± 3,3	11,4 ± 3,3	?	Unreliable	Merlič, Spitkovsk. 1974		R	
AV-36	Michalovce	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	14,3	15,0	Bagdasaryan	Upp. Badenian	Bagdasaryan et al. 1971	4	R	Volcanics on NW-SE faults (near NE border of basin)
S-L-14	Lesne	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	14,0 ± 2,2	14,7 ± 2,2	?	Upp. Badenian	Merlič, Spitkovsk. 1974		N	
AV-37	Lesne	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	15,2	16,0	Bagdasaryan	Upp. Badenian	Bagdasaryan et al. 1971		N	
6	Komárovce+	Rhyol. Veld.T.	K—Ar(W. R.)	12,1 ± 0,7	12,75 ± 0,7	Bagdasaryan	Mid. Sarmatian	Bagdasaryan et al. 1968			
	Viničky+	Obsidian	F. T.	11,1 ± 0,8*		Repčok	Sarmatian (Low.-Mid.?)	Bagdasaryan et al. 1971		R	
AV-34	Viničky+	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	11,4 ± 0,5	12,0 ± 0,5	Bagdasaryan	Sarmatian (Low.-Upp.?)	Bagdasaryan et al. 1971		R	
S-6	Viničky	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	12,2 ± 2	12,8 ± 2	?	Sarmatian (Low.-Upp.?)	Merlič, Spitkovsk. 1974		R	Zemplínske vulkanické pohorie
17-1080	Streda n/Bodr.	Andesite	K—Ar(W. R.)	12,65		Kreuzer	Low. Sarmatian	Ďurica et al. (in lit.)		R	
	Cejkov	Rhyolite (xeno-	K—Ar(W. R.)	13,4 ± 2	14,1 ± 2	Tsonj	Upper Badenian	Tsonj, Slávik 1971		R	
	Cejkov	Rhyolite lite)	K—Ar(W. R.)	13,3 ± 1,1	14,0 ± 1,1	Tsonj	Upper Badenian	Tsonj, Slávik 1971	17	R	(Zemplín Volcanic Mts.)
Z-C-1	Cejkov	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	11,5 ± 1,2	12,1 ± 1,2	?	Upper Badenian	Merlič, Spitkovsk. 1974		R	
Z-C-2	Cejkov (xenolite)	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	10,6 ± 2,0	11,1 ± 2,0	?	(Unreliable?)	Merlič, Spitkovsk. 1974			
Z-Gr-3	Hrčel	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	13,5 ± 2,5	14,2 ± 2,5	?	Upper Badenian	Merlič, Spitkovsk. 1974			
	Hrčel	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	14,9 ± 2,8	15,7 ± 2,8	Tsonj	Upper Badenian	Tsonj, Slávik 1971			
Z-Br-1	Malá Bara	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	13,3 ± 2	14,0 ± 2	?	Upper Badenian	Merlič, Spitkovsk. 1974		R	
	Malá Bara	Rhyolite	K—Ar(W. R.)	15,3 ± 2	16,2 ± 2	Tsonj	Mid. Badenian —	Tsonj, Slávik 1971		R	
AV-28	Žipov+	Andes. tuff.	K—Ar(W. R.)	15,0 ± 2	16,0 ± 2	Bagdasaryan	— Upper Badenian	Bagdasaryan et al. 1971			
AV-27	Zatín+	Andesite	K—Ar(W. R.)	15,0 ± 0,8	16,0 ± 0,8	Bagdasaryan	Upper Badenian	Bagdasaryan et al. 1971			
AV-33	Brehov	Andesite	K—Ar(W. R.)	14,0 ± 1,4	14,7 ± 1,4	Bagdasaryan	Upper Badenian	Bagdasaryan et al, 1971		R	
AV-32	Plešany	Andesite	K—Ar(W. R.)	15,9 ± 0,1	16,7 ± 0,1	Bagdasaryan	Middle Badenian	Bagdasaryan et al. 1971		R	

F. T. = Fision Track

* = age was calculated by constants mentioned in the text

** = $\lambda = 4{,}72 \times 10^{-10} y^{-1}$

Strednobádenský vek (nepriamo tiež biostratigraficky potvrdený) majú ryolity vystupujúce pri obci Malá Bara j. od Trebišova: 15,3 ± 2 m. r. Ďalšie datovanie (Z-Br-1) vykázalo spodnosarmatský vek 13,3 ± 2 m. r. Polarita RM je reverzná. Ryolity odokryté v kameňolome Hrčel majú tiež vrchnobádenský rádiometrický vek: 14,9 ± 2,8 m. r. a 13,5 ± 2,5 m. r. (Z-Gr-3). Otázka veku ryolitu z Cejkova ostáva otvorená. Dve datovania poukazujú na vrchnobádenský až spodnosarmatský vek: 13,3 ± 1,1 m. r. (ryolit) a 13,4 ± 2 m. r. (xenolit v ryolite); ďalšie dve datovania poukazujú na vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek: 11,5 ± 1,2 (ryolit) Z-C-1 a 10,6 ± 2 m. r. (xenolit v ryolite) Z-C-2. Polarita RM cejkovského ryolitu je reverzná. Spodnosarmatský vek majú pyroxenické andezity od Stredy n. Bodrogom j. od Trebišova pri československo-maďarskej štátnej hranici 17-1080: 12,65 m. r. Polarita RM je reverzná. Sarmatský vek (čiastočne aj biostratigraficky potvrdený) má ryolit s obsidiánmi pri obci Viničky j. od Trebišova. Tento ryolit bol datovaný dvoma metódami. Metódou K-Ar bol získaný údaj 11,4 ± 0,5 m. r. (vzorka AV-34) a 12,1 ± 0,7 (S-6), stopy po delení uránu na obsidiáne poskytli údaj 11,1 ± 0,8 m. r. Polarita RM je reverzná. Dva izotopické veky sú vrchnosarmatské, jeden spodnosarmatský, biostratigraficky datovaný ryolit patrí spodnému až strednému sarmatu (G. P. Bagdasarjan et al. 1971).

Na sz. pokračovaní hrasti Zemplín—Berehovo boli vo vrte Ko-1 pri obci Komárovce jz. od Košíc zistené spečené ryolitové tufy až ignimbrity, ktorých radiometrický vek (vzorka č. 6) je 12,1 ± 0,7 m. r., sú teda strednosarmatské.

Slánske vrchy predstavujú zložitú vulkanicko-plutonickú štruktúru. Hlavné komplexy pohoria, komplexy Brestov—Abramovce, Ošvárska, Čierna hora—Šimonka a Makovice, pôvodne považované za strednosarmatské až pliocénne (J. Slávik—J. Tözsér 1973), neskôr za strednosarmatské až panónske (J. Tözser—R. Rudinec 1975), sú podľa najnovších výsledkov rádiometrického datovania strednosarmatského veku a len časť vulkanizmu pôvodnej vrchnej vulkanickej etáže Slánskych vrchov (v zmysle J. Slávika a J. Tözséra 1973) má spodnopanónsky, možno aj strednopanónsky vek (J. Slávik et al. 1976).

Ležia na starších sedimentárnych, ale i pochovaných vulkanických formáciách, ktoré sú obnažené hlavne na oboch stranách vulkanického pohoria. Odhliadnuc od produktov vulkanizmu spodného miocénu a najnižšieho stredného miocénu (eggenburg až spodný báden včítane) najstaršou z týchto pochovaných formácií sa javí ryolitová vulkanická formácia viazaná na kolčovské vrstvy vrchnobádenského až spodnosarmatského veku. Jej produkty boli datované na troch miestach: ryolit z vrtu Zamutov-2 (597—600 m) situovaný pri rovnomennej obsi z. od Vranova (AV-29): 14,4 ± 2 m. r., ryolitový tuf vystupujúci pri Kráľovciach sv. od Košíc (AV-30): 13,9 ± 0,3 m. r., ryolit so smolkom z Merníka datovaný K-Ar metódou: 13,2 ± 3 m.r. a smolok z tej istej lokality datovaný podľa stôp po delení uránu: 13,3 ± 1,2 m. r.

Vrchnobádenský vek má aj pyroxenický andezit vystupujúci západne od Zamuto-

va (AAD-19): 13,9 ± 1,1 m. r. (J. Slávik—J. Tözsér 1973, str. 40—41 ho považovali za súčasť formácie Ošvárska, ktorá, ako sa domnievali, vznikla v panóne).

Spodnosarmatský vek majú andezity obnažené v Ruskovskom sedle, ryolitové tufy myšľanských vrstiev obnažené na západnom podhorí Slánskeho pohoria v širokom okolí Nižnej Myšle a Rankoviec, diorit-porfyrity vystupujúce ako severné pokračovanie Slánskeho pohoria, avšak morfologicky i štruktúrne od neho izolované.

Dvojpyroxenické andezity v Ruskovskom sedle, pri obci Ruskov jv. od Košíc ležia pod fosilonosnými morsko-brakickými vrstvami spodného sarmatu a ich rádiometricky stanovený vek je 13,6 ± 1 m. r. (vzorka AV-31; datované v Jerevane) a 12,3 m. r. (vzorka 14-1077; datované v Hannoveri). Ruskovský datovaný andezit má normálnu remanentnú magnetizáciu.

Tufy myšľanských vrstiev boli datované pri Nižnej Myšli, kde je jv. od Košíc ich spodnosarmatský vek spoľahlivo doložený bohatou faunou. Rádiometricky stanovený vek vzorkovaného tufu AV-18 je 13,1 ±2,1 m. r.

Diorit-porfyrit od Fintíc patrí do skupiny izolovaných kupolovitých telies, ktoré intrudovali do pozdĺžnej (sv.—jv.) tektonickej zóny kapušanskej. Ich rádiometricky zistený vek je spodnosarmatský: vzorka AAD-5: 13,1 ±2,1 m. r. Hornina má reverzný remanentný magnetizmus.

Andezity od obce Dargov sz. od Sečoviec, vystupujúce v spodnej časti Slánskeho pohoria majú na juhovýchodných svahoch vek staršieho stredného sarmatu — vzorka 15-1078: 12,4 m. r.

Rádiometricky zistený vek hlavnej masy vulkanitov budujúcich Slánske vrchy, presnejšie ich severnú časť alebo Prešovské vrchy (ich južná časť spolu s masívom Veľkého Miliča nebola doposiaľ podrobne rádiometricky študovaná), kolíše okolo hodnoty 12 mil. rokov. Sopečná činnosť, ktorá vytvorila tieto horniny, spadá do obdobia stredného sarmatu (v zmysle rádiometrickej časovej stupnice neogénu paratetýdy — D. Vass—G. P. Bagdasarjan 1. c.).

Komplex Brestov—Abramovce leží na rankovských tufoch, ktoré sú prevrstvené morsko-brakickými sedimentmi a hojnou faunou spodnosarmatského veku. Pyroxenický andezit vystupujúci jz. od Tuhrinej a patriaci k tomuto komplexu bol rádiometricky datovaný v Jerevane — AAD-24: 12,2 m. r. Ďalej boli datované obdobné pyroxenické andezity v analogickej stratigrafickej pozícii v priestore medzi Žehňou a Lesíčkom jv. od Prešova. Vzorka 13-1086, pyroxenický andezit pri obci Lesíček, má rádiometrický vek 12,05 m. r.; pre pyroxenický andezit vystupujúci JV od Žehne (14-1087) bol stanovený vek 11,95 m. r. Remanentný magnetizmus je normálny.

Ku komplexu Brestov—Abramovce patrí aj semiintruzívne teleso pyroxenicko-amfibolického dioritu-porfyritu, budujúce kótu Maglovec vsv. od Prešova (30-1093), ktorého rádiometrický stanovený vek je 12,10 m. r.; má normálnu polaritu remanentného magnetizmu.

Pyroxenické andezity budujúce svahy Tancošky (39-1102) a hrubé andezitové lávové prúdy obnažené v lome Hradová pri Kokošovciach (25-1088) majú podľa rádiometrického datovania tiež strednosarmatský vek, hoci zreteľne ležia pod efuzívno-explozívnymi fáciami amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktorých subvulkanické ekvivalenty sú podľa rádiometrických údajov staršie (vzorka 30-1093 z Maglovca). Vek týchto pyroxenických andezitov je 11,85, resp. 11,95 m. r. Polarita RM oboch andezitov je normálna.

Pyroxenické andezity od obce Kecerovský Lipovec sv. od Košíc (19-1082) a z kóty Čierna hora jjv. od Prešova (27-1090; z nich sa andezit z Čiernej hory zdá byť jedným z najmladších v Slánskych vrchoch vôbec) zaradil J. Slávik a J. Tözsér 1973 ku komplexu Šimonka—Čierna hora. Podľa rádiometrického datovania však patria tiež medzi produkty strednosarmatskej vulkanickej aktivity; rádiometricky zistené veky obidvoch vzoriek sú rovnaké, 11,95 m. r., polarita RM je normálna. Pyroxenické andezity od Kecerovského Lipovca, z ktorých bola odobraná vzorka 19-1082, ležia zreteľne na červenickom vulkanicko-sedimentárnom súvrství (vrt SHJ-17), ktoré možno na základe litologického vývoja paralelyzovať so sejkovským uhľonosným súvrstvím panónskeho veku z podvihorlatskej panvy (J. Slávik—J. Tözsér 1973). Otázka veku týchto andezitov nie je teda nateraz jednoznačne vyriešená.

Menšie intrúzie, príp. kupoly, ktoré intrudovali do zlatobanskej vulkanotektonickej depresie sú považované tiež za súčasť vrchnej vulkanickej etáže Slánskych vrchov. Jedno z týchto telies, pyroxenické andezity budujúce kótu Nosger (29-1092) jv. od obce Zlatá Baňa, má tiež strednosarmatský vek: 12,05 m. r. a rovnakú, t. j. normálnu polaritu RM.

Dómatické teleso pyroxenických andezitov pri obci Vechec v. od Vranova (13-1076), zaraďujú J. Slávik a J. Tözsér 1973 ku komplexu Ošvárska, a to na základe jeho priestorového postavenia v oblasti predpokladaného rozšírenia produktov vulkanizmu spodnej vulkanickej etáže Slánskych vrchov; podľa svojho rádiometricky zisteného veku (11,85 m. r.) je tiež produktom strednosarmatskej vulkanickej aktivity. Polarita RM je reverzná.

Za najstaršie produkty vulkanizmu vrchnej vulkanickej etáže Slánskych vrchov považujú J. Slávik a J. Tözsér 1973 amfibolicko-biotiticko-pyroxenické dacity z Dubníka sv. od Košíc a priraďujú ich ku komplexu Šimonka—Čierna hora.

Doteraz známy rádiometricky určený vek predmetného dacitu nepotvrdzuje predstavu spomínaných autorov o jeho vekovom zaradení. Dacit je starší, panónsky, jeho rádiometrický vek je 10 m. r. (Arakeljanc, písomné oznámenie V. Konečnému), čo je v zhode s názorom J. Tözséra a R. Rudinca 1975.

Najmladší, strednopanónsky, resp. až pontský vek bol zistený u dajok pyroxenického andezitu, ktoré na rumelkovom ložisku Dubník prerážajú horniny komplexu Ošvárska. Vzorka AAD-16 odobratá z vrtu Z1-B-10 z hĺbky 184 m bola analyzovaná metódou K-Ar. Jej rádiometricky stanovený vek je 8,0 ±0,3 m. r. Vzorka z vrtu

Z1-B-22 vykazuje 9,2 ±0,8 m. r. („fission track"). Tieto rádiometricky určené veky sú veľmi zaujímavé pre posúdenie veku najmladších hydrotermálnych procesov v Slánskych vrchoch. Rumelka sa vyskytuje okrem iného aj priamo v týchto dajkách, je teda od nich mladšia. Vek najmladších zrudňovacích procesov treba potom považovať za mladší než 8 miliónov rokov.

Pohorie Vihorlat a Popričný sa podľa rádiometricky stanovených vekov javí ako najmladšia z troch vyššie vyčlenených veľkých vulkanických štruktúr na východnom Slovensku. V jeho podloží boli zistené spodnobádenské ryolitové tufy (vrt Boroľo-1 medzi Beňatinou a Choňkovcami, sv. od Sobraniec). Vlastné vulkanické pohorie však budujú mladšie andezity. Medzi najstaršie z nich patria horniny viňanského komplexu, tvorené extruzívnymi telesami amfibolicko-pyroxénického andezitu (J. Slávik in M. Brodňan et al. 1959). Rádiometricky boli datované andezity z lomu Lancoška na severnom brehu vodnej nádrže Východoslovenská Šírava sv. od Michaloviec. Jedno z datovaní sa nepodarilo v plnom rozsahu. Jedna z troch paralelných analýz vykázala príliš starý vek, priemer z ostatných dvoch, zdá sa, dáva minimálny možný vek predmetného andezitu 11,2 ± 0,2 m. r. (AV-35). Druhé datovanie (vzorka 2-1065) 11,95 m. r. sa zdá byť bližšie k reálnemu veku. Ďalšia analýza z komplexu Vinné, andezit z lomu východne od obce Vinné (3-1066), ktorého rádiometricky zistený vek je 11,90 m. r., tento predpoklad potvrdzuje. Polarita RM oboch datovaných andezitov je normálna. Podobný vek sa zistil aj u dvojpyroxénického andezitu zo sv. časti pohoria Vihorlat od obce Zemplínske Hámre južne od Sniny (10-1073): 11,95 m. r. Líši sa však od andezitov viňanského komplexu reverznou polaritou remanentného magnetizmu (O. Orlický et al. 1970).

Stratovulkanická formácia Kyjov—Orechová bola datovaná na jednom mieste — pyroxenické andezity z lomu severne od obce Klokočov sv. od Michaloviec. Boli však urobené dve analýzy v rôznych laboratóriách. Vzorka AAD-20 datovaná v Jerevane poskytla vek 11,4 ± 0,7 m. r., vzorka 6-1069 datovaná v Hannoveri vykázala vek 11,75 m. r. Polarita RM je normálna.

Zrovnanie rádiometricky stanovených vekov komplexu Vinné i formácie Kyjov —Orechová s rádiometrickou časovou škálou neogénu paratetýdy ukazuje, že sú strednosarmatského veku. Existujú tiež nepriame biostratigrafické dôkazy o príslušnosti komplexu Vinné k strednému sarmatu (porovnaj stratigrafické zaradenie tzv. aglomerátov — tufitickej série, ktorá má byť ekvivalentom viňanského komplexu — M. Brodňan—St. Polášek—J. Slávik in M. Brodňan et al. 1959).

Vrchnosarmatský vek by mohli mať pyroxénické andezity od obce Podhoroď sv. od Sobraniec. Vystupujú izolovane od vlastného pohoria Vihorlat a boli považované za produkty najmladšej vulkanickej aktivity v tejto oblasti (O. Orlický et al. 1970). Rádiometricky určený vrchnosarmatský vek jednej vzorky (7-1070: 11,30 m. r.) nás núti tento názor poopraviť.

Sporný je vek komplexu Tarnava—Šutova. Výsledky analýz extruzívnych telies

pyroxenických andezitov z dvoch laboratórií sú diskordantné. Analýzy z Hannoveru vykázali staršie veky, analýzy z Jerevanu mladšie veky: andezit z lomu na úpätí kopca, na ktorom stojí Viňanský hrad jz. od Tarnavy, sv. od Michaloviec vzorka AAD-23 (Jerevan): 10,5 ± 1 m. r., vzorka 5-1068 (Hannover): 11,95 m. r.; Andezit z lomu Šutova s. od obce Vinné, vzorka AAD-22: 9,7 ± 0,5 m. r. Vzorka 4-1067: 11,7 m. r. Domnievame sa, že bližšie ku skutočným vekom sú v tomto prípade údaje získané v Jerevane, t. j. mladšie veky odpovedajúce panónu. O dôvodoch pre tento názor sa diskutuje v inej práci (D. Ďurica et al. 1978). Polarita RM je u oboch andezitov reverzná.

Panónsky vek sa zistil aj u dacitoandezitov z obce Husák jv. od Sobraniec, AV-38: 10,5 ± m.r. Podľa predstavy J. Slávika (1969 a in O. Orlický et al. 1970) patria tieto dacito-andezity ku komplexu Petrovce—Choňkovce, ktorý je bazálnym komplexom formácie Valaškovce.

Vrcholový komplex valaškovskej formácie predstavujú pyroxenické andezity komplexu Popričný—Vihorlat, z ktorého boli datované dve vzorky odobraté na vrchole a tesne pod vrcholom Vihorlatu (AAD-25, AAF-26). Rádiometricky získaný vek je: 9,3 ± 0,2 a 8,7 ± 0,7 m. r. Datované andezity biostratigraficky zodpovedajú panónu mladšiemu ako zóna C (J. Slávik et al. 1976). Vrcholový andezitový prúd na Vihorlate má reverznú polaritu RM.

Vulkanity na sz.-jv. zlomoch pri sv. okraji panvy

Viac-menej nezávisle na troch vyššie spomínaných hlavných vulkanických štruktúrach východného Slovenska vystupujú sopečné telesá, ktoré sú v priestorovom vzťahu s významnými zlomovými systémami sz.-jv. smeru.

Telesá granatických ryolitov vystupujúce na sz.-jv. zlomovom systéme na sv. okraji podvihorlatskej panvy majú pravdepodobne strednobádenský až vrchnobádenský vek. Ryolit pri obci Lesné sz. od Michaloviec (AV-37) má rádiometrický vek 15,2 m. r., resp. 14,0 ± 2,2 m. r., ryolit budujúci kopec Hrádok pri Michalovciach (AV-36) má vek 14,3 m. r. (B. V. Merlich a S. M. Spitkovskaja 1974 uvádzajú pre michalovský ryolit mladší vek; tento údaj je však zaťažený veľkou chybou: 10,9 ± 3 m. r.). Polarita RM u ryolitov Lesné je normálna, u ryolitov z Michaloviec je reverzná.

Záver

Rádiometrické datovanie produktov neogénneho vulkanizmu východného Slovenska pomohlo v mnohých prípadoch upresniť chronológiu týchto udalostí. Týka sa to predovšetkým veku najmladších vulkanických udalostí. Pre absenciu hodnoverných biostratigrafických kritérií zostáva rádiometrické datovanie popri paleomagnetizme prakticky jedinou metódou prinášajúcou pozitívne výsledky v tomto smere.

Predkladanú stručnú syntézu poznatkov o rádiometricky stanovenom veku neogénnych vulkanitov východného Slovenska a predloženú predstavu chronológie vulkanických udalostí v tejto oblasti nemožno považovať za definitívnu, a to predovšetkým preto, lebo je hustota rádiometrických údajov i pre doteraz analyzované časti vulkanických masívov nedostatočná (nehľadiac na to, že cca 2/3 Slánskych vrchov neboli podrobnejšie prešetrované). S týmto súvisia potom ťažkosti pri posudzovaní miery správnosti biostratigrafických kritérií používaných doteraz pri dešifrovaní chronológie vulkanických udalostí v tejto oblasti.

I pri niektorých doposiaľ otvorených otázkach sa však už dnes zdá byť jasné, že hlavné vulkanické udalosti, ktoré formovali podstatnú časť vulkanických masívov v oblasti východného Slovenska, prebehli hlavne v bádene a sarmate s kulmináciou aktivity kyslého vulkanizmu v priebehu bádenu, intermediárneho v spodnom a strednom sarmate. Ukazuje sa, že intenzita vulkanizmu v priebehu vrchného sarmatu a panónu postupne klesá a koncom panónu, možno začiatkom pantu, úplne doznieva.

Literatúra

BAGDASARJAN, G. P.—DANILOVICH, Ľ. G. 1968: Novye dannye ob absoljutnom vozraste vulkaniceskich obrazovanij Zakarpatja. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol. 9, Moskva, 15—23.

BAGDASARJAN, G. P.—SLÁVIK,J.—VASS, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geol. Práce, Správy 55, Bratislava, 87—96.

BAGDASARJAN, G. P.—VASS, D.—KONEČNÝ, V. 1968: Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. Zbor. Geologica carpathica 19/2, Bratislava, 419—425.

BRODŇAN, M.—DOBRA, E.—POLÁŠEK, ST.—PROKŠOVÁ, D.—RAŽICKÝ, M.—SLÁVIK, J.—SÝKOROVÁ, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geol. Práce, 52, Bratislava, 1—69.

ĎURICA, D.—KALIČIAK, M.—KREUZER, H.—MÜLLER, P.—SLÁVIK, J.—TÖZSÉR, J.—VASS, D.: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determination. Věst. Ústř. Úst. geol., 53, Praha, 75—88.

MERLICH, B. V.—SPITKOVSKAJA, S. M. 1974: Glubinnye razlomy, neogenovyj magmatizm i orudnenie zakarpatja. Lvov State University, Lvov, 1—175.

ORLICKÝ, O.—PAGÁČ, P.—SLÁVIK, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. Zbor. Geologica carpathica, 21,1, Bratislava, 153—156.

ORLICKÝ, O.—SLÁVIK, J.—TÖZSÉR, J. 1974: Paleomagnetism of Volcanics of the Slanské vrchy, Veľký Milič Mts. and Zemplínske pahorky hills and its geological interpretation. Geol. Zbor. Geologica carpathica 25,2, Bratislava, 209—226.

REPČOK, I. 1975: Príprava metodík na datovanie mladých formácií. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

REPČOK, I. 1975: Fission track metóda, aplikácie na mladé procesy a formácie. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

REPČOK, I. 1971: Stopy po delení uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príkladé vulkanických skiel. Západné Karpaty, Sér. min. petrogr. lož. geoch. 3, 175—196, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SLÁVIK, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. Geol. Práce, Správy 44, 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199—214.
SLÁVIK, J. 1974: Vulkanizmus, taktonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozície tejto oblasti v Neoeurope. Manuskript, Geofond, Bratislava.
SLÁVIK, J.—BAGDASARJAN, G. P.—KALIČIAK, M.—TÖZSÉR, J.—ORLICKÝ, O.—VASS, D. 1976: Radiometričeskie vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskych gor. Mineralia slovaca 8, 4, Bratislava-Spišská Nová Ves, 319—339.
SLÁVIK, J.—ČVERČKO, J.—RUDINEC, R. 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. Geol. Práce, Správy 44, 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—239.
SLÁVIK, J. 1972: Pochované vulkanické pohorie na juhu východného Slovenska. Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45—46.
SLÁVIK, J.—TÖZSÉR, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpathica, 24, 1, Bratislava, 23—52.
TÖZSÉR, J.—RUDINEC, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia slovaca 7,3, Bratislava, 81—104.
TSONJ, O. V.—SLÁVIK, J. 1971: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—216.
VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P.—KONEČNÝ, V. 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—97.
VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P.—KONEČNÁ, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl. 101/2—3, Budapest, 321—327.
VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P. (in press): A radiometric timescale for Neogene in the Paratethys region. Prednáška Medzinárod. sympoz. o geochronologickej škále sveta, Sydney, 1976.

D. Vass—J. Tözsér—G. P. Bagdasarjan—M. Kaličiak—O. Orlický—D. Ďurica

Chronology of volcanic events in Eastern Slovakia on the grounds of isotopical-paleomagnetical researches

Summary

Summarized are all the existing results of isotopical research of the Neogene volcanic rocks in Eastern Slovakia (58 datings) 4 isotopical ages concern buried volcanic rocks around Trebišov. The value vary between 14 and 15.9 m.y. (Middle to Upper Badenien) but the Lower Sarmatian stratovolcanoes buried have not been dated. 13 isotopical ages concern volcanites on the horst Zemplín—Berehovo. They are ages between 10.6 and 15.3 m.y. Some repeated datings resulted in extremely different ages (namely the ages of rhyolite from Cejkov and xenolith in a rhyolite body in Cejkov differ by 3 m.y; cf. Table 1). Generally the rocks dated correspond to the Upper Badenian through Middle Sarmatian and/or Upper Sarmatian. Some of the rocks (rhyolites from the village Viničky, welded tuff from a bore hole near Komárovce) were directly or indirectly biostratigraphically dated.

Rhyolites associated with NW-SE faults at the northeastern margin of the basin are most likely Upper Badenian in ages (three of four isotopical ages are about 15—16 m.y. and only one of them is younger, Pannonian).

A large group of isotopical ages concern the Slánske vrchy mountains, predominantly their northern part (the Prešovské vrchy mountains). They are 23 in total. The Upper Badenian ages about 15 m.y. mostly concern rhyolites and/or their volcanoclastics which also biostratigraphically belong to the Upper

Badenian; then andesite from Zamutov that is not dated biostratigraphically. Rhyolite from Merník is aged to about the Sarmation/Badenian boundary. Some andesites and their tuffs from the southern part of the mountain range and diorite-porphyry from Fintice are Lower Sarmatian in age. Most rocks dated from the Prešov part of the mountain range are Middle Sarmatian i.e. about 12 m.y. according to isotopical dating. In two cases the Middle Sarmatian age is proved by biostratigraphical data on subjacent beds. Dacite of Dubník is Pannonian (10 m.y.) in age; andesite dykes of Dubník are youngest — 9.2 and 8 m.y. i.e. Middle Pannonian—Pontian.

Andesites from the Vihorlat and Popričný mountains were dated by 14 isotopical analyses. These mountains are the youngest volcanic structure in Eastern Slovakia. The Vinné complex and the Klokočov formation are Middle Sarmatian (about 11.5—11.9 m.y.). Problematic is the age of the Tarnava—Šutova complex (the ages vary between 10.5 and 11.95 m.y; the Lower Pannonian age seems more probable). Dacite-andesite of the Petrovce—Choňkovce complex from the village Husák is Lower Pannonian, and andesites of the complex Vihorlat—Popričný are Middle Pannonian.

All basical data about the isotopical ages mentioned (locality, rock and mineral dated, method applied, isotopical ages, some of them calculated by means of two different constants, authors of analyses, head of lab, position in biostratigraphic scale, quotation of publication which the respective age was published in, remarks on the polarity of remenent magnetism — if measured) are in table 1. Localities of rocks analyzed are in Fig. 2. Distribution of volcanic activity in time is plotted in graphical illustration — Fig. 1. Constants in calculation of isotopical age by the "fission track" method: $f = 6.85 \times 10^{-17}$ year^{-1}; $f = 582 \times 20^{-24}$ cm^2, $I = 7.26 \times 10^{-3}$. Ranging of isotopical ages into the stratigraphical scale of the Paratethys Neogene was based on radiometrical time scale of the Paratethys Neogene (Vass and Bagdasaryan, paper read in Sydney 1976).

The synthesis of isotopical research of neovolcanic rocks of Eastern Slovakia submitted is not an accomplished part of the research. On the contrary, the isotopical research will be continued and extended to the areas which have not been investigated so far in this respect (the southern part of the Slánske vrchy mountains a. o.). This paper is a summary of the data obtained so far, and the authors give the conclusion based on these data, namely that the main volcanic activity in East Slovakia proceeded in the Badenian and Sarmatian times, the andesite volcanism having culminated in the Sarmatian and terminated in the Pannonian.

Translated by D. Vass.

Geologické Práce, Správy 71, s. 89—92, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Ján Gašparik

Nové nálezy eggenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina)

2 tab. na kriede

Pri regionálnom geologickom mapovaní južnej časti Turčianskej kotliny v rokoch 1974—75 našiel som v blízkosti obce Rakša fáciu karbonatických zlepencov. Tieto sa tiahnu po pravej strane obce, vytvárajúc menšie bradielko, ďalej vystupujú v svahu poľnej cesty na úpätí Veľkej Fatry. Sú značne zahlinené. Ležia na triasových dolomitoch, prípadne na bazálnom paleogéne. Na mape 1 : 200 000 (1964) je v týchto miestach značený sarmat-panón, litologicky ako štrkové súvrstvie, miestami s tufitmi a tufitickými ílmi a pieskami. Na mape v mierke 1 : 500 000 (1967) sú uvedené ako sedimenty tortónu až sarmatu. V blízkosti tohto odkryvu vystupujú asi 1 km juhozápadne sladkovodné vápence bohaté na organické zvyšky. Zlepence a piesčité zlepence od Rakše a Turčianskeho Michala boli ako litologický komplex (J. Gašparik 1973) zaradené na bázu výplne Turčianskej kotliny.

Zlepence sú svetlosivé, majú oligomiktný karbonatický charakter, sú drobnozrnné, prevažná väčšina valúnov dosahuje veľkosť do 4 mm, ojedinele sa nájdu zrná v priemere 3 cm. Patria hlavne k dolomitom rôznych štruktúr, od kalovej až po strednozrnnú. Zriedkavejšie sú prítomné vápence (triasové) a len ojedinele dolomitické vápence. Niektoré valúny dolomitu sú dedolomitizované. Tmel zlepenca tvorí strednozrnný až hrubozrnný kalcit, zrnká majú izometrický tvar. Porozita je slabá, sekundárna. Pôvodné póry medzi valúnmi sa nevyplňovali podľa drúzového pravidla, teda veľkosť zŕn smerom do ich stredu nevzrastá. Tento typ tmelu vznikol po vynorení sedimentu vo freatickom prostredí — v zóne súvislej hladiny spodnej vody. Zlepence sú bez klastického kremeňa, len v jednom úlomku gutensteinského vápenca bol zistený autigénny kremeň.

V zlepencoch sa našli aj organické zvyšky. Vo výbrusoch sa zistili úlomky lastúrnikov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky — ide o kalcitové a nie o aragonitové schránky. Na jednom priereze schránky lastúrnika bolo možné pozorovať silicifikáciu. Potvrdzuje ju aj autigénny xenomorfný kremeň stanovený v úlomku lastúrnika. Ďalej sa našli úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifér (identifikovaný rod *Textularia*), prierez riasy, pravdepodobne príbuznej skupine Codiacae.

RNDr. J. Gašparik, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

Popisované zlepence upútali moju pozornosť ešte v roku 1961 — v Turčianskych Tepliciach oproti budove Poštového úradu pri výkope základov pre nové domy sa mi v nich podarilo nájsť ojedinelý úlomok lastúrnika (*Pecten* sp.). Zlepence podobného typu najbližšie k Turčianskej kotline popísala M. Váňová (1959) pri Klačne v severnej časti Hornonitrianskej kotliny. Biofaciálnu analýzu „spodnoburdigalských" usadenín od Veľkej a Malej Čausy urobil J. Seneš (1959), ktorý zhodnotil faunu na báze transgresívneho cyklu v piesčitých íloch a slieňoch brakického pôvodu. Doterajšie nálezy spodnomiocénnych fáun v oblasti Západných Karpát opísali F. Steininger—J. Seneš et al. 1971.

Pri neskorších výskumoch som pri obci Rakša v týchto zlepencoch našiel bohatšiu makrofaunu, na základe ktorej bolo možno súvrstvie stratigraficky začleniť. Bol identifikovaný druh *Pecten hornensis* Deperet et Roman 1902 týchto rozmerov: dĺžka 50 mm, šírka 46 mm. Tento druh opísala A. Ondrejíčková (1972) z lokality Lipovany, ďalej P. Čtyroký (1959) z lokality Podkyľava a Vaďovce. Na lokalite Rakša v Turčianskej kotline je ďalší výskyt tohto druhu.

Ďalším stanoveným druhom je *Chlamys (Gigantopecten) palmata* (Lamarck 1819), významná forma paratetýdy, známa z eggenburgu Slovenska, Maďarska i Rakúska. V Západných Karpatoch tento druh opísala A. Ondrejíčková (1972 a, b) z lokality Lipovany a Rapovce. Na lokalite Rakša zistené formy nie sú úplne zachované, vonkajšia štruktúra schránok je značne sekundárne zastretá.

Jedince rodu Ostrea boli značne rozlámané a preto neboli bližšie určené.

Zistená fauna charakterizuje eggenburg paratetýdnej oblasti a na jej základe bolo stratigraficky začlenené i súvrstvie zlepencov pri obci Rakša. Nález má predovšetkým z hľadiska paleogeografického značný význam. Potvrdilo sa ním rozšírenie spodnomiocénneho mora, zasahujúce do severnejších častí Slovenska — ďalej, než sa predpokladalo doteraz.

Literatúra

ČTYROKÝ, P. 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geologické práce — zošit 51.

GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geologické práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A. 1972a: Eggenburgian Mollusc of Southern Slovakia. Zborník geol. vied, Západné Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, zväzok 16, Bratislava.

ONDREJÍČKOVÁ, A. 1972b: Contribution à l'étude de la variabilité de Chlamys (G.) palmata Lamarck. Geol. práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SENEŠ, J. 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín horného Ponitria. Geologické práce — Zošit 53, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.

STEININGER, F.—SENEŠ, J. et al. 1971: M_1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostratotypen. Bd. II., Vyd. SAV, Bratislava.

VAŇOVÁ, M. 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. Geologické Práce, Správy 54, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ján Gašparik

Neue Funde des Eggenburgiens in den Westkarpaten (Turiec-Becken)

Zusammenfassung

Bei der regionalen geologischen Kartierung des südlichen Teiles des Turiec-Beckens habe ich in den Jahren 1974—75 in der Nähe der Gemeinde Rakša eine Fazies karbonatischer Konglomerate gefunden. Diese ziehen sich rechts von der Gemeinde, eine kleinere Klippe bildend, weiter kommen sie im Hang eines Feldweges am Fusse der Grosen Fatra vor. Sie sind ziemlich verlehmt. Sie liegen auf den triassischen Dolomiten, bzw. auf basalem Paläogen. Auf der Karte 1 : 200 000 (1964) ist an diesen Stellen Sarmatien—Pannonien vermerkt: lithologisch handelt es sich um eine Schotterschichtfolge, stellenweise mit Tuffiten und tuffitischen Tonen und Sand. Auf der Karte im Massstabe 1 : 500 000 (1967) sind sie als Sedimente des Tortoniens bis Sarmatiens vermerkt. In der Nähe dieses Aufschlusses treten etwa 1 km südwestlich die an organische Reste reichen Süsswasserkalke auf. Konglomerate und sandige Konglomerate von den Gemeinden Rakša und Turčiansky Michal wurden als ein lithologischer Komplex auf die basis der Füllung des Turiec-Beckens eingereiht (J. Gašparik 1973).

Die Konglomerate sind hellgrau, sie haben einen oligomikten karbonatischen Charakter, sind feinkörnig, die meisten Gerölle erreichen die Grösse bis 4 mm, einzeln findet man Körner vom Durchschnitt bis 3 cm. Sie gehören meistens zu den Dolomiten verschiedener Strukturen, von einer schlämmigen bis zu einer mittelkörniger Struktur. Seltener sind Kalke (triassiche), und nur einzeln dolomitische Kalke, anwesend. Einige Gerölle des Dolomits sind dedolomitisiert. Das Bindemittel des Konglomerats bildet eine isometrische Form. Die Porosität ist schwach, sekundär. Die ursprünglichen Poren zwischen den Geröllen waren nicht nach der Drusenregel ausgefüllt, die Körngrösse wird also in Richtung zu deren Mitte nicht grösser. Dieser Bindemitteltypus entstand nach dem Auftauchen des Sediments in einer freatischen Umgebung — in der Zone eines kontinuierlichen Grundwasserspiegels. Die Konglomerate sind ohne klastischen Quartz, nur in einem Bruchstück des Gutensteinkalkes wurde autigener Quartz fetsgestellt.

In den Konglomeraten wurden auch organische Reste gefunden. In den Dünnschliffen wurden Bruchstücke von Muscheln mit erhaltener ursprünglicher Struktur gefunden — es handelt sich um Kalzit — und nicht um Aragonitschalen. Auf dem Querschnitt einer Muschelschale konnte Silizifierung beobachtet werden. Sie wurden auch vom autigenen xenomorphen Quartz bestätigt, der in einem Bruchstück einer Muschel bestimmt wurde. Weiter wurden Bruchstücke von Bryozoen, einige Exemplare von Foraminiferen (die identifizierte Gattung *Textularia*), ein Algen-Querschnitt, wahrscheinlich der Gruppe *Codiacae* nahestehend, gefunden.

Die beschriebenen Konglomerate zogen meine Aufmerksamkeit bereits im Jahre 1961 an. In Turčianske Teplice, gegenüber dem Postamte, gelang es mir beim Graben des Fundamentes für neue Häuser, ein vereinzeltes Bruchstück einer Muschel (*Pecten* sp.) zu finden. Konglomerate vom ähnlichen Typus am nächsten zum Turiec-Becken wurden bei Klačno im nördlichen Teil des Ober-Nitra-Beckens von M. Váňová (1959) beschrieben. Eine biofaciale Analyse der Ablagerungen des unteren Burdigals von Veľká und Malá Čausa verfasste J. Seneš (1959), der die Fauna an der Basis des transgressiven Zyclus in sandigen Tonen und Mergeln brakischer Herkunft aufwertete. Bisherige Funde von untermiozäner Fauna in Gebiete der Westkarpaten wurden von F. Steininger—J. Seneš et al. 1971 beschrieben.

Bei späteren Forschungen fand ich bei der Gemeinde Rakša in diesen Konglomeraten eine reichere Makrofauna, die mir ermöglichte die Schichtfolge stratigraphisch einzuordnen. Die Art *Pecten hornensis* Deperet et Roman 1902 wurde identifiziert, sie hat folgende Masse: Länge 50 mm, Breite 46 mm. Diese Art wurde von A. Ondrejičková (1972) von der Lokalität Lipovany beschrieben, weiter von P.

Čtyroký (1959) von den Lokalitäten Podkyľava und Vaďovce. An der Lokalität Rakša im Turiec-Bekken gibt es ein weiteres Vorkommen dieser Art.

Eine weitere bestimmte Art ist *Chlamys (Gigantopecten) palmata* (Lamarck 1819), eine bedeutende Form der Parathetys, bekannt aus dem Eggenburgien der Slowakei, Ungarns und Österreichs. In den Westkarpaten wurde diese Art von A. Ondrejičková (1972 a, b) von den Lokalitäten Lipovany und Rapovce beschrieben. Die an der Lokalität Rakša festgestellte Formen sind nicht völlig erhalten, die äusserliche Struktur der Schale ist beträchtlich sekundär verhüllt.

Vertreter der Gattung Ostrea waren ziemlich beschädigt und darum nicht näher bestimmbar.

Die festgestellte fauna charakterisiert das Eggenburgien des parathetyschen Raumes und auf Grund derer wurde auch die Schichtfolge der Konglomerate bei der Gemeinde Rakša stratigraphisch eingegliegert. Vor Allem hat dieser Fund eine beträchtliche Bedeutung vom paläographischen Standpunkte aus gesehen. Er hat die Ausbreitung des untermiozänen Meeres bestätigt, welches in die nördlicheren Teile der Slowakei vorgedrungen war — weiter als vorausgesetzt wurde.

Erläuterungen zu den Tafeln

Tab. I.
Abb. 1. *Chlamys* sp.,; Rakša; Abb. 2. *Chlamys* sp., Detail — ein erhaltener Unterteil der Schale; Rakša.

Tab. II.
Abb. 1. *Chlamys* sp.,; Rakša 2×. Abb. 2. *Pecten* sp.,; Rakša 2×. Abb. 3. *Pecten hornensis* Deperet et Roman 1902; Rakša 1×.

Übersetzt von S. Smolíková.

Vysvetlivky k tabuľkám

Tab. I.
Obr. 1. *Chlamys* sp.,; Rakša. Obr. 2. *Chlamys* sp. detail — zachovaná spodná časť schránky; Rakša.

Tab. II.
Obr. 1. *Chlamys* sp., Rakša 2×. Obr. 2. *Pecten* sp. Rakša 2×.
Obr. 3. *Pecten hornensis* Deperet et Roman 1902; Rakša 1×.

Geologické Práce, Správy 71, s. 93—110, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Ivan Krystek—Ondrej Samuel

Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim)

6 obr. v texte 2 tab. na kriede

Abstrakt. In dieser Arbeit wird die stratigrafische und die tektonisch-paläogeographische Position der Kalksteine und der Kalkbreccien nördlich von Brno (Kuřim) beschrieben. Die Kalksteine enthalten eine Hedbergellen-Mikroassoziation der Foraminiferen vom apt-spätalbischem Alter, wodurch sich die bisherigen Anschauungen (über den Zeitpunkt der Denudation) über die Paläogeographie des östlichen (resp. des südöstlichen) Teiles der Böhmischen Masse ändern.

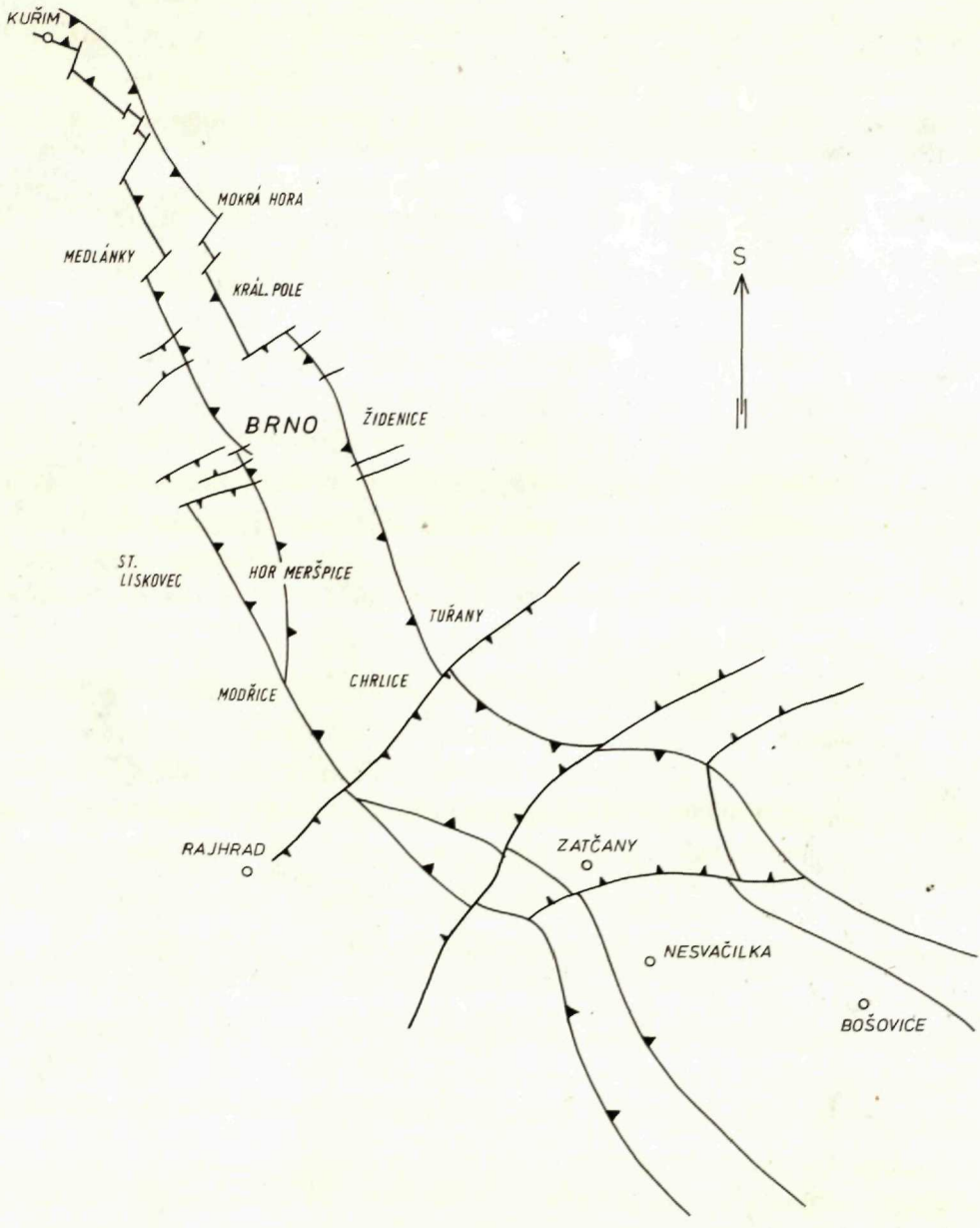
Úvod

V predloženej práci autori opisujú stratigrafickú, tektonickú a paleogeografickú pozíciu vápencov a vápencových brekcií, ktoré sa vyskytujú ako výplne puklín v horninách brnenského masívu na strmom svahu Kuřimskej hory v Kuřime. Odkryvy s výskytom vápencov sa nachádzajú v malých lomoch, z ktorých sa príležitostne ťažili rôzne typy hornín brnenského masívu. Vápence v puklinách brnenského masívu sú 10 až 20 cm hrubé. V silnejšie tektonicky porušených častiach nachádzame až 1 m hrubé polohy. Miestami vzbudzuje pozícia vápencov dojem izolovaných útržkov uprostred podložných masívnych hornín. Výplne a sedimentárne brekcie zasahujú do hĺbky 8—10 m, pričom nie je možné z doterajších odkryvov určiť ich presnú hĺbku. Hoci sa vápence zachovali len v reliktoch, majú vzhľadom na svoju geografickú pozíciu veľký význam pri riešení paleogeografických pomerov.

Tektonická pozícia

Tektonickú pozíciu študovaných kriedových sedimentov v Kuřime najlepšie vidno z priloženého náčrtu. Výskyt leží na okraji úzkeho tektonického prelomu, ktorý môžeme považovať za priame pokračovanie tzv. nesvačilskej priekopy, zasahujúcej sem cez Brno z oblasti karpatskej predhlbne.

RNDr. doc. I. Krystek, CSc., Katedra geológie a paleontológie PF UJEP Kotlářska 2, 600 00 Brno.
RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.



Obr. 1. Schéma priebehu nesvačilskej priekopy. Zostavil I. Krystek 1977 s použitím podkladov H. Thonovej z roku 1971.

Existencia depresie vyplnenej autochtónnym paleogénom sa zistila už v roku 1932—33 vrtom H-2 a opäť v roku 1942 vrtom Brno 1. Potvrdili ju i výsledky refrakčného seizmického a gravimetrického prieskumu v roku 1942 (Gesellschaft für praktische Lagerstädtenforschung, Berlin). Neskoršie sa tu realizovalo niekoľko ďalších vrtov, z ktorých tri dosiahli podložie terciéru.

Nový geofyzikálny prieskum tiažový, geoelektrický a seizmický priniesol rad podkladov pre podrobnejšiu geologickú interpretáciu. Po realizácii vrtu Nesvačilka-1 (1954—1955) interpretuje V. Homola et al. (1961) nesvačilskú priekopu ako priekopovú prepadlinu obmedzenú na oboch stranách poklesovým zlomom; súdi, že vznikla medzi vrchným eocénom a spodným oligocénom. M. Dlabač (1962) a M. Dlabač—M. Mořkovský (1963) predpokladajú tektonické obmedzenie len na juhozápadnom okraji s výškou skoku asi 500 m. M. Dlabač—E. Menčík (1964) usudzujú z refrakčne seizmických profilov meraných naprieč priekopou, že svahy boli predisponované zlomy, avšak už pred transgresiou autochtónneho paleogénu. Počas jeho sedimentácie vznikli súčasné erozívne tvary svahov, ktoré v miestach devónskych a spodnokarbónskych vápencov nadobúdajú charakter kaňonov. Z. Adam et al. (1969) predpokladá dve čiastočne odlišné varianty: Nesvačilská priekopa pôvodne predstavuje kaňon založený v priekopovej prepadline, v ktorej boli až na nepatrné zvyšky oddenudované paleozoické a mezozoické horniny; druhá verzia predpokladá zachovanie hrubého paleozoika v podloží autochtónneho paleogénu. Vo vnútri priekopy predpokladajú autori klesnutie predstavujúce zvyšky chrbta, na ktorom kedysi vyznievali jurské vrstvy, zatiaľ čo paleozoické sedimenty vyznievali na nikolčicko-kurdejovskom chrbte na juhozápadnom ohraničení priekopy.

Tieto úvahy už veľmi úzko súvisia s predstavou o výplni nesvačilskej priekopy, zatiaľ len nedostatočne objasnenej vrtmi.

Vo väčšine vrtov bol vo vnútri priekopy dosiahnutý karpat, starší miocén a autochtónny paleogén (cf. Ne-1, cf. Ne-2, cf. Ne-3, cf. Ne-4, Arta-H2, Ne-2, Těšany-1). Len vrt Brno-1 prenikol do vápencov dnes interpretovaných ako spodný karbón (hĺbka 658,2 m; M. Dlabač—E. Menčík 1964), práve tak ako vrt Žatčany-1, kde boli spodnokarbónske vápence dosiahnuté v hĺbke 233,5 m (M. Dlabač—E. Menčík 1964). Paleozoické podložia terciéru zasiahol aj vrt Ne-3 a Těšany-1, ktoré zastihli pod sedimentmi autochtónneho paleogénu sedimenty spodného karbónu a devónu. Podložie paleozoika-kryštalinika navŕtal vrt Těšany-1 (podľa ústneho oznámenia H. Thonovej).

Z uvedeného vidno, že až doteraz neboli v nesvačilskej priekope navŕtané horniny mezozoika.

Spodná a stredná krieda na Morave a priľahlej časti Rakúska

V oblasti českého masívu neboli spodnokriedové sedimenty doteraz nikde spoľahlivo dokázané. Podľa J. Kleina a J. Soukopa (1964, str. 278—279), resp. V. Müllera (in M. Malkovský et al. 1974) bolo ojedinele na báze profilov s najväčšími hrúbkami sladkovodného spodného cenomanu zistené ílovité súvrstvie, ktoré sa postupne vyvíja z fosílne kaolinizovaného zvetralého podložia. Uvedení autori nevylučujú, že práve tieto sedimenty sú staršie ako cenoman (alb). Morský typ sedimentov sa začal usadzovať až vo vrchnom, resp. najvyššom strednom cenomane. Po litofaciálnej stránke prevládajú na báze morského sedimentačného cyklu piesčité sedimenty, kým vložky ílovitých hornín sú zastúpené len ojedinele. Morská sedimentácia v predmetnej oblasti pokračovala s určitými lokálnymi diskordanciami počas celého turónu až spodného santónu.

Pozoruhodné údaje v súvise s kriedou českého masívu uvádza J. Kapounek—A. Kröll—A. Papp—K. Turňowsky (1967), ktorí z vrtov severovýchodnej časti Rakúska opisujú z nadložia kryštalinického paleozoického „soklu" juru a spodnú kriedu (hauteriv). Z litofaciálneho hľadiska sú spodnokriedové sedimenty reprezentované prevažne vápencami, slieňovcami, ílovcovými bridlicami a vo vrte Wildendürnbach-4, Staatz-2, Staatz-3 a Ameis-1 i polohami dolomitov. Podľa vyššie spomínaných autorov sú uvedené spodnokriedové (hauteriv) sedimenty veľmi chudobné na fosílne organizmy a medzi identifikovanými foraminiferami sa nenachádza ani jedna vedúca forma, na základe ktorej by sa dali opísané spodnokriedové sedimenty jednoznačne pričleniť k hauterivu. Bez ohľadu na túto skutočnosť, majú celkove uvádzané fosílne organizmy nesporne spodnokriedový charakter.

V oblasti Karpát sú sedimenty barrémsko-albského veku známe prakticky zo všetkých flyšových jednotiek; reprezentujú ich veľmi rozdielne litofaciálne vývoje.

V račanskej jednotke magurského flyšu sú to sedimenty tektonických útržkov z Kurovíc a Cetechovíc a sedimenty zistené pri prešmyku salašského antiklinálneho pásma jv. od Starej Huti a jv. od Koryčian.

U Kurovíc sú to zelenošedé bridličnaté vápnité ílovce vo vrchnej časti s vložkami jemnozrnných pieskovcov (2—10 cm). Stratigraficky zodpovedajú valanžinu až albu (E. Benešová—E. Hanzlíková—A. Matějka 1962). Zloženie mikrofauny je podobné ako v rovnako starých vrstvách bašského vývoja sliezskej jednotky.

V tektonickom útržku u Cetechovíc boli zistené jednak svetlošedé a hnedošedé, sčasti slienité vápence, zaradené do spodného valanžinu (F. Chmelík 1957), jednak svetlošedé vápnité ílovce s mikrofaunou barrému až aptu (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 a, b).

V starej Huti a Koryčanoch ide o okrovo šedohnedé, žltošedé a bielošedé vápnité ílovce a šedé vápnité ílovce s lavicami svetlošedého, tmavoškvrnitého vápnitého ílovca s mikrofaunou aptu (E. Menčík—V. Pesl—M. Pličká 1955a).

Na báze bielokarpatskej jednotky v širšom okolí Hluku vystupujú tzv. hlucké vrstvy, asi 120 m hrubé (A. Matějka in T. Buday et al. 1963). Sú to tmavošedé až čierne ílovce, sčasti vápnité, miestami piesčité. Vo vrchnej časti sú hojné vložky šedozelených a modrozelených ílovcov. Ojedinele sa tu vyskytujú lavice belastých slienitých vápencov a laminovaných pieskovcov s glaukonitom. V najvyššej polohe prevládajú šedé až bledošedé slienité vápence, vzácne s rohovcami. Hlucké vrstvy sú zaraďované k barrému až albu. Obsahujú kremitú foraminiferovú mikrofaunu a pyritizované rádiolárie (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 b). Alb vo vývoji pestrých vrstiev s pikritmi zastihol vrt H-6 u Gbiel v hĺbke 1332,6—1484,15 m (E. Benešová 1957). Tento litologický vývoj sa porovnáva s „Buntmergelserie" albu bradlového pásma Viedenského lesa (A. Matějka in T. Buday et al. 1963). Mikrofaunisticky je totožný s vyššími členmi hluckých vrstiev (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 b).

Bohaté zastúpenie má spodná—stredná krieda v sliezskej jednotke, a to ako vo vývoji godulskom, tak i v bašskom. V obidvoch vývojoch zastupuje valanžin až apt těšínsko-hradištského súvrstvia. Sú tu však veľké faciálne rozdiely. V godulskom vývoji sliezskej jednotky ide o súvrstvie s prevládajúcimi tmavošedými a čiernošedými vápnitými ílovcami, často s pelosideritmi a lavičkami jemnozrnných drobových alebo kremenných pieskovcov niekoľko decimetrov hrubých (tzv. těšínsky typ). Pieskovce majú niekedy organogénnu prímes a prechádzajú až do jemnozrnných vápencov. V súvrství sa ďalej vyskytujú niekoľko centimetrov až metrov hrubé polohy masívneho strednozrnného až hrubozrnného pieskovca až zlepenca, svetlošedého, vápnitého (hradištský typ), ojedinele i polymiktné, tilloidné zlepence. Tam, kde sú hrubšie polohy pieskovcov a zlepencov hradištského typu, oddeľuje sa staršia časť súvrstvia — vrchné tešínske vrstvy, od mladšej časti — hradištské vrstvy (A. Matějka—Z. Roth 1954, E. Menčík—V. Pesl—M. Plička 1955 b). V takto odlišovaných vrchných tešínskych vrstvách sa miestami objavujú až 1 m hrubé šošovkovité polohy detritických vápencov až 5 m hrúbky (E. Menčík in Z. Roth et al. 1962). Maximálna hrúbka tešínsko-hradištského súvrstvia sa odhaduje na max. 1100 m (Z. Roth et al. 1962). Tešínsko-hradištské súvrstvie obsahuje najmä v najmladších polohách bohatú amonitovú faunu, ktorá má mediteránny ráz. Vyskytujú sa tu o brachiopódy, plže, mlže, ojedinelé koraly, belemnity, aptychy, nautiloidy, zvyšky rýb a v najmladšej časti i zvyšky rastlín (Z. Roth et al. 1962). Mikrofauna těšínskeho súvrstvia sa skladá z radiolárií a foraminifér. V bazálnych polohách tvoria vápnité foraminifery až 80%, do nadložia pribúda piesčitých a kremitých foraminifér, takže vyššie polohy majú už výlučne aglutinovaný bentos (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 b).

V godulskom vývoji sliezskej jednotky pokračovala sedimentácia vo vyššej časti aptu tzv. veřovickými vrstvami. Sú to prevažne čierne ílovce so vzácnymi lavičkami pieskovcov a pelosideritov. Mikrofauna týchto vrstiev sa podľa E. Hanzlíkovej (in T. Buday et al. 1967) zhoduje rodove s mikrofaunou najvyšších hradištských

vrstiev. Hrúbka veřovických vrstiev činí maximálne 250 m (A. Matějka 1949).

Alb predstavujú v godulskom vývoji sliezskej jednotky lhotecké vrstvy. Tvoria ich zelenošedé až čiernošedé vápnité a nevápnité ílovce s polohami drobových a kremenných pieskovcov. Spodná časť je prevažne ílovcová, vo vrchnej sú pieskovce hojnejšie a často silicifikované (A. Matějka—Z. Roth 1949). Z lhoteckých vrstiev sú známe nálezy amonitov, inoceramov a ježoviek. Tiež obsahujú hojne ihlice húb a kremitých foraminifér, ktoré sú porovnávané s foraminiferovou mikrofaunou vyššej časti strednej kriedy u Hluku a s faunou stredného Považia (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 b, E. Hanzlíková 1963, 1965). Laterálnym prechodom sú spojené lhotecké vrstvy s vrstvami bašskými (v širšom okolí Staříče; T. Buday et al. 1967).

V bašskom vývoji sliezskej jednotky zastupuje tešínsko-hradištské súvrstvie v normálnom vývoji predovšetkým valanžin; mladšia časť býva vyvinutá v tzv. chlebovickej fácii. Chlebovická fácia tešínsko-hradištského súvrstvia zastupuje stratigraficky pravdepodobne úsek od valanžinu do aptu (možno až do albu). Litologicky ju tvoria oligomiktné a polymiktné zlepence chlebovického typu, ďalej modrošedé laminované pieskovce až piesčité vápence v polohách 3—50 cm, s ktorými sa striedajú šedé vápnité ílovce, ktorých polohy sú do 150 cm hrubé. Hrúbka chlebovickej fácie je rádove v desiatkach metrov. Mikropaleontologicky obsahuje táto fácia prvky príbuzné bašským vrstvám (T. Buday et al. 1967).

Nadložné bašské vrstvy zastupujú úsek od vyššej časti stredného albu po spodný cenoman (T. Buday et al. 1967). Litologicky sú bašské vrstvy tvorené svetlošedými, hnedošedými a modrošedými kremitovápnitými alebo drobovými pieskovcami v polohách 1,50 cm—3 m hrubých, prechádzajúcich vo vyšších častiach súvrstvia do piesčitých, organodetritických a polydetritických vápencov. Vápence obsahujú úlomky mechoviek, ihlice húb, články echinodermií, úlomky schránok mlžov, foraminifery a i. Pieskovce a vápence oddeľujú polohy svetlošedých, zelenošedých a šedých vápnitých ílovcov (Z. Roth et al. 1962). Mikrofaunisticky zodpovedajú bašské vrstvy zóne *Hedbergella globigerinellinoides* a zóne s rotalipórami (E. Hanzlíková—Z. Roth 1963 b). Celková hrúbka sa odhaduje na 500 m.

V ždánicko-podsliezskej jednotke neboli zatiaľ opísané strednokriedové sedimenty na primárnom nálezisku. Tieto sa na druhotnom nálezisku nachádzajú v zlepencoch ždánicko-hustopečských vrstiev na vrchu Babylon u Stražovíc a Větěrova. Ide o úlomky a valúny pieskovcov s rohovcovými prúžkami a s úlomkami vápencovej brekcie až kalkarenitov tvorených úlomkami titónskych vápencov a fylitov. Brekcie obsahujú drobné globigeríny, ostrakódy, radiolárie, ihlice húb a pod.; pieskovce obsahujú globigerinovú a bifarínovú mikrofaunu. Úlomky týchto hornín sú porovnávané podľa litologického charakteru s horninami bašských vrstiev. Podľa nálezu aptského amonitu a spoločenstva foraminifér je v nich zastúpený najvyšší apt a celý alb (Z. Roth—E. Hanzlíková 1965, T. Buday et al. 1967).

Napokon je spodná až stredná krieda opísaná tiež z definovanej zdouneckej

jednotky (F. Chmelík 1971), predovšetkým z oblasti zdouneckého bradla. Berias až hauteriv (možno až barrém) tu zastupujú kremito-vápnité, jemne až strednozrnné pieskovce, drobnozrnné vápnité zlepence a ďalej v ich nadloží bledošedé vápnité ílovce a lavice jemnozrnného pieskovca. Apt a alb tu reprezentuje od podložia do nadložia najprv 10—12 m hrubá poloha bledošedých až modrošedých slieňovcov až slienitých vápencov s rekryštalizovanými organickými zvyškami (hlavne ihlice húb), ktorá prechádza do nadložia zelenkastých, vzácne červeno šmuhovaných vápnitých ílovcov. Ílovce obsahujú modrošedé, silno vápnité, sčasti organodetritické pieskovce až piesčité vápence s doskovitou odlučnosťou. Organodetritické pieskovce a piesčité vápence obsahujú v organodetritickej zložke hlavne rekryštalizované schránky foraminifér a zvyšky rias. Množstvo organodetritického materiálu silne kolíše. Asociáciu foraminifér možno porovnať s asociáciami aptu až albu bašsko-lhoteckého typu, resp. s najvyššou časťou hluckého albu (E. Hanzlíková in F. Chmelík 1971).

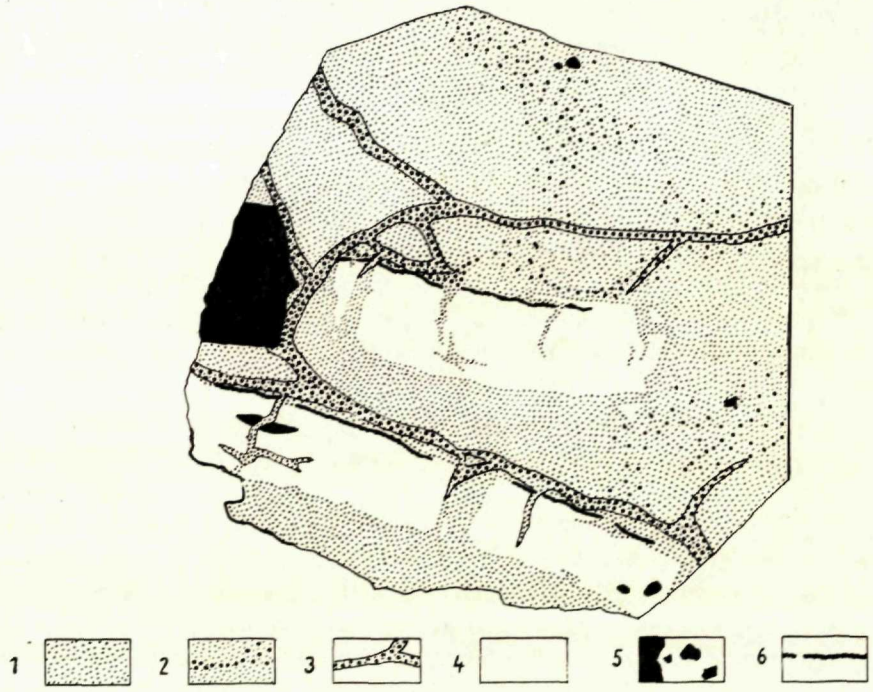
Z uvedeného prehľadu vyplýva, že v spodnej a strednej kriede magurskej, sliezskej a zdouneckej jednotky sa nachádzajú rôzne typy vápencov, zatiaľ čo v jednotke ždánicko-podsliezskej boli zistené druhotne. V žiadnom z uvedených súvrství nie je vápencový vývoj prevládajúci. Vápence tvoria iba vložky alebo lavice menlivej hrúbky v sedimentoch iného litologického typu. Mnohé tieto vápence sa od vápencov kurímskej sedimentárnej brekcie litologicky líšia (hrubé organodetritické vápence a piesčité vápence) iné, hoci sú si litologicky dosť blízke (predovšetkým z hluckých vrstiev) sa líšia rázom, alebo obsahom mikrofauny. Napriek všetkým týmto okolnostiam možno konštatovať, že vápencová sedimentácia v období spodnej a strednej kriedy nie je výnimočná, hoci nie je obecne rozšírená. Domnievame sa, že postupne bude možno spresňovať postavenie vápencov kuřímskej sedimentárnej brekcie, pokiaľ pôjde o užšie stratigrafické začlenenie z paleogeografického hľadiska.

Petrografický opis

Študované vápence tvoria základnú hmotu sedimentárnych brekcií vypĺňajúcich pukliny v horninách brnenského masívu. Vápence sú makroskopicky bielošedé s odtieňmi do žlta alebo do hneda, sú celistvé, len zriedka s makroskopicky viditeľnou aleuritovou alebo piesčitou prímesou. Obsahuje však hojné ostrohranné, výnimočne mierne zaoblené úlomky rôznych miestnych typov hornín brnenského masívu veľkosti väčšinou do 15 cm. Podľa ústneho oznámenia J. Schmidta, ktorý študoval výbrusy týchto hornín, ide zväčša o kremenné diority, diority, dioritové porfyrity, menej o aplity. Obsah karbonátov zistených komplexometrickou titračnou analýzou je 90,44%, z čoho pripadá 86,20% na $CaCO_3$ a 4,22% na $MgCO_3$.

Zo štúdia výbrusov vyplýva, že makroskopicky homogénny vápenec tvorí vápen-

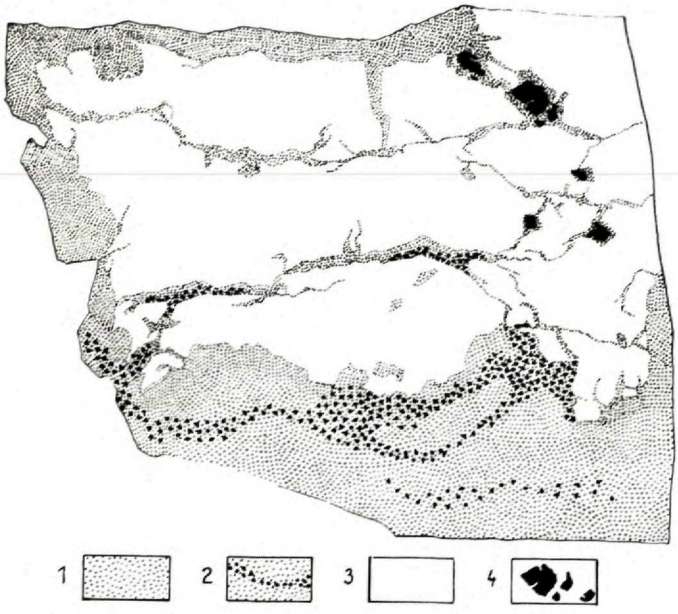
cová hmota najmenej troch generácií. Relatívne najstaršie sú pomerne čisté, jemne kryštalické vápence bez mikrofauny. Tvoria drobné, väčšinou ostrohranné úlomky veľkosti až vyše 5 mm vo vápencoch druhej generácie (intraklasty v zmysle R. L. Folka 1959). Vápenec je obyčajne mikrokryštalický a má takmer vždy väčší alebo menší obsah aleuritovej alebo piesčitej prímesi. Aleuritové alebo piesčité lamíny, alebo nesúvislé smuhy sú často poprehýbané, prípadne i navzájom kosé a pripomína-



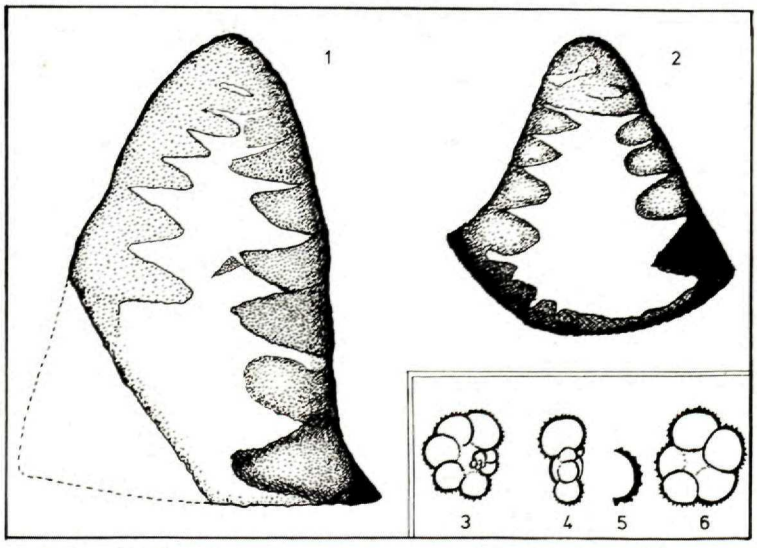
Obr. 2. 1 — kryptokryštalický, viacmenej piesčitý vápenec s foraminiferami; 2 — hrubšie piesčité šmuhy; 3 — výplne žiliek (III. generácia), piesčitý vápenec s foraminiferami; 4 — jemne kryštalický vápenec bez mikrofauny; 5 — úlomky hornín brnenského masívu; 6 — lemy tvorené veľkými kalcitovými zrnami.

jú nezreteľné a nepravidelné šikmé zvrstvenie. Obsah mikrofauny v tomto type, ktorý tvorí hlavnú hmotu vápencov a brekcií, je bežný. Väčšie nahromadenie sa vždy viaže na piesčitejšie partie. Niektoré lamíny sú tvorené z väčšej časti drťou schránok foraminifér. Tretia generácia tvorí obdobný typ vápenca vyplňujúceho jemné pukliny v obidvoch predchádzajúcich typoch (obr. 2—3). Tento vápenec je takmer vždy piesčitý a obsahuje obvykle úlomky, výnimočne i celé schránky foraminifér. Pozdĺž puklín, ktoré tento typ vápenca vyplňuje, nebol zistený v žiadnom prípade ani najmenší posun. Podľa klasifikácie R. L. Folka (1959), možno vápence kuřímskych sedimentárnych brekcií označiť ako mikritické až biomikritické s premenlivým množstvom bio-, intra- a litoklastickej prímesi.

Analýzy ťažkých minerálov z kuřímskych vápencov neboli úspešné. Ani z veľkého množstva materiálu sa nezískal dostatok ťažkých minerálov pre kvantitatívne

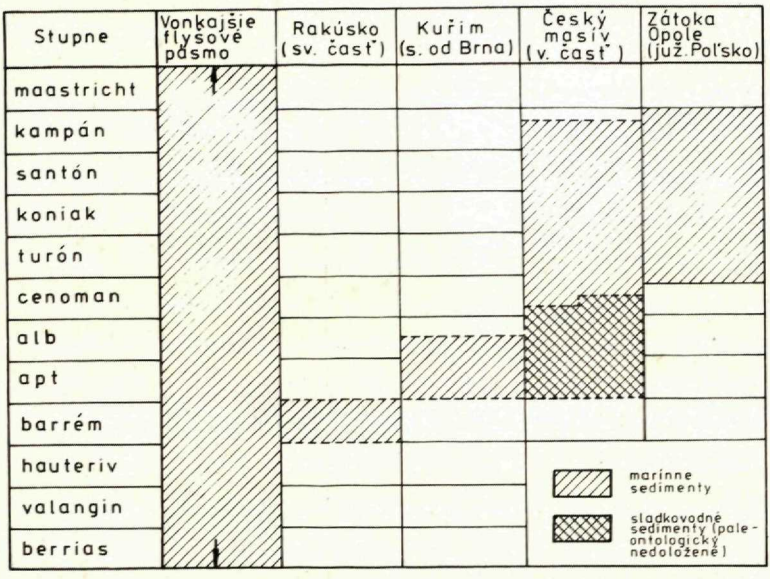


Obr. 3. 1 — kryptokryštalický vápenec, viac alebo menej piesčitý s foraminiferami; 2 — hrubšie piesčité šmuhy; 3 — jemne kryštalický vápenec bez foraminifér; 4 — úlomky hornín brnenského masívu.



Obr. 4. *Trocholina* sp. 1—2; reilustrácia podľa fotografických obrázkov z výbrusov Kuřim), 3—6 *Hedbergella* ex. gr. *trocoidea* (Gandolfi) — rekonštrukcia z fotografických podkladov zhotovených z výbrusov kuřimských vápencov.

hodnotenie (k separácii bol použitý zvyšok po rozpustení vápenca v kyseliny octovej). Asociácia je chudobná i druhove. Vyskytuje sa v nej len epidot, titanit a amfibol a ojedinele granáty, teda výhradne minerály pochádzajúce z hornín brnenského masívu. Je to nepriamy dôkaz toho, že mikrofauna vápencov je pôvodná a nie je preplavená z iných (starších) sedimentov.

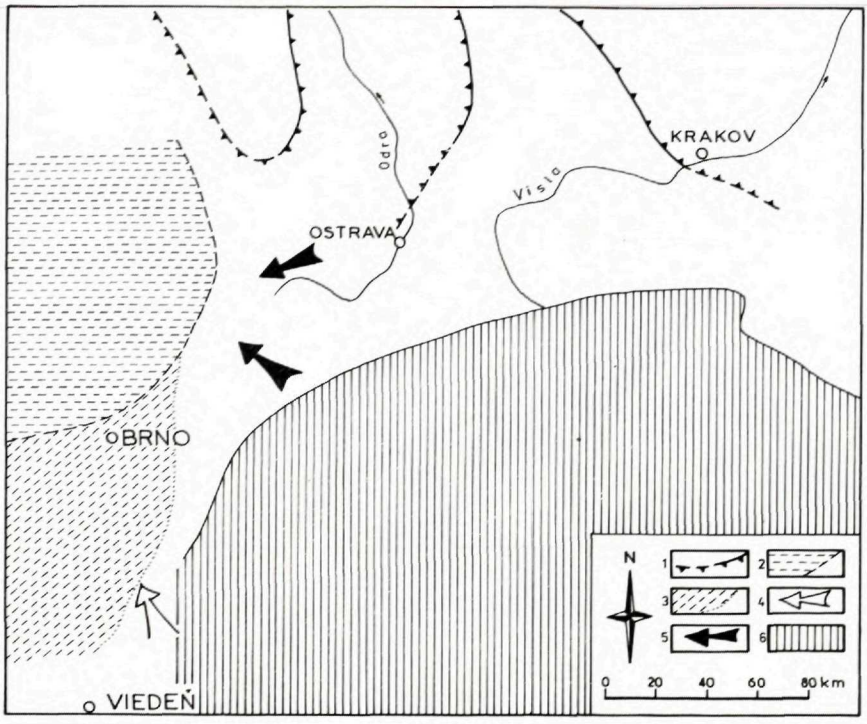


Obr. 5. Schematická stratigrafická tabuľka kriedy Moravy a priľahlej časti Rakúska a Poľska.

Mikrostratigrafická analýza

Obsah mikrofauny vo vápencoch je veľmi menlivý, v priemere pomerne malý. V niektorých výbrusoch pozorujeme, že zachované schránky mikrofosílií sú tiež čiastočne narušené fosilizáciou, pričom nemožno vylúčiť ani primárnu deštrukciu schránok v priebehu sedimentácie. Na základe niektorých dobre zachovaných jedincov môžeme konštatovať, že ide takmer výlučne o asociáciu planktonických foraminifér, reprezentovaných hlavne rodom *Hedbergella* Brönniman et Brown. V rámci tohto rodu boli odlíšené dva typy foriem, z ktorých prvý má malú mierne trochošpirálne stavanú schránku so štyrmi až piatimi komôrkami v poslednom závite, kým druhý typ má tiež malú a mierne trochošpirálnu stavbu schránky so 6—8 nepatrne sa zväčšujúcimi komôrkami v poslednom závite. Variabilita foriem u prvého typu sa pohybuje najviacej v medziach druhu *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Pre druhý typ je charakteristickým znakom posledná komôrka, ktorá je oproti predposlednej excentricky postavená smerom k dorzálnej strane. Takto stavanú schránku majú napr. druhy *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. semino-*

lensis (Harlton), *H. gaultina* (Morozova) i *Ticinella bejaouaensis* Sigal, *T. praeticinensis* Sigal, *T.* ex gr. *raynaudi* Sigal, resp. *T. roberti* (Gandolfi). Všetky uvedené druhy rodu *Ticinella* (najmä posledne menovaný) sa od foriem z Kuřima odlišujú väčším počtom komôrok a hlavne väčšími rozmermi schránok. Podľa počtu komôrok, ako aj podľa rozmerov druhy vyskytujúce sa na skúmanej lokalite majú najviac spoločných znakov s druhom *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi). Prvá skupina je v pomere ku druhej početnejšia.



Obr. 6. Schematická paleogeografická škica vých. časti českého masívu. 1 — hranice transgresie cenomanu; 2 — faciálna oblasť morského cenomanu v podloží so sladkovodnými sedimentmi albu až spodného cenomanu (paleontologicky nedoložený); 3 — predpokladaná faciálna oblasť spodnej kriedy (? barrém—spodný alb); 4 — predpokladaný smer spodnokriedovej transgresie (? barrém—apt); 5 — predpokladaný smer cenomanskej ingresie; 6 — karpatská geosynklinála.

Ak si bližšie všimneme časové rozpätie u foriem, ktoré javia najväčšiu afinitu so skúmanými exemplármi u Kuřimova, tak zistíme, že prvé objavenie u druhu *Hedbergella cretacea* (Glaessner) sa podľa najnovších literárnych údajov uvádza z barrému až albu. To je v súlade aj s biostratigrafickými výskumami zo Západných Karpát až na to, že J. Salaj et O. Samuel (1966) uvádzajú prvé objavenie tohto druhu už z vrchného hauterivu. Stratigrafický rozsah u druhu *Hedbergella gaultina* (Morozova) z Kaukazu i zo Západných Karpát sa uvádza v rozpätí barrému až albu, kým u druhu *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) v rozsahu aptu až albu.

Vychádzajúc z doterajších mikrobiostratigrafických výskumov zo Západných Karpát môžeme konštatovať, že v barrémskej populácii s prevahou druhu *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), resp. *H. gaultina* (Morozova) sa spravidla vyskytuje i druh *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi), resp. iné stratigraficky významné formy, napr. *Clavihedbergella subcretacea* Tappan; tento druh nepresahuje hranicu barrému, na rozdiel od druhov vo vrchnom albe reprezentovaných hlavne rodom *Ticinella*, resp. iné bežne sa vyskytujúce vrchnoalbské formy, napr. *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *Th. ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Planomalina (Pl.) buxtorfi* (Gandolfi) atď. Z doterajšieho pozorovania vyplýva, že ani v jednom prípade sa v početných výbrusoch nevyskytujú na jednej strane formy charakteristické pre barrém a na strane druhej indexové druhy typické pre vrchný alb. Preto sa prikláňame k názoru, že opisované sedimenty sa usadzovali najskôr v rozsahu apt—alb. Ich podrobnejšie určenie vzhľadom na zachovanie a celkový charakter asociácie nie je možné.

Vyššie uvedená mikrobiostratigrafická analýza a teda aj názor na stratigrafické postavenie sedimentov od Kuřima navodzuje otázku o primárnom, resp. sekundárnom charaktere asociácie foraminifér. Napriek spôsobu ich zachovania sa prikláňame k názoru, že nejde o resedimentovanú asociáciu. Ak pripustíme jej resedimentačný charakter, nevieme dostatočne logicky zdôvodniť jej pôvod; totiž podľa doterajších vedomostí o paleogeografii kriedy českého masívu morské sedimenty s pelagickým typom foraminifér staršie ako cenoman nie sú nikde vyvinuté. Ani keď sa prikloníme k názoru rakúskych geológov (Kapounek et al. 1967), že nimi zistené sedimenty patria českému „soklu" a sú spodnokriedové (hauteriv), nemôžeme prijať názor o resedimentácii, nakoľko sú veľmi chudobné na fosílne mikroorganizmy a vôbec neobsahujú planktonické foraminifery.

Teoreticky by prichádzali do úvahy ešte dve možnosti zdroja resedimentácie. Prvá by bola, že niekde na okraji českého „soklu" sa usadzovali sedimenty mladšie (hauteriv—alb) ako prvé objavenie planktonických foraminifér (vrchný hauteriv, resp. spodný barrém). Ak teoreticky pripustíme túto alternatívu, tak nevieme vysvetliť selektívny charakter asociácie, pretože sa skladá takmer výlučne z planktonických foraminifér s dosť obmedzeným časovým rozpätím. Podľa členenia J. Salaja a O. Samuela (1966) asociácia z Kuřimova má najviac spoločných znakov s karpatskou biozónou *Hedbergella roberti*, ktorú dávajú uvedení autori do vzťahu s aptom (gargas a clansay) až spodným albom. Pri druhej eventualite by sme museli hľadať zdroj redeponovanej mikrofauny vo flyšovom pásme karpatskej oblasti, ktorej pôvodný sedimentačný priestor sa nachádzal oveľa ďalej ako je tomu dnes; mikrofaunistický obsah týchto sedimentov má zásadne odlišný biofaciálny ráz. Z uvedených dôvodov sa prikláňame k názoru o autochtónnom charaktere mikrofauny.

Paleogeografický náčrt

Na základe doterajších poznatkov o rozšírení kriedy a vývoji českej kriedovej panvy sa všeobecne udržiava názor, že po regresii vrchnojurského epikontinentálneho mora došlo v období spodnej kriedy k intenzívnemu zvetrávaniu a k peneplenizácii jurských usadenín. V súvise s vrchnojurským sedimentačným cyklom treba poznamenať, že niektorí autori (M. Malkovský et al. 1974) pripúšťajú krátkodobé spojenie epikontinentálneho mora nemecko-poľskej panvy s alpsko-karpatským geosynklinálnym sedimentačným pásmom.

Z uvedeného vyplýva, že k vlastnej sedimentácii v období spodnej kriedy zrejme nikde nedošlo. V tomto období sa usadzovali iba kontinentálne sedimenty. Až regionálne poklesy českého masívu v období cenomanu umožnili ingresiu mora do českej kriedovej panvy, pričom sa smer transgresie, na rozdiel od starších prác, správne uvádza nie zo severu, ale z východu, resp. severovýchodu (porov. V. Klein—J. Soukup 1964) z oblasti karpatského geosynklinálneho sedimentačného pásma; to znamená opätovné prepojenie epikontinentálnej sedimentačnej oblasti s karpatským geosynklinálnym pásmom. Z výsledkov výskumov rakúskych geológov (J. Kapounek et al. 1967) z priľahlej časti južnej Moravy, ako aj z Kuřímova severne od Brna (I. Krystek 1972) vyplýva, že už v priebehu spodnej kriedy nastali diferencované pohyby spojené s dielčím regionálnym poklesom juhovýchodnej časti českého masívu a transgresiou mora. Tento pokles sa časove najviac zhoduje s austroalpínskou fázou (hauteriv—barrém) a priestorove s priebehom zlomov, ktoré determinovali blanský prielom a prielom nesvačilskej priekopy. Vychádzajúc z celkovej paleogeografickej schémy, predpokladáme smer transgresie z východnej, resp. juhovýchodnej časti alpsko-karpatskej geosynklinály. Po barrémsko-spodnoalbskom sedimentačnom cykle sa najpravdepodobnejšie v tejto oblasti prerušila sedimentácia v rozsahu vrchného albu až spodného cenomanu.

Do tlače odporučil K. Borza.

Literatúra

ADAM, Z.—DLABAČ, M.—CHMELÍK, F.—STRANÍK, Z. 1969: Geologická interpretace tří reflexně seismických profilů v jižní části ždánické jednotky. Čas. Mineral. Geol. 14,1, Praha, 69—76.

BENEŠOVÁ, E. 1957: O podloží neogénu na vrtbě H-6 ve Gbelích. Zpr. geol. Výzk. 1956, Praha, 15—16.

BENEŠOVÁ, E.—HANZLÍKOVÁ, E.—MATĚJKA, A. 1962: Příspěvek ke geologii kurovického bradla. Zpr. geol. Výzk. 1961, Praha, 185—186.

BUDAY, T. et al. 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-34-XIX, list Gottwaldov, Praha, 5—238.

BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. 2, Západní Karpaty, Praha, 7—651.

DLABAČ, M. 1962: Výzkum vzniku naftových ložisek oblasti vněkarpatského neogénu. Manuskript-archív, Geofond, Praha.

DLABAČ, M.—MENČÍK, E. 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpr. Čs. Akad. Věd, řad mat.-přír. Věd 74, 1, Praha, 1—60.

DLABAČ, M.—MOŘKOVSKÝ, M. 1963: Einige Bemerkungen zur Tektonik des Neogens der Dyje—Svratka Senke und der Senke von Vyškov. Geol. práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 133—144.

DVOŘÁK, J. 1968: Geologie paleozoika Drahanské vrchoviny a jeho pokračování v podloží terciéru Karpat. Manuskript, Geofond, Praha.

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 43, Tulsa, 1—38.

HANZLÍKOVÁ, E. 1963: Mikrostratigrafický výzkum lhoteckých vrstev. Zpr. geol. Výzk. 1962, Praha, 204—207.

HANZLÍKOVÁ, E. 1965: Stratigraphie der Kreide und Paläogens der Flysch-zone der Westkarpaten. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 16, 1, Bratislava, 33—64.

HANZLÍKOVÁ, E.—ROTH, Z. 1963 a: Lithofacies, biofacies and sedimentary conditions in the Cretaceous beds of the flysch zone in the Czechoslovak Carpathians. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 14, 1, Bratislava, 83—108.

HANZLÍKOVÁ, E.—ROTH, Z. 1963 b: Review of the Cretaceous stratigraphy of the flysch zone in the West Carpathians. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 14, 1, Bratislava, 37—81.

HOMOLA, V. a kol. 1961: Opěrná vrtba Nesvačilka 1 v jz. části vněkarpatské pánve na Moravě. Práce VÚN ČND, 17, Brno.

HROMEC, J.—KREJČÍ, J. 1966: Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubokého strukturního průzkumu v karpatské čelní hlubině a flyšovém pásmu. Manuskript-archív ČND, Hodonín.

CHMELÍK, F. 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sbor. geol. Věd, řad Geol. 19, Praha, 123—149.

KAPOUNEK, J.—KRÖLL, A.—PAPP, A.—TURNOWSKY, K. 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. Jb. Geol. B. A. 110, Wien, 73—91.

KLEIN, V.—SOUKUP, J. 1964: Česká křídová pánev. In Regionální geologie ČSSR, Český masív I, 2, Praha, 1—543.

KRYSTEK, I. 1972: Předběžná zpráva o nálezu spodno-střednokřídových vápenců v Kuřime. Geol. práce, Správy 58, Bratislava, 1—256.

KSIAŹKIEWICZ, M.—SAMSONOWICZ, J.—RÜHLE, E. 1965: Zarys geologii Polski. Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1—380.

MALKOVSKÝ, M. et al. 1974: Geologie české křídové pánve a jejího podloží, Praha, 1—262.

MATĚJKA, A. 1949: Geologická studie z okolí Val. Meziříčí. Sbor. Geol. Úst. ČSR, 16, Praha, 643—693.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949: Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. Sbor. Geol. Úst. ČSR, 16, Praha, 293—328.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1954: Mapovací zpráva terénu mezi Ostravicí a Stonávkou (Moravskoslezské Beskydy). Zpr. geol. Výzk. 1953, Praha, 97—106.

MENČÍK, E.—PESL, V.—PLIČKA, M. 1955 a: Zpráva o přehledném mapování východní části Chřibů. Zpr. geol. Výzk. 1954, Praha, 123—126.

MENČÍK, E.—PESL, V.—PLIČKA, M. 1955 b: Předběžné výsledky geologického mapování mezi Horným Žukovem a Oldřichovicemi. Zpr. geol. Výzk. 1954, Praha, 117—122.

MÜLLER, V. 1974: Stratigrafia a faciální vývoj české křídové pánve; in M. Malkovský et al. — Geológia české křídové pánve a jejího podloží. Praha, 1—262.

ROTH, Z. et al. 1962: Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-34-XIX, list Ostrava. Praha, 5—292.

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-kreide (Slowakei). Bratislava, 1—291, 48.

THONOVÁ, H. 1971: Zhodnocení průzkumných prací v oblasti nesvačilského příkopu s návrhem dalších prací. Manuskript. Katedra geologie a paleontologie PF UJEP, Brno.

I. Krystek—O. Samuel

Stratigraphical and tectonical-paleogeographical position of limestones at the north of Brno (Kuřim)

Recently (cf. I. Krystek 1972) an interesting occurrence of limestones was discovered at the north of Brno (Kuřim), on the margin of a tectonic fracture which may be regarded as an immediate continuation of the so-called Nesvačily trench (see Fig. 1) extending from the Carpathian foredeep across Brno.

Petrographical description

The limestones studied are the matrix of sedimentary breccias filling cracks in the rocks of the Brno massif. Macroscopically examined limestones are white-grey, with yellowish of brownish tint, massive, rarely with macroscopically recognizable silty or sandy admixture. The groundmass contains however, plentiful angular, exeptionally slightly rounded clasts of local rocks of the Brno massif. Most frequently they do not surpass 15 cm in their size. According to personal information by J. Schmidt, the rocks are predominantly quartz diorites, diorites, diorite porphyrites, less aplites. Carbonate tenor shown by complexometric titration analysis is 90.44 %, of which $CaCO_3$ is 86.20 % and $MgCO_3$ — 4.22 %.

In accordance with E. F. Folk's (1959) classification, the limestones of the Kuřim sedimentary breccias can be denoted as micritic to biomicritic with variable amounts of bio-, intra- and lithoclastic admixtures.

Heavy mineral analyses of the Kuřim limestones were not successful. In spite of plentiful material there were not enough heavy minerals for quantitative valuation (for separation we used the residue of limestone dissolved in acetic acid). The association is also poor in kinds. It only contains epidote, titanite, hornblende, occasional garnet, i. e. only the minerals originating from the rocks of the Brno massif. Indirectly it proves that microfauna of the limestones is original, not resedimented.

Microstratigraphical analysis

Microfaunal content is variable in limestones. In some thin-sections the microfossil tests preservation is partially prevented by fossilization. Primary destruction of tests in the course of sedimentation can, however, not be excluded. Some well preserved specimens prove that the association comprises almost excludingly planktonic foraminifers represented predominantly by the genus *Hedbergella* Brönnimanet Brown. Two types of forms may be distinguished in the genus. The first type is characterized by slightly trochospiral test with four-five chambers in the last whorl, the second type has small, slightly trochospiral test, with 6—8 slowly enlarging chambers in the last whorl. The size of the first type varies mostly within the size of *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). The second type is characterized by the excentric position of the last chamber against the penultimate chamber toward the dorsal side. Such are the tests of the species *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. seminolensis*

(Harlton), *H. gaultina* (Morozova), *Ticinella bejaouaensis* Sigal, *T. praeticinensis* Sigal, *T.* ex. gr. *raynaudi* Sigal, resp. *T. roberti* (Gandolfi). All the species of the genus *Ticinella* (especially the last one) differ from the forms from Kuřim in more chambers and in larger tests. According to the number of chambers and size the species from the locality studied show most characters in common with the species *Hedbergella troccoidea* (Gandolfi). As for number, the first group of forms are dominant over the second.

The age diapason with forms with the greatest affinity to the Kuřim specimens proves that the species *Hedbergella cretacea* (Glaessner) appeared for the first time in the Barremien through Aptian according to the latest literary data. This also is in accordance with biostratigraphical research in the West Carpathians with the difference in J. Salaj—O. Samuel (1966) having found the first appearances of the species as early as Upper Hauterivian. The *Hedbergella gaultina* (Morozova) from the Caucasus and the West Carpathians is referred to as ranging stratigraphically from the Barremian to the Albian, and *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) — from the Aptian to the Albian. The existing microbiostratigraphical data on the West Carpathians show that the Barremian association with *Hedbergella infracretacea* (Glaessner) or *H. gaultina* (Morozova) predominant comprises — as a rule also *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi) and other stratigraphically significant forms like *Clavihedbergella subcretacea* (Tappan) within the Barremian, while in the Upper Albian the species mostly represented by the genus *Ticinella* and other common Upper Albian forms, for instance *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *Planomalina (Pl.) buxtorfi* (Gandolfi) a.o. The existing data show that among the numerous thin-sections are no forms typically Barremian neither index species typical of the Upper Albian. We therefore prefer the opinion about the sediments described having deposited within the Aptian-Albian most likely. The degree of preservation and general character of the association prevent a precise determination of the sediments.

In connection with the microbiostratigraphical analysis and with the opinions about the stratigraphic position of the sediments at Kuřima question may arise about the primary and/or the secondary character of the foraminiferal association. We still presume that it is not a resedimented association. Their resedimentation character admitted, we would not be able to reason their origin, since according to the existing data on paleogeography of the Cretaceous of the Bohemian Massif there are no marine sediments with pelagic type of foraminifers older than Cenomanian. If we agree with the opinion of the Austrian geologist (J. Kapounek et al. 1976) about the sediments in question belonging to the Bohemian "sockle" and being of the Lower Cretaceous age (Hauterivian), we cannot accept the idea of resedimentation since they are too poor in fossil microorganisms and do not contain any planktonic foraminifers. Theoretically two sources of resedimentation are possible. In the first case it should be admitted that somewhere on the periphery of the Bohemian „sockle" there deposited sediments younger (Hauterivian-Albian) than the first appearances of planktonic foraminifers (Upper Hauterivian and Lower Barremian). If we theoretically admit the alternative, then we are not able to explain their selective nature since they comprise almost excludingly planktonic foraminifers with a rather limited age diapason. According to J. Salaj and O. Samuel (1966) the Kuřim association displays most characters in common with the Karpathian biozone *Hedbergella roberti* referred to as the Aptian (Gargas and Clansay) through Lower Albian. In the case of the second alternative the source ought to be sought in the Flysch Belt of the Carpathian region whose primary sedimentation area was much farther than at present, the biofacial character of the microfauna of the sediments being markedly different. This is why we prefer the autochthonous character of microfauna.

Paleogeographical outline

On the basis of the existing data on the distribution of the Cretaceous and on the history of the Bohemian Cretaceous basin it is generally assumed that the regression of the Upper Jurassic epicontinental sea was

followed by intensive weathering and peneplanation of the Jurassic deposits. In connection with the Upper Jurassic sedimentation cycle some authors (cf. M. Malkovský et al. 1974) admit a temporary connection of the epicontinental sea of the German-Polish basin with the Alpine-Carpathian geosynclinal sedimentation zone.

It follows then that the deposition proper did not take place anywhere in the Lower Cretaceous time. Only continental sediments deposited in that time. The regional subsidence of the Bohemian Massif in the Cenomanian time facilitated the ingression of the sea into the Bohemian Cretaceous basin. In contrast to older literature the transgression advanced not from the north but from the east or northeast (cf. V. Klein—J. Soukup 1964) from the carpathian geosynclinal sedimentation area which is representative of a renewed interconnection of the epicontinental sedimentation area with the Carpathian geosynclinal zone. The results of investigations by Austrian geologists (J. Kapounek et al. 1967) in the adjacent part of Southern Moravia and from Kuřim northward of Brno (I. Krystek 1972) show that during the Lower Cretaceous time the differentiation movements were associated with the partial regional subsidence of the southeastern part of the Bohemian Massif and the sea transgression. Chronologically the subsidence coincided with the Austroalpine phase (Hauterivian—Barremian) and spatially- with the course of dislocation conditioning the Blansko II. fault and the Nesvačily trench.

The general paleogeographical scheme is indicative of the transgression advancing from the eastern and/or southeastern part of the Alpine-Carpathian geosyncline. Most likely the Barremian-Lower Albian sedimentation cycle in the area was interrupted in the Upper Albian-Lower Cenomanian.

Explanations of text-figures 1—6

Fig. 1 Scheme of course of the Nesvačily trench. Compiled by I. Krystek 1977 according to H. Thonová 1971.

Fig. 2 1-cryptocrystalline sandy limestone with foraminifers; 2-coarser sandy smears; 3-veinlet filling (IIIrd generation), sandy limestone with foraminifers; 4-fine-crystalline limestone without foraminifers; 5-clasts of rocks of the Brno Massif; 6-fringes formed of large calcite grains.

Fig. 3 1 — cryptocrystalline limestones, more-or-less sandy, with foraminifers; 2 — coarser sandy smears; 3 — fine-crystalline limestones without foraminifers; 4 — clasts of rocks of the Brno Massif.

Fig. 4 *Trocholina* sp. (fig. 1—2; re-illustration according to photographic figures from the thin-sections of the Kuřim rocks), fig. 3—6 *Hedgerbella* ex. gr. *trocoidea* (Gandolfi) — reconstruction based on topographic material from thin-sections of the Kuřim limestones.

Fig. 5 Schematic stratigraphical table of Cretaceous of Moravia and of adjacent parts of Austria and Poland.

Fig. 6 Schematic paleogeographic sketch of the eastern part of the Bohemian Massif. 1 — boundary of Cenomanian transgression; 2 — facial area of marine Cenomanian in the basement with freshwater sediments of the Albian through Lower Cenomanian (paleontologically not proved); 3 — presumed facial area of the Lower Cretaceous (? Barremian-Aptian); 5 — presumed direction of Cenomanian ingression; 6 — Carpathian geosyncline.
Translated by E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. I
Obr. 1 — 6, 8 — 10 *Fedbergella infracretacea (Glaessner,* 1937);
Obr. 7 *Hedbergella* sp.
Obr. 11 — 15 *Hedbergella* div. sp.
Tab. II
Obr. 1 — 7 *Hedbergella trocoidea* (*Gandolfi,* 1942);
Obr. 8 *Hedbergella* sp. a bentósna foraminifera;
Všetky obr. sú zväčšené 115x; lokalita Kuřim.

Geologické Práce, Správy 71, s. 111—122, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Robert Marschalko—Ondrej Samuel

Poznámky k tektonickej príslušnosti flyšu v okolí Sedliackej Dubovej (bradlové pásmo)

(1 obr. v texte, 1 príloha., anglické resumé)

Abstract. The authors describe a profile from the vicinity of Sedliacka Dubová (the Dubová brook). The profile is an illustration of the position of conglomerates in a flysch sequence and of the position of Klippes to the adjacent rock complexes. On the basis of detail sedimentological and stratigraphical analyses the klippe consisting of Tithonian-Neocomian limestones is regarded as an olistolith in coarse-detrital flysch beds. In contrast to former opinions the authors regard the flysch bed not as a stratigraphical member of the Kysuca group but as an equivalent of a southerner unit denoted as the Klappe series near Púchov.

Úvod

V posledných rokoch sa venuje zvýšená pozornosť pieninským štruktúram Západných Karpát. Úsilie smeruje k poznaniu stratigrafie a sedimentológie ako základných atribútov k paleogeografickým a tektonickým rekonštrukciám tohto zložitého segmentu. Dobré zachovanie a odkrytie pieninského pásma na území strednej a hornej Oravy umožňuje detailnejší opis horninových sekvencií a najmä ich litologický a biofaciálny rozbor. Doposiaľ sa predpokladalo (D. Andrusov 1938, 1945, 1959; V. Kantorová—D. Andrusov 1958), že v pásme severne od Sedliackej Dubovej a Dlhej nad Oravou je prítomná pieninská jednotka. Predpoklad sa zakladal na prítomnosti pestrých, tzv. púchovských slieňov vrchnokriedového veku (senón). Zlepence u Širokej a Krivej sa považovali za transgresívne, na flyšové členy zvrásnené vo vrchnej kriede. Profil Sedliacka Dubová (potokom Dubový) nám osvetľuje pozíciu zlepencov v sekvencii, ako aj správanie sa bradiel a ich vzťah voči horninovým komplexom, ktoré ich obklopujú.

Litologická, stratigrafická a štruktúrna charakteristika profilu

V údolí potoka Dubová s. od Sedliackej Dubovej je takmer súvislé odkryté flyšové súvrstvie doprevádzané opakovaným výskytom bradiel jurského a spodnokriedového veku (príloha 1, obr. III, IV). Tieto bradlá delia flyšovú sekvenciu na časti (A —

RNDr. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava, RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

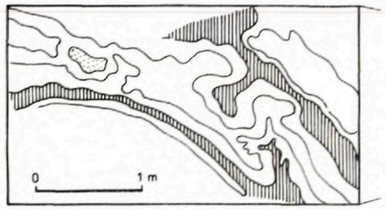
C). Litologickú charakteristiku a hrúbku flyšu sme skúmali takmer v súvislom profile vyše 1,5 km dlhom. Detailné štruktúry a litologické celky sme znázornili v priložených obrázkoch (príl. 1, obr. I, II) a odber vzoriek na mikrobiostratigrafickú analýzu sme vyznačili na geologickej mape a v priloženom schematickom profile (príl. 1, obr. III, IV).

Spodnú časť profilu (A) buduje flyš, kde sú v prevahe hrubé (60—200 cm) vrstvy gradačných a masívnych pieskovcov vykazujúcich Boumove intervaly. V základe existujú len dva typy sedimentárnych vrstiev, a to turbidity a hemipelagické sliene. Turbidity utvárajú hrubé pieskovcové megacykly, 5—25 m hrubé, zloženého charakteru, s vysokým podielom pieskovcov voči slieňom (P : S — 10 : 1, 5 : 1). Vrstvy sú hrubozrnné, gradačné, občas im chýba laminácia alebo majú čerinovú lamináciu pri vrchu. Medzivrstevné sliene sú tenké (1—10—25 cm) a vo väčších hrúbkach (2—4 m) silne tektonicky drvené. V tektonických šupinách sú tenké turbiditové pieskovce rozdelené na útržky; obteká ich budinovaná slienitá základná hmota. Ukázalo sa, že megacykly smerom od bázy nahor zmenšujú hrúbku vrstiev a zjemňujú hrúbku zŕn. Zatiaľ, čo u bázy začínajú hrubým materiálom (zlepence) alebo zle triedenými hrubozrnnými pieskovcami, vo vyššej polohe pribúdajú gradačné pieskovce so zrelým vývojom Boumových intervalov. V týchto zložených sekvenciách sa nejavili znaky rozmyvov a kanálov. Gradačné zvrstvenie, najmä tzv. „coarse tail gradding type" G. V. Middletona (1967) dáva tušiť pôvod z vysoko koncentrovaných disperzií a turbulentných suspenzií s vývojom trakčných textúr iba vo finálnej fáze depozície.

Podľa členenia a sekvenčnej analýzy F. Ricci Lucciho (1975) vyžadujú textúry turbiditov nášho prípadu prostredie uloženia v strednej časti náplavového kužeľa utváraného na podmorskej pláni. Mikrofaunistické asociácie (vzor 1—3) preukázali, že vek uvedených megarytmov je vrchnocenomanský a asociácie foraminifér indikujú pelagický a batyálny biotop.

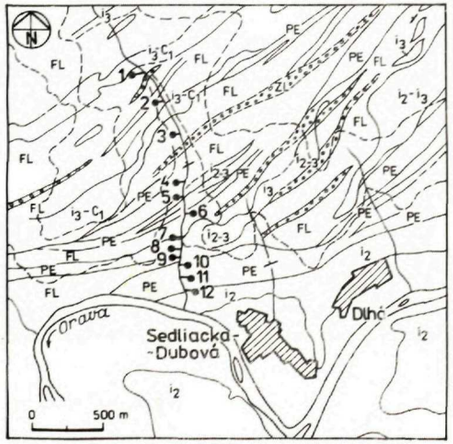
Bradlo titónsko-neokomských vápencov pieninskej série, hrubé 60—120 m, oddeľuje spodnú časť flyšu od strednej časti. Bradlo leží normálne v súlade s vrstevnatosťou (príl. 1, obr. III) flyšu, ktorý ho obklopuje v bezprostrednom nadloží a podloží. Vzorky z tesného podložia a nadložia bradla majú cenomanský vek (vzor 2—3). Pozorovalo sa, že tektonické porušenie flyšu je až vo väčšej vzdialenosti (40—70 m) pod bradlom, kde sa javí plocha násunu oddeľujúca spodnú a vrchnú šupinu. Bradlo netvorí bázu súvislej stratigrafickej sekvencie typu pieninských štruktúr, aké sú známe z okolia Žiliny (zárez Kysuce Brodno—Vranie), hoci pôvodne predstavovalo súvislý stratigrafický sled; dnes je jeho stratigrafická postupnosť chaotická a nesúrodá voči jeho flyšovému obalu. Pozoruhodné je, že sa na styku bradla s podložným flyšom neukazuje tektonické porušenie. Aj vrchný styk je v súlade s flyšovou sekvenciou. Toto naznačuje možnosť, že bradlo vzniklo gravitačným skĺzavaním z priľahlých zdvihaných okrajov do prostredia turbiditové-

Obr. I. DEFORMÁCIA HEMIPELAGICKÝCH A TURBIDITOVÝCH SLIEŇOV



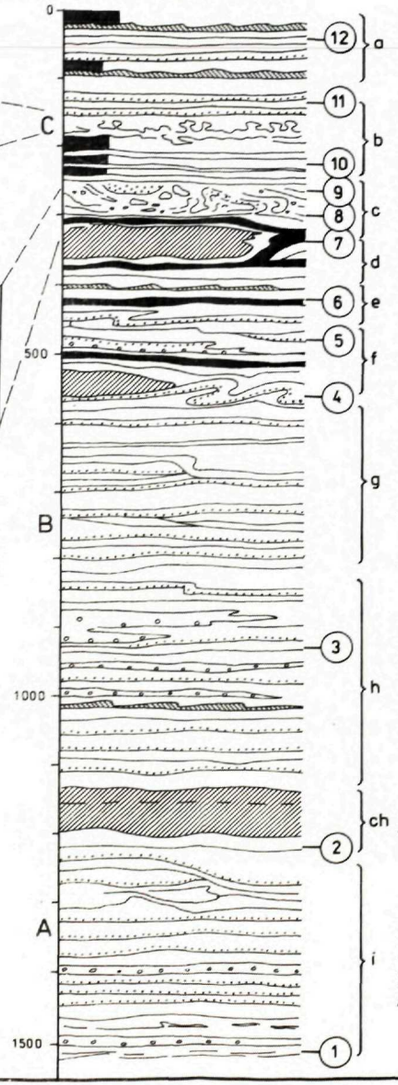
Obr. II. TELESO PODMORSKÉHO SKLZU S DEFORMOVANÝMI VRSTVAMI FLYŠA

Obr. III. GEOLOGICKÁ MAPA BRADLOVÉHO PÁSMA SEV. OD SEDLIACKEJ DUBOVEJ A DLHEJ NAD ORAVOU



i_3 - C_1 titon - neokom (pieninská)
i_2 - i_3 dogger-malm (czorsztýnsky vápenec)
i_2 - i_3 dogger (subpieninská ?)
i_2 aalen a dogger
ZL zlepence (cenoman)
FL flyš (alb; koniak)
PE pestré sliene piesčité coucples rouges (koniak)

Obr. IV. SCHÉMATICKÝ PROFIL



Obr. V. LITOLOGICKÝ A ŠTRUKTÚRNY OPIS

a — pestré sliene striedajú sa so sivými a tmavými lamínami slieňov, v nich jemnozrnné pieskovce hrúbky 5-10 cm, s prúdovo-čerinovou lamináciou a erozívnymi stopami na báze vrstiev

b — flyš s 5÷3 cm mocnými vrstvami so slabo badateľnou gradáciou zŕn v slieňoch. Pozorované deformácie pieskovcov (typ skrčená vata) v rámci sekvencie. Deformácie slieňov so zachovanými tiahlymi vrstvami (detail A)

c — sklzové teleso (simmixtit) s deformovanými útržkami a blokmi (2-6 m) pieskovcov, slieňov do vrás (intraklasty), základná hmota slienitá s valúnmi (nepodpretá kostra), teleso obklopené pestrými slieňmi neobsahuje tieto ako intraklasty

d — bradlo dogger-malmských vápencov subpieninskej série leží bez najmenších znakov tektonického porušenia - konkordantne v pestrých slieňoch

e — drobnorytmický flyš s vložkami zlepencov (1-2 m)

f — tektonické deformácie (vrásy a drvenie) pieskovcov v predlžení bradla. Pieskovce sú súčasťou typického flyšu (mocnosť vrstiev 60-80 cm) s vývojom intervalov A B C Boumu

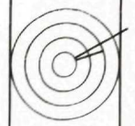
g — flyš s prevahou pieskovcov (mocnosť vrstiev 60-80 cm). Pieskovce typické turbidity (A-C Boumove intervaly) s vložkami slieňov (piesčitých) majú prúdové stopy, stopy po lezení. Vo flyši zlepencové telesá (od 1-2 m mocné) s gradačným zvrstvením s dobrým zaoblením valúnov (do 6 cm)

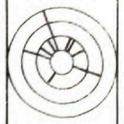
h — veľké zlepencové teleso (20-30 cm) netriedené, valúny sú v pieskovcovej matrix, zaoblenie dobré. Prevaha karbonátových hornín (vyše 50 %), vulkanických (vyše 30 %) klastické (vyše 10 %) intruzíva a metamorfiká; do spodu sekvencie pribúda hrubých vrstiev (turbiditov) (40 cm - 3 m) a zlepencov (2-3 m) a ubúda tenkých (5-10 cm). Zlepence sú gradačné, s pieskovcovou matrix s hladkou spodnou vrstevnou plochou bez eróznych kanálov

ch — bradlo titon-neokomských vápencov pieninskej série v normálnej nedeformovanej sekvencii flyšu. Tektonické porušenie je vo väčšej vzdialenosti od bradla

i — flyš-turbidity s vývojom Boumových intervalov. Mocnosť vrstiev a hrúbka zŕn sa zväčšuje ku báze väčších megarytmov končiacich zlepencom. Pre tieto nahor zjemňujúce sa megarytmy je typické chýbanie jemnozrnných tenkých turbiditov. Zlepence sú gradačne zvrstvené s maximálnymi valúnmi do 16 cm, s prevahou karbonátov (40 %) a rovnakým podielom vulkanitov, metamorfík a klastických hornín

Obr. VI. PALEOPRÚDY





Obr. VII. MIKROFAUNA

Globotruncana angusticarinata; G. coronata; G. lineiana, Stensioeina praexsculpta, Epistomina (H.) favosoides

Thalmanninella ex gr. ticinensis, Ticinella roberti

Rotalipora ex gr. cushmani

ho litotopu v cenomane, a teda predstavuje rozsiahly olistolit — alochtónnu dosku. Porušenie vo vzdialenosti 40—70 m pod úrovňou styku poukazuje na to, že až v tomto mieste nastala tektonická separácia a odlepenie nastalo vo vnútri už utvorenej flyšovej sekvencie, zloženej z olistostromových útvarov staršieho založenia a veku. V súčasnosti nevieme presne definovať kinetiku týchto starších pohybov, domnievame sa však, že alochtónna doska — bradlo — predstavuje odlomené a skĺznuté čelo sunutého príkrovu (?) utvoreného v priestoroch prvotného flyšového žľabu pred vývojom pieninských štruktúr.

Stredná časť profilu (B). Flyš dosahuje nad bradlom hrúbku 700—750 m; skladá sa prevažne z pieskovcových turbiditov (75 %) v pomere pieskovec : slieňovec — 3 : 1. Priemerná hrúbka turbiditov kolíše od 40—70 cm do maximálne 300 cm a je v priemere nižšia ako v spodnej časti profilu. Hrubšie vrstvy sú zlepencovité a sú súčasťou 10—15 m hrubého megarytmu. Sú oddelené vložkami sivých slieňov, ktoré obvykle obsahujú siltové laminy 5—20 cm hrúbky. Vnútorné textúry turbiditov vykazovali niekoľko typov gradačného zvrstvenia — s úplným vývojom Boumových intervalov, — bez siltovej laminácie u vrchu (zriedkavý typ). Častá bola horizontálna laminácia jemnozrnných pieskovcov prekrývajúca masívny, nezvrstvený alebo gradačný spodný interval. Smerom nahor sa javilo postupné stenčovanie megarytmov aj turbiditových vrstiev. Na toto sa viaže výskyt vyššieho percenta vrstiev s tenkou šikmozvrstvenou mnohonásobne opakovanou čerinovou laminá ciou. Zvýšená životná aktivita organizmov žijúcich na dne je typická pre tento litotop.

Sporadický výskyt izolovaného telesa zlepencov sprevádza strednú časť flyšu asi 300 m od betónového môstiku v smere proti prúdu. Zlepencové teleso (30 m) má nevytriedený charakter, až 40 cm veľké valúny pozostávajú z karbonátových hornín (vyše 50 %), vulkanických kyslých a bázických (30 %) hornín a z malého množstva klastických hornín a metamorfitov. Valúny sú chaoticky rozmiestnené v spodnej časti, vo vrchnej časti telesa je dobre triedený pieskovec. Teleso leží obklopené turbiditmi; podložné sliene (vzor. 3) vykazujú pelagické asociácie spoločenstiev. Nakoľko obklopujúce flyšové sekvencie ukazujú textúry pomerne zrelých turbiditných prúdov strednej a spodnej časti agradovaného submarínneho náplavu, výskyt telesa takej hrúbky a takého rozsahu (2,5 km) je v tejto asociácii neočakávaný. Znamená to, že skĺznutá masa štrku sa neusadila v hornej časti náplavového kužeľa, ale postupovala od okraja žľabu, ďaleko do panvy.

Vo vyššej časti profilu (okolo môstika) sa v predĺžení malého bradla jurskej subpieninskej série objavujú vrásy a vrásky malého polomeru spojené s tektonickou deformáciou; vyššie sa vyskytujú pestré sliene (vzor. 6 E2), ktoré najskôr sporadicky, potom častejšie vystupujú vo flyšovej sekvencii. V najvyššej časti, pod telesom bradla, je šupina detailne zvrásneného drobnorytmického flyšu. Styk s bradlom je zakrytý a preto nie je možné posúdiť, či deformovaná šupina v podloží bradla

predstavuje teleso, vznikajúce tektonickým šmykom, alebo či predstavuje sklzovú deformáciu, utvorenú pohybom rozsiahlej dosky bradla po flyšovej sekvencii. Vrásy neukazujú typ štruktúr „decolement". Samotné bradlo nie je v potoku tak odkryté ako v priľahlých svahoch. Podľa D. Andrusova (l. c.) je bradlo vo fácii doggerských vápnitých bridlíc, svetlých až bielych krinoidových vápencov a czorstynských vápencov (titón) subpieninskej série. Vo vrchnej odkrytej časti (príl. 1, obr. IV) je styk vápnitých bridlíc s flyšom a pestrými slieňmi normálny, tektonicky nenarušený. Mikropaleontologický rozbor (vzor. 6) podložných pestrých slieňov svedčí o koniackom veku flyšu. V nadloží bradla boli zistené (vzor. 7) albské, aptské až barémske formy, čo, pravda, môže byť jeden z dôkazov, že bradlo malo plný stratigrafický sled až do strednej kriedy. V súčasnosti ho obklopuje koniacký flyš.

Vrchná časť profilu (C). Flyš v tejto časti sa líši od doposiaľ opísaného jednak vývojom pestrých slieňov a jednak rozsiahlym sklzovým telesom (príl. 1, obr. II a IV). Jeho rozsah možno sledovať na vzdialenosť 2—2,5 km; jeho hrúbka je 40—80 m. K jz. nebolo teleso sledované pre nedostatok odkryvov; skutočný rozsah bude väčší, lebo tu sa berie v úvahu len odkrytá časť. Teleso sa skladá z deformovaných flyšových vrstiev rozmiestnených v slienitej základnej hmote podobného zloženia ako majú flyše v podloží. V spodnej časti má teleso charakter simmiktitu („pebble mudstones") s valúnmi rozptýlenými v základnej hmote. Smerom nahor pribúda v ňom flyšových vrstiev a útržkov slieňov, ukazujúcich otvorené aj zatvorené vrásy a rôzne sklzové štruktúry nepravidelne nad sebou usporiadané. Niektoré vrásy sú naložené na sebe a sú imbrikované. Smer skĺzavania odvodený z meraní osí sklzových vrás postupoval z juhu na sever. Transport v sklze prebiehal rôzne. V spodnej časti mal charakter bahnotoku (viskózny a suspenzný pohyb), v strednej prebiehal ako inkoherentný sklz (plastický pohyb) s deformáciou, pričom sa čiastočne alebo úplne rozrušili inkorporované vrstvy flyšu. Treba zdôrazniť, že tu neboli prítomné bloky a dosky (bradlá) inej, resp. cudzej stratigrafickej príslušnosti. Nenašli sa ani intraklasty pestrých vrstiev. To dokazuje, že proces skĺzavania zasiahol iba sedimenty bezprostredného podložia a preto tento sklz nemožno klasifikovať ako olistostróm (R. Marschalko—O. Samuel 1977). Štúdium mikrofauny (vzor. 8—9) zo slieňov základnej hmoty zo spodu a vrchu telesa ukázalo, že sa sklz utvoril v koniaku. Mikroasociácie náležia pelagickým planktonickým asociáciam a indikujú batyálne hĺbky.

Teleso sklzu prekrývajú sliene a flyš, ktorý pokračuje až do ukončenia sekvencie (250 m). Je zložený z jemnozrnných turbiditových pieskov (5—10 cm), obvykle s vyvinutou malou šikmozvrstvenou čerinovou laminációu cez celú vrstvu a z negradačných pieskovcov so zreteľne naloženým intervalom paralelnej laminácie. Stopy na vrstevných plochách, hlavne erozívne a rozmyvové, sú dosť časté a preukazujú efekt rozmývania turbulentnými sedimentmi nasýtenými prúdmi. Iné stopy, ako vlečné, úderové, nepravidelné poškriabania, sú tiež prítomné, ale menej časté.

Opisované turbidity tvoria megarytmy s rôznou frekvenciou výskytu. Zvyčajne sú hojné v tých miestach, ktoré majú vývoj pestrých pelagických slieňov. V. Kantorová—D. Andrusov (1958) ich považovali za púchovské sliene („couche rouge"). Z tohto opisu vyplýva, že pestré pelagické sliene sú normálnou súčasťou flyšových megarytmov. Podľa obsahu mikrofauny (vzor. 10) patria, podobne ako sivé sliene, do koniackého veku. Hĺbka akumulácie týchto pelagických slieňov v súčasných moriach sa pohybuje okolo 2000—3500 m, v hlbších častiach oceánov chýbajú; je to dôsledok rozpúšťania karbonátov. Možno teda takúto hĺbku predpokladať aj pre naše študované sekvencie flyšových pestrých slieňov.

Paleoprúdový rozbor

Rozbor bol prevedený na monoklinálne uložených štruktúrach flyšu. Smer vrstiev dosahoval všeobecne hodnoty 60—80° so sklonom 70° k SZZ. Sekvencia flyšu bola prevrátená v celom úseku spodnými vrstevnými plochami proti prúdu Dubového potoka (stopy na vrchnej strane). V profile sa nezistili synklinálne a antiklinálne štruktúrne formy, iba imbrikované šupiny. Stopy na spodných vrstevných plochách boli okolo horizontálnej roviny vrstevnej plochy sklápané, aby sa mohol odčítať primárny smer uloženia (predvrásového). Hoci má táto metóda rad nedostatkov, nebolo možné v celom profile nájsť štruktúrne vrásové formy a tak korigovať merania podľa ich osových rovín, aby sa rekonštruovalo predvrásové štádium. Paleoprúdové dáta sa sumarizovali podľa stratigrafických vrstevných celkov.

V spodnej časti (A — cenoman) boli vo väčšej skupine merané paleoprúdové smery nekonzistentné, pozoroval sa ich roztratený smer od JVV a hlavne od JJV na SZ s menšími odchýlkami od JZ a SV a SSV. Domnievame sa, že prostredie uloženia cenomanských turbiditov bolo v strednej časti náplavového kužeľa, preto možno aj rozptyl prúdov (135°) vysvetliť tým, že toky po náplave meandrovali a hlavne sa vylievali z plytkých kanálov a korýt. Je obťažné zistiť, ktorý z týchto smerov (JVV—SSZ alebo JZ—SV) bol paralelný k osi bazénu. Už skôr sme zistili (R. Marschalko—O. Samuel 1977), že zdroje hrubých klastických telies v strednej kriede a v spodnej časti vrchnej kriedy boli situované po južnej hrane zľabu. Podľa toho toky prichádzajúce od juhu neboli ešte v našich fáciách rotované do osi bazénu, ktorá prebiehala pozdĺžne so smerom horstva. Preto patria cenomanské fácie v potoku Dubová ešte k proximálnym (marginálnym) progradačným flyšovým sekvenciám; ich osové ekvivalenty sa nezachovali.

V strednej časti (B) sa výraznejšie delia smery prúdov od JJV na SSZ, alebo od JZZ na SVV. Tieto sekvencie koniackého flyšu náležia vyššie položenej rozsiahlej šupine. Vrchná časť (flyš a pestré hemipelagické sliene koniaku —C) mala len jeden prednostný prúdový smer od JV na SZ, ktorý naznačuje, že vrchnokriedový prúdový systém sa prísne riadil štruktúrou.

Mikrobiostratigrafická analýza profilu

Hneď úvodom treba poznamenať, že analyzované vzorky zo spodnej časti profilu (A) sú na obsah mikrofauny veľmi chudobné (vzor. 1—2). Väčšinou sa skladajú zo zástupcov aglutinovaných foraminifér, ktoré sme opísali (l. c. 1977, str. 59) z megarytmu profilu Oravský Podzámok—Široká. Len vo vzorke 1 a 2 sa sporadicky vyskytujú rotalipory zo spektra *Rotalipora* ex gr. *cushmani* (Morrow), ktoré sú v slieňovcovom vývoji, napr. v kysuckej sukcesii (lalinocké vrstvy), veľmi charakteristické pre vrchný cenoman.

Zo strednej časti profilu sme analyzovali vzorky 3—7. Všetky tieto vzorky obsahujú ploské dvojkýlové globotrunkány, ktoré ešte nie sú v tejto časti profilu kvantitatívne výraznejšie zastúpené. Relatívne najbežnejšie sa vyskytuje druh *Globotruncana coronata* Bolli, spolu s ktorým tiež bol zistený aj druh *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Spoločný výskyt týchto druhov v slienitých fáciách bradlového pásma nám spravidla indikuje koniacky vek sedimentov. Hoci sme ďalšie stratigraficky významnejšie formy v analyzovaných vzorkách nezistili, predpokladáme aj na základe analógie z iných skúmaných flyšových sekvencií, ako aj z charakteru nadložných asociácií, že flyšové vrstvy zo strednej časti profilu zodpovedajú koniaku.

Stratigraficky odlišné spoločenstvo sme získali z bezprostredného nadložia bradla. Na rozdiel od predchádzajúcich vzoriek obsahuje skúmaná vzorka bohaté spoločenstvo predovšetkým pelagických foraminifér, z ktorých dominuje *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi) a *Hedbergella* ex gr. *trocoidea* (Gandolfi). Podľa literárnych údajov, ako aj podľa vlastných výskumov zo Západných Karpát, objavenie prvých dvoch foriem z vyššie menovaných druhov uvádzame z vrchného albu (J. Salaj—O. Samuel 1966), pričom sa spravidla vyskytujú v asociácii druhov rodu *Ticinella* a *Hedbergella*. V súvise s touto asociáciou treba poznamenať, že sa v nej tiež ojedinele vyskytujú i staršie barrémsko-aptské formy. Na základe sedimentologickej, stratigrafickej i biofaciálnej analýzy sa domnievame, že relikt sedimentov v bezprostrednom kontakte s bradlom subpieninskej série môže byť jedným z dôkazov (ako to už uvádzame vyššie), že bradlo malo pôvodne plný stratigrafický sled až do albu a v súčasnosti sa nachádza v pozícii koniackeho flyšu, čo potvrdzuje aj rozbor ďalších vzoriek tejto fácie.

Z vrchnej časti profilu (C) uvádzame ako ilustratívne vzorky 8—11. Na rozdiel od strednej časti profilu (B) sú všetky skúmané vzorky bohaté najmä na planktonické foraminifery. Medzi najhojnejšie druhy patrí *Globotruncana coronata* Bolli, spolu s ktorou sa spravidla hojne vyskytuje *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny) a vzácne, až často *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Bentózne formy sú zastúpené premenlivo, pričom nedosahujú ani v jednej zo skúmaných asociácií výraznejšie kvantitatívne zastúpenie. Z jednotlivých foriem sme identifikovali

druhy: *Dorothia oxycona* (Reuss), *Pleurostomella sp.*, *Gyroidina nitida* (Reuss), *Eponides sp.*, *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *Epistomina (Hoeglundina) favosoides* (Egger), *Ostracoda div. sp.* Nakoľko kvantitatívne i druhové zloženie asociácií je vo všetkých uvádzaných vzorkách viac-menej identické, považujeme ich, hlavne na základe zastúpenia planktonických foraminifér, za koniacke.

Poznámky k tektonickej príslušnosti pásma pri Sedliackej Dubovej

Je známe, že sa stratigrafické členy pieninskej sukcesie v jej klasickom vývoji v údolí Kysuce líšia od tu opisovaných členov jednak čo do litologickej náplne a hlavne čo do hrúbky. Pokiaľ sú cenomanské súvrstvia v pieninskej jednotke zastúpené na spodku vývojom sivých hemipelagických, 5—15 m hrubých slieňov, v strede pestrými višňovočervenými hemipelagickými slieňmi (30—60 m), dosahujú cenomanské členy v našom pásme pri Sedliackej Dubovej hrúbku 300—400 m i viac metrov a náležia k zrelému flyšovému vývoju. Tento zásadný litostratigrafický rozdiel dáva tušiť, že sa v Oravskom segmente pieníd pieninská faciálna jednotka alebo pretvára, alebo tu vystupuje južnejší ekvivalent tejto jednotky známy od Púchova, t. j. jednotka klapská. Podobnému názoru sa prikláňajú aj A. Began—O. Samuel (1975) v súvise s flyšovým vývinom v okolí Oravského Podzámku, ďalej s vývinom medzi Krivou a Dlhou, ako aj pri Krásnej Hôrke. Vývoj dvoch typov pieninských a subpieninských bradiel naznačuje, že tieto samotné nie sú spoľahlivým ukazovateľom príslušnosti, čo je dávnejšie známe aj z iných úsekov bradlového pásma (R. Marschalko 1978). Ich poradie je alebo rozhádzané, často chaotické, nepatriace príslušnému stratigrafickému obalu, alebo je ich sekvencia voči obklopujúcemu flyšu obrátená. Tieto zjavy sa doposiaľ vysvetľovali výlučne tektonicky (D. Andrusov 1938, 1945, 1959). Naše pozorovania ďalej ukazujú, že výskyt bradiel — olistolitov — allochtónnych dosiek — môže byť výsledkom gravitačných procesov súčasných s flyšom. Znamená teda, že prítomnosť bradiel nedáva istotu o tektonickej príslušnosti pásma, v ktorom vystupujú. Preto ponechávame otázku tektonickej príslušnosti pásma pri Sedliackej Dubovej otvorenú a hodláme ju skúmať v budúcnosti.

Záver

V súvise so stratigrafickým a sedimentologickým výskumom, ako základných atribútov k paleogeografickým a tektonickým rekonštrukciám bradlového pásma, sme na základe štúdia profilu Sedliacka Dubová (potok Dubová) na Orave prišli k nasledovným záverom:

1. Skúmané flyšové súvrstvie stratigraficky zodpovedá cenomanu (spodná časť profilu — A), kým vrchná časť (C) koniaku.

2. Titónsko-neokómske bradlo, oddeľujúce spodnú časť profilu od strednej leží v normálnej pozícii s vrstevnatosťou flyšu, ktorý ho obklopuje v bezprostrednom nadloží i podloží (príl. 1, obr. III). Pozoruhodné pritom je, že styk bradla s podložným flyšom nevykazuje tektonické porušenie. Na základe týchto faktov sa domnievame, že bradlo vzniklo gravitačným skĺzavaním z priľahlých zdvíhaných okrajov do prostredia turbiditového litotopu v cenomane a teda predstavuje rozsiahly olistolit — allochtónnu dosku.

3. V súvise s jurským bradlom subpieninského typu (vyvinuté vo fácii doggerských vápnitých bridlíc, svetlých až bielych krinoidových vápencov a czorsztynských vápencov) sa objavujú v strednej časti profilu (C) vo flyšovom súvrství (koniak) vrásy a vrásky malého polomeru spojené s tektonickou deformáciou. Nakoľko je bezprostredný styk bradla zakrytý, nie je možné posúdiť, či deformovaná šupina v podloží bradla vznikla tektonickým šmykom, alebo ide o sklzovú deformáciu utvorenú pohybom rozsiahlej dosky „bradla" po flyšovej sekvencii.

4. Vo vrchnej časti profilu bolo pozorované rozsiahle sklzové teleso, ktorého rozsah len na povrchu je 2—2,5 km a hrúbka 40—80 m. Štúdium mikrofauny zo slieňov základnej hmoty zo spodku a vrchu telesa ukázalo, že sklz sa utvoril v koniaku, pričom sklzové teleso prekrývajú sliene a flyš, pokračujúci až do ukončenia profilu.

5. Zásadný litostratigrafický rozdiel voči pieninskej faciálnej jednotke nás vedie k predpokladu, že v oravskom segmente bradlového pásma sa pieninská jednotka buď faciálne pretvára, alebo tu vystupuje južnejší ekvivalent tejto jednotky známy z považského úseku ako jednotka klapská.

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, 3. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. 9. Praha, 135.

ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. 4,5. Práce Štát. geol. Úst. Zošit 13. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 176.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, 2. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 375.

BEGAN, A.—SAMUEL, O. 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—219.

KANTOROVÁ, V.—ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Zbor. 9,2. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 165—177.

MARSCHALKO, R. 1978: Considerations about Pienid Flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene. Mat. z konfer. Československo a globálna tektonika. Slov. Akad. Vied, Bratislava (in press).

MARSCHALKO, R.—SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—114.

MARSCHALKO, R.—SAMUEL, O. 1977: Olistostromové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—71.
MIDDLETON, G. V. 1967: Experiments on density and turbidity currents III Deposition of sediments. Canad. Jour. Earth Sci. 4, Toronto, 475—505.
RICCI-LUCCHI, F. 1975: Depositional cycles in two turbidite formation of northern Appennines (Italy). Jour. Sed. Petrol. Tulsa, 45.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.

R. Marschalko—O. Samuel

Notes on tectonical appurtenance of flysch around Sedliacka Dubová (Klippen Belt)

Summary of Slovak text

Recently a greater attention wad paid to the Pieniny structures of the West Carpathians. The research is aimed at detailed stratigraphy and sedimentology as principal criteria for paleogeographical and tectonical reconstruction of this intricate sequence of the West Carpathians.

Well exposed sequences of the Klippen Belt in the central and upper Orava facilitate detailed study of sedimentological phenomena and of stratigraphy. So far the presence of the Pieniny unit has been supposed in a Zone northward of Sedliacka Dubová and Dlhá on Orava r. The supposition was based upon the presence of the Upper Cretaceous Púchov marls while conglomerate at Široká and Krivá were referred to as transgressive. The cross-section Sedliacka Dubová (the Dubová brook) display position of the conglomerates in the sequence and the relation of the klippes to the adjacent rock associations.

In the profile the almost continuously exposed flysch sequence is associated with repeated occurrences of Jurassic through Lower Cretaceous klippes. The bottom part of the profile (A) consists of flysch graded-bedded massive sandstones predominant.

The bottom part of the flysch is separated from its middle part by a klippe of Tithonian-Neocomian limestones. Position of the klippe is conformable with stratification of the surrounding flysch (Illustr. 1. c.). Samples from the immediate substratum and overlier of the klippe are indicative of the Cenomanian age. Interestingly, there are no traces of tectonic deformation on the contact of the klippe with the subjacent flysch. The upper contact is also conformable with the flysch sequence. Then the klippe might have been formed owing to gravitational slumping from the adjacent uplifted margins into the environment of the turbidite Cenomanian. The klippe is a large olistolite.

The middle part of the profile (B) consists of flysch 700—750 m in thickness. The flysch mostly consists of sandstones turbidites (75%) with sandstone/marlstone ratio ranging up to 3 : 1. Thicker beds are conglomeratic. They are included in a megarhythm. In the middle part of the flysch are isolated conglomerate bodies. The conglomerate body (30 m) is non-sorted. Pebbles (up to 40 cm) consist of carbonate (50%), volcanic (30%) and partially of clastic rocks. The conglomerates slumped are regarded as a reflection of seismotectonic events on the slopes of the trough.

Analogous phenomena can be observed throughout the Klippen Belt since the Albian. They are results of increasing orogenic activity in the West Carpathians.

Higher up in the cross-section are variegated marls of the Púchov type. Their amount increases towards the overlier. In the top of the middle part of the cross-section there again is the klippe but its immediate contact with the folded finerrhythmical flysch is hidden.

It is therefore impossible to find whether the deformed slice in the substratum of the klippe is a body resulting from tectonic contact or a slump deformation.

The upper part of the profile (C) differs from the middle part in a horizon of variegated marls and in an extensive slump body. The slump body extends over the distance of 2—2,5 km and its thickness is 40—80 m. The body consists of deformed flysch beds distributed in a marlaceous matrix. In its lower part the slump body has a nature of a simmictite (pebble mudstones). It is covered by marls and flysch extending up to the termination of the bed sequence. The beds are composed of finegrained turbidite sands and according to microfauna they are Coniacian in age.

Microbiostratigraphical analysis of the cross-section

The samples from the lower part of the profile (A) are poor in microfauna (samples 1—3). They contain mostly agglutinated foraminifers described (1977, p. 59) from a megarhythm of the cross-section Oravský Podzámok—Široká. Only in the samples 1. and 2 are occasional rotalipores from the spectrum of *Rotalipora* ex gr. *cushmani* (Morrow). Rotalipores in a marlstone facies i.e. in the Kysuca succesion (the Lalinok beds) are characteristic of the Upper Cenomanian.

The samples 3—7 are from the middle part of the cross-section. They contain some platy double-keeled globotruncanes. Comparatively most frequent species are *Globotruncana coronata* Bolli and *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. The two species in marlaceous facies of the Klippen Belt are as a rule indicative of the Coniacian age of sediments. Although no further stratigraphically significant forms were found in the samples analyzed, we still suppose — in analogy with other flysch sequences and according to the nature of overlying associations the Coniacian age of the flysch beds of the middle part of the profile.

A stratigraphically different assemblage has been found in the immediate overlier of the klippe. In contrast to the preceeding samples, the sample analysed contains mostly pelagic foraminifers with prevalence of *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *T. ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi) and *Hedbergella* ax gr. *trocoides* (Gandolfi). According to data published and the results of investigations in the West Carpathians, the two first forms from the above species appeared for the first time in the Upper Albian (cf. J. Salaj—O. Samuel 1966). As a rule, they occur in association with the species of the genera *Ticinella* and *Hedbergella*. In the association also older Barreme-Aptian forms occur occasionally. On the grounds of sedimentological, stratigraphical and biofacial analyses we assume that a relict of sediments in an immediate contact with the klippe of the Sub-Pieniny group may prove (as mentioned above) that in the original klippe the stratigraphical succession was complete up to the Albian and at present it is in the position of the Coniacian flysch as also proved by further samples analyzed from the facies.

Of the upper part of the profile (C) the samples 8—11 are illustrative. In contrast to the middle part of the cross-section (B) all the samples are rich especially in planctonic foraminifers. Most plentiful are *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny) and rare or frequent *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Benthonic forms are not plentiful in any of the assemblages examined. Among individual forms the following species were identified: *Dorothia oxycona* (Reuss), *Pleurostomella sp.*, *Gyroidina nitida* (Reuss), *Eponides sp.*, *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *Epistomina (Hoeglundina) favosoides* (Egger), *Ostracoda div.* sp. As regards quantity and species, the composition of the assemblages is more-or-less the same in all the samples mentioned, they are referred to as Coniacian, mainly on the basis of planktonic foraminifers.

Notes on tectonic appurtenance of the area at Sedliacka Dubová

It has been known that stratigraphical members of the Pieniny succession in its classical facies in the valley of the river Kysuca differ from the members described both in lithology and in thickness. The Cenomanian bed sequences in the Pieniny unit consist at the bottom of grey hemipelagic marls 5—15 m in thickness, in the middle — of variegated dark-red hemipelagic marls (30—60 m), and in the area near Sedliacka

Dubová the Cenomanian members range up to 300—400 m and more in thickness and they belong to the mature flysch. The substantial lithostratigraphical difference indicates that in the Orava segment of the Pienides the Pieniny unit is either facially transformed or there is the southern equivalent of the unit known from Púchov, i.e. the Klape unit. A. Began—O. Samuel (1975) assume that a similar conclusion can be made about the flysch near Oravský Podzámok, between, Krivá and Dlhá and at Krásna Hôrka. Since there are two types of klippes, i.e. the Pieniny and the Sub-Pieniny klippes, they alone cannot be reliable criteria for determination of tectonic appurtenance as also known from other parts of the Klippen Belt (R. Marschalko 1978). Their arrangement is disorderly, frequently chaotic, without belonging to the respective stratigraphical cover and their succession is reverse toward the surrounding flysch. So far the phenomena have been explained excludingly tectonically (D. Andrusov 1938, 1945, 1959). Our investigations show that the klippes-olistholites-allochthonous plates might have resulted from gravitational processes simultaneous with flysch. It follows that the presence of klippes is not unambiguously indicative of tectonic appurtenance of the Zone. For this reason, the problem of tectonic appurtenance of the flysch around Sedliacka Dubová remains open and should be investigated in the future.

Explanations to Illustration 1

Fig. 1 Deformation of hemipelagic and turbidite marls
Fig. 2 Submarine slump body with deformed flysch beds
Fig. 3 Geological map of Klippen Belt at the north of Sedliacka Dubová and Dlhá on Orava r. (S = 1 : 25 000)
$I_3 - C_1$ = Tithonian-Neocomian (Pieniny unit); $I_2—I_3$ = Dogger-Malmian (Czorsztyn limestone); $I_2—I_3$ = Gogger (? Dubpieniny Unit); I_2 = Aalenian and Doggerian; Z1 = conglomerates (Cenomanian); F1 = flysch (Albian, Coniacian); PE = variegated marls (Coniacian).
Fig. 4 Schematic cross-section
Fig. 5 Lithological and structural description a — Variegated marls alternate with grey and dark laminae of marls; in the marls are finegrained sandstones (5—10 cm in thickness) with current-ripple lamination and scour marks at the base of beds.
b — Flysch beds, 3—5 cm in thickness with inconspicuous gradation in marls. Within the bed sequence are deformations of sandstones (the "rumpled vat paper type") and deformations of marls with continuous beds preserved (detail I).
c — Slump body (simmictite) with clasts and blocks (2—6 m) of sandstones, marls deformed into folds (intraclasts). Groundmass is marlaceous, with pebbles (unsupported framework); the slump body is surrounded by variegated marls without pebble clasts.
d — A klippe of Doggerian-Malmian limestones of the Sub-Pieniny series rests concordantly — without any traces of tectonic deformation in variegated marls.
e — Fine-rhythmical flysch with of conglomerates (1—2 m).
f — Tectonic deformations (folds and crushing) of sandstones in the continuation of the klippe. The sandstones are a component of the typical flysch (bed thickness is 60—80 cm) with A—C Bouma's intervals.
g — Flysch with sandstones (60—80 cm in thickness) predominant. The sandstones — typical turbidites (A—C Bouma's interval) with intraclasts of marls (sandy) contain current marks and marks. In the flysch are conglomerate bodies (1—2 m thick) with graded budding with well rounded pebbles (to 6 cm).
h — A large conglomerate body (20—30 m) non-sorted. Pebbles are in sandstones groundmass. They are well rounded. Predominant are carbonate rocks (above 50%), volcanic (above 30%), clastic (above 10%), intrusive and metamorphic rocks.
ch — In the bed sequence, thick beds — turbidites (40 cm—3 m) and conglomerates (2—3 m) are increasing in amount while thin beds (5—10 cm) decrease. The conglomerates are graded-bedded with sandstones groundmass, with smooth underside, without erosive channels.
i — A klippe of Tithonian-Neocomian limestones of the Pieniny group in a normal non-deformed flysch sequence. Tectonic deformation is more distant from the klippe. Flysch-turbidites with Bouma's intervals. Thickness of beds and grain size increase toward the base without larger megarhythm terminating with conglomerate. For the megarhythms refining upward typical is absence of fine-grained thin turbidites. Conglomerates are graded-bedded with the maximum pebbles up to 16 cm in size, with carbonates predominant (40%) and with equal ratio of volcanic metamorphic and clastic rocks.
VI — Paleocurrents
VII — Microfauna

Translated by E. Jassingerová.

Geologické Práce, Správy 71, s. 123—156, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Karol Borza—Eduard Köhler—Ondrej Samuel

Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty

2. obr., 4. tab. v texte

Abstract. The authors deal with chronostratigraphic units of the Lower Cretaceous. The single stages are described with respect to their history and to the present trends. Basing on thorough analysis and trying to avoid confusions caused by differences in the attitude to chronostratigraphic units, the authors attempt for applying the existing data on the area of the West Carpathians.

Úvod

Spodná krieda Západných Karpát, vyvinutá vo veľkej hrúbke a faciálnej pestrosti, v posledných rokoch v značnej miere púta pozornosť geológov, najmä stratigrafov. Predpokladáme, že tento záujem neochabne a sedimenty spodnej kriedy budú čoraz intenzívnejšie a komplexnejšie skúmané; v snahe vyhnúť sa stratigrafickým nedorozumeniam a zabezpečiť jednotné ponímanie chronostratigrafických a biostratigrafických jednotiek predkladáme geologickej verejnosti tento príspevok, ktorý sa zaoberá históriou i súčasným poňatím stratigrafickej stupnice spodnej kriedy.

Nemáme v úmysle preberať alebo komentovať heslá pripravovaného stratigrafického slovníka. Tieto sa nemôžu zaoberať pri svojom obmedzenom rozsahu problémami do takej hĺbky, aby dali vyčerpávajúcu odpoveď na mnohé otázky súčasnej stratigrafie Karpát.

Európska stratigrafická literatúra o jednotkách spodnej kriedy je veľmi rozsiahla, rôznorodá a protirečivá. Aby sme zbytočne nerozširovali rozsah práce a zamerali pozornosť iba na najvýraznejšie faktory, obmedzujeme sa na opis stratotypových oblastí a na práce, ktoré posudzujú stratigrafické problémy zo všeobecných hľadísk. Tieto všeobecné trendy sa snažíme aplikovať na situáciu v Západných Karpátoch.

Ak sa nám podarí vyvolať diskusiu o stratigrafických problémoch karpatskej spodnej kriedy a upriamiť pozornosť na ich riešenie, predložená práca dosiahne očakávaný zámer.

RNDr. K. Borza, CSc., RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava; RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Krieda a jej rozdelenie

Názov „krieda" zaviedol do literatúry roku 1833 Omalius d'Halloy (pôvodne „terrain crétacé", názov odvodený od latinského slova *creta* krieda). Tento autor definoval kriedu iba litostratigraficky a podľa dnešných hľadísk zodpovedá jeho „terrain crétacé" úseku medzi kontinentálnym valanginienom* a bielou kriedou senonienu v parížskom bazéne. Postupom času sa ustálilo dnešné poňatie kriedy, ktoré začína berriasienom (valanginienom s. l.) a končí maastrichtienom.

Rozdelenie kriedy na stupne prešlo dlhým vývojom, ktorým sa sčasti budeme zaoberať v ďalšom texte. Postupne sa vykryštalizovalo aj rozdelenie kriedy na dve, alebo tri oddelenia.

Propagátorom rozdelenia kriedy na tri celky bol najmä E. Haug, ktorý roku 1911 vo svojej učebnici rozdelil kriedu na spodnú (eokrieda — valanginien až aptien), strednú (mesokrieda — albien až cenomanien) a kriedu vrchnú (suprakrieda — turonien až senonien). Trochu odlišné rozdelenie navrhol r. 1926 M. Gignoux, ktorého strednej kriede zodpovedá aptien—albien.

Omnoho väčšiu obľubu si získalo delenie kriedy na dve oddelenia. Zaslúžil sa oň hlavne A. de Lapparent v jednotlivých vydaniach svojich príručiek (Traité). On rozdelil kriedu na spodnú (infrakrieda — valanginien až albien) a vrchnú (krieda s. str. — cenomanien až senonien). Jeho názor prevzal v novších vydaniach svojich učebníc (od r. 1936) aj M. Gignoux a uznávajú ho — so vzácnymi výnimkami — všetci súčasní stratigrafovia (porovn. Ch. Pomerol 1975). Toto delenie použijeme aj my v ďalšom texte.

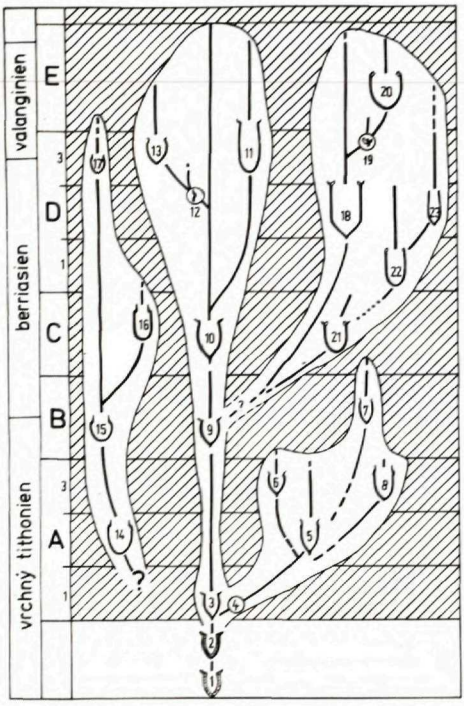
Hranica medzi jurou a kriedou

Snahy definovať stratigrafické hranice, vymedziť útvary a stupne a zjednotiť ich podrozdelenia, ako aj problematika korelácie medzi sedimentárnymi komplexmi rozličných oblastí, rozvírili medzinárodnú diskusiu okolo stratigrafickej problematiky najvyššej jury a najspodnejšej kriedy.

Hranica medzi jurou a kriedou v mediteránnej oblasti (teda hranica medzi tithonienom a berriasienom) bola dlhú dobu všeobecne chápaná tak, ako ju na základe amonitových zón stanovil G. Mazenot (1939). Postupom biostratigrafických výskumov sa ukázalo, že túto hranicu vyznačujú iba nevýrazné zmeny v evolúcii a v distribúcii fosílnych organizmov a že v jej okolí leží celý rad omnoho výraznejších a teoreticky i prakticky výhodnejších stratigrafických úrovní. Naviac, na stratotype berriasienu je hranica nevýrazná a sám tithonien nemá stratotyp (jeho názov nie je odvodený geograficky). Okrem toho sa tithonien v spodnej časti prekrýva s kimme-

* I keď sa v našej geologickej literatúre bežne používajú skrátené tvary chronostratigrafických označení (berias, apt, alb atď.), v predloženom príspevku vedome a dôsledne používame neskrátené tvary, nakoľko venujeme značnú pozornosť historickému vývoju chronostratigrafických pojmov.

ridgienom a je nejednotne rozdeľovaný na dva alebo tri menšie celky s nejasnými hranicami. Nemožno zabúdať ani na to, že stanovenie hranice medzi jurou a kriedou v oblastiach, kde fauna nemala tetýdny charakter, vychádza skôr z miestnych možností, než zo snahy po presnej korelácii, pre ktorú mnohokrát doteraz nie sú ani dostatočné podklady.



Obr. 1. Evolúcia čeľade *Calpionellidae* Bonet 1956 podľa J. Remana (1971). Vysvetlenia: písmená A—E udávajú kalpionelové zóny stanovené v juhovýchodnom Francúzsku a štandardné zóny pre západnú mediteránnu provinciu (ktoré možno v plnej miere aplikovať pre Západné Karpaty — porovn. K. Borza 1973): A — zóna s *Crassicollaria*, B+C — zóna s *Calpionella*, D — zóna s *Calpionellopsis*, E — zóna s *Calpionellites*. 1 — *Chitinoidella boneti* Doben, 2 — *Praetintinnopsella andrusovi* Borza, 3 — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), malá varieta zo spodnej časti vrchného tithonienu, 4 — pozícia *Tintinnopsella remanei* Borza, 4 — *Crassicollaria intermedia* (Dur. Delga), 6 — *Cr. brevis* Remane; 7 — *Cr. parvula* Remane; 8 — *Cr. massutiniana* (Colom); 9 — *T. carpathica*, forma z najvyššieho tithonienu až spodného berriasienu; 10 — *T. carpathica*, typická kriedová forma; 11 — *T. longa* (Colom); 12 — golier (ľavá strana) *Lorenziella plicata* Remane, 13 — *L. hungarica* Knauer et Nagy, 14 — *Calpionella alpina* Lorenz, veľká forma zóny A; 15 — *C. alpina*, guľovitá forma najvyššieho tithonienu až spodného berriasienu; 16 — *C. elliptica* Cadish, 17 — *C. alpina*, drobná „degenerovaná" forma, hlavne zo stredného a vrchného berriasienu; 18 — *Remaniella cadischiana* (Colom); 19 — golier (pravá strana) *R. „dadayi"* Knauer, 20 — *Calpionellites darderi* (Colom), 21 — *R. ferasini* (Catalano); 22 — *Calpionellopsis simplex* (Colom); 23 — *Cs. oblonga* (Cadisch).

Za účelom objasnenia hranice jury-kriedy sa roku 1973 konalo v Lyone medzinárodné kolokvium, ktoré malo zo všetkých hľadísk posúdiť problematiku zmienenej hranice a presne vymedziť a definovať stupne po oboch jej stranách. Kolokvium problematiku otvorilo, rozdiskutovalo (navrhlo nemenej ako 7 možných riešení), ale

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

nedospelo k jednotným záverom (V. Houša 1974). Väčšina účastníkov sa zhodla na zásade, že hranicu jura-krieda bude potrebné umiestniť do niektorého výrazného biostratigrafického horizontu. Pre určenie hranice boli ako najvýhodnejšie organické skupiny navrhnuté amonity, tintininy, nanoplanktón, peľové zrná, spóry a ostrakódy; isté možnosti poskytujú aj ramenonožci, nanokóny, foraminifery a ďalšie skupiny.

Z doterajších diskusií vyplýva, že najlepšie použiteľná organická skupina by mala spĺňať tieto kritériá:

1. čo najväčšie plošné rozšírenie na zemeguli, výhodne situované tak, aby bola možná korelácia na sever i na juh;
2. malo by ísť o skameneliny hojne sa vyskytujúce, ľahko určovateľné, s rozšírením málo závislým na litofácii a s úzkym stratigrafickým rozpätím jednotlivých taxónov;
3. u vybranej skupiny by mala byť dobre známa fylogenéza i následnosť jednotlivých taxónov.

Vyššie uvedené požiadavky nespĺňajú amonity v dostatočnej miere. Naproti tomu tintininy na druhovej úrovni dosiahli podstatne väčšie rozšírenie než amonitové druhy. Sú rozšírené v celej mediterránnej oblasti od Mexika až po Himaláje a majú stálu následnosť druhov. Sú hojné a, ak sú prítomné, dajú sa stanoviť aj v malom úlomku horniny (dôležitý aspekt z hľadiska vyhodnocovania vrtov). Podobné vlastnosti ako u tintinín možno očakávať aj u nanoplanktónu, ale jeho rozpracovanie je nateraz ešte na nedostatočnej úrovni.

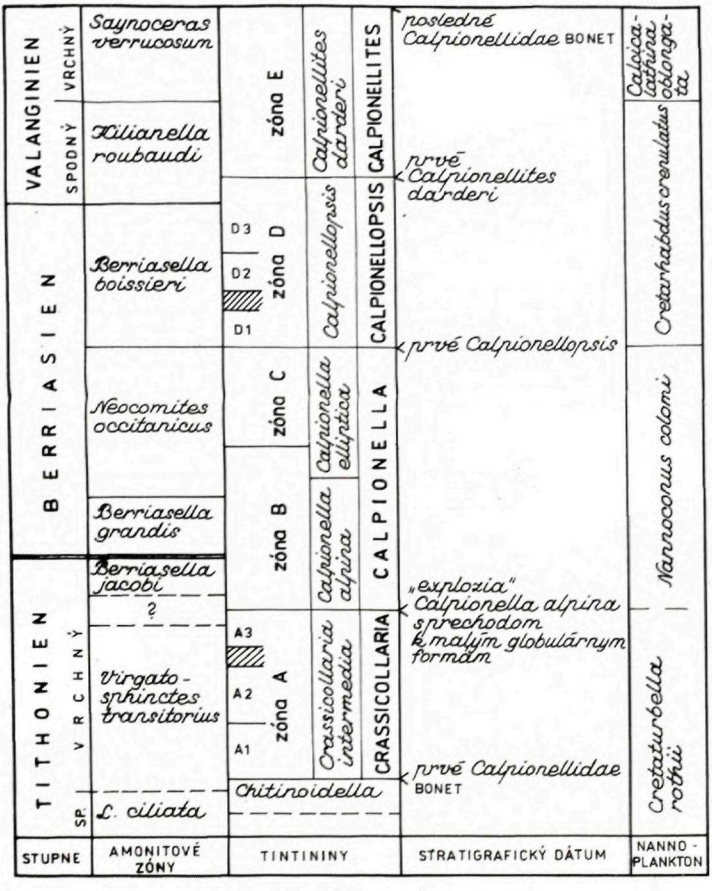
Stratigrafický význam tintinín je všeobecne známy od vydania práce G. Coloma (1948). I keď v posledných desaťročiach venovali rozliční autori veľkú pozornosť podrobnému stratigrafickému členeniu vrchnej jury a spodnej kriedy na základe tintinín, pokiaľ ide o vertikálne rozšírenie jednotlivých rodov panovali značné nezrovnalosti, ako to vidieť na synoptickej tabuľke, ktorú uverejnili J. Magné a J. Sigal (1965). Údaje o geografickom rozšírení tintinín sa nachádzajú v práci G. Coloma (1965); zo stratigrafického a paleontologického hľadiska sú v poslednom období významné práce J. Remana (1963, 1964, 1965, 1969, 1974). Stratigrafickú koreláciu amonitov s tintininami urobili G. Le Hégarat—J. Remane (1968) a L. Memmi—J. Salaj (1975).

II. planktonická konferencia, ktorá sa konala roku 1970 v Ríme, zaznamenala veľký pokrok v stratigrafickom použití tintinín. Boli na nej prednesené tri referáty o stratigrafickom rozšírení týchto fosílií (F. Allemann 1970, R. Catalano—V. Liguori 1971, F. Fares—J. Lasnier 1971). Na základe týchto príspevkov a vyššie uvádzaných prác J. Remana, ako aj na základe diskusie sa na konferencii ukázalo, že výsledky zistené vo veľmi vzdialených oblastiach nezávisle od seba sa zhodujú a postupnosť tintinín je identická; na tomto základe boli vytvorené štandardné zóny pre západnú mediterránnu provinciu (F. Allemann—R. Catalano—F. Fares—J. Remane 1971). Uvedené výsledky možno dobre korelovať so

stratigrafickým rozšírením tintinín v Západných Karpatoch (K. Borza 1969). Ďalšie práce (A. Rusu 1970, K. Kreisel 1972, O. Dragastan—R. Mitiu—C. Vinogradov 1973, K. Borza 1973, G. Pop 1974 a i.) ukázali, že sú zóny veľmi geograficky rozšírené a tvoria základ pre ďalšie podrobnejšie členenie.

Zaradenie berriasienu do bázy kriedy prijíma v súčasnosti veľká väčšina stratigrafov; ojedinelé názory o zaradení berriasienu do najvyššej jury (vrchného tithonienu; napr. J. Wiedmann 1968, 1971) sa nestretávajú s priaznivým ohlasom. Rozsiahle

PARALELIZÁCIA AMONITOVÝCH, TINTININOVÝCH A NANNOPLANKTÓNOVÝCH ZÓN (PODĽA J. REMANA (1974), UPRAVENÁ AUTORMI TAB. 1



diskusie sa vedú okolo problematiky spodnej hranice berriasienu, teda hranice jura-krieda. Kolokvium o hranici jura-krieda (Lyon 1973) predložilo na diskusiu sedem riešení (Mémoires du B.R.G.M 86. str. 380). V súčasnosti je najčastejšie hranica jura-krieda umiestňovaná medzi zónu s *Berriasella jacobi* a zónu s *Berriasella grandis* (riešenie 1), ale prejavujú sa aj výrazné tendencie posunúť hranicu

berriasienu do bázy zóny s *Berriasella jacobi* (riešenie 2 a 4; porovn. Ch. Pomerol 1975). Toto posunutie hranice by bolo výhodné i z hľadiska použitia tintinín, lebo v takomto prípade by hranica jura-krieda prebiehala medzi zónou A *(Crassicollaria)* a zónou B (*Calpionella;* tab. 1). Žiaľ, v súčasnosti nejestvuje akcieschopné medzinárodné fórum, ktoré by zabezpečilo všeobecné prijatie takejto konvencie a tak možno predpokladať, že sa na tému hranice jura-krieda bude ešte dlho diskutovať.

Chronostratigrafické jednotky spodnej kriedy

Berriasien (berias)

Stratotyp: profil pri obci Berrias v juhovýchodnom Francúzsku (asi 60 km severozápadne od Avignonu — obr. 2).
Autor označenia: H. Coquand 1871.

Hoci H. Coquand písal už r. 1869 o „berriaskej" faune, názov berriasien použil po prvý raz roku 1871. V jeho poňatí je berriasien podstupňom valanginienu.

Typový profil opísal podrobne A. Toucas (1889, 1890). Tým, že stotožnil amonitovú faunu tithonienu z Choméracu s faunou z Berriasu, spochybnil jej kriedový vek a dal podnet k sporom o postavení berriasienu, ktoré siahajú až do dnešnej doby. Hoci časom prevládal názor o príslušnosti berriasienu do kriedy (najmä vďaka prácam W. Kiliana 1893, 1907, 1910), tento termín je do dnešnej doby ponímaný dvoma spôsobmi:

a) jedni autori považujú berriasien za ekvivalent spodného valanginienu, teda za podstupeň v rámci valanginienu, napr. E. Haug (1911), W. Kilian (1907), M. Gignoux—L. Moret (1946), J. Sornay (1957);

b) iní autori považujú berriasien za samostatný stupeň pod valanginienom, napr. E. Renevier (1874), G. Mazenot (1939), R. Busnardo et al. (1963) a i.

Rozhodujúcim zvratom v histórii sporov o berriasien bola revízia stratotypu Berrias, ktorú r. 1963 publikovali R. Busnardo—G. Le Hégarat—J. Magné.

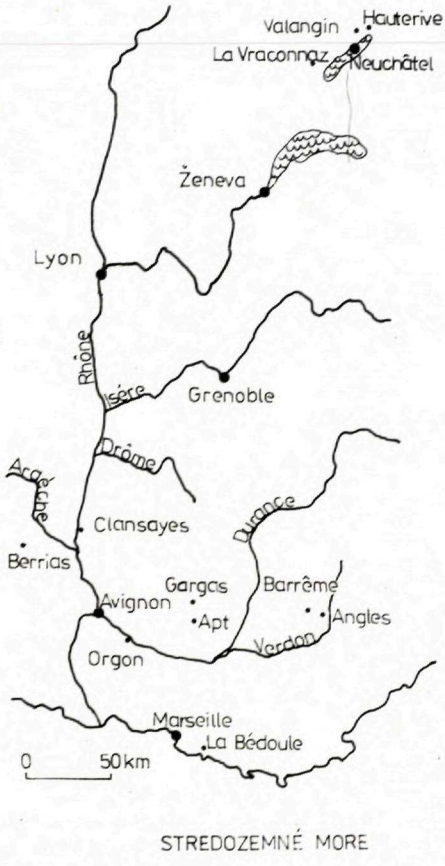
Títo autori zistili, že berriasienu na stratotype zodpovedá morské súvrstvie hrúbky 24,20 m, tvorené vápencami a slienitými vápencami. V nadloží sa nachádzajú slienité vápence valanginienu, v podloží masívne vápence, ktorých príslušnosť ku tithonienu (portlandienu) nebola dosť presvedčivo dokázaná.

Súvrstvie berriasienu na typovej lokalite obsahuje bohatú faunu ramenonožcov, hlavonožcov, bivalvií a gastropódov, z mikrofauny sa vyskytujú foraminifery, ostrokódy a kalpionelidy.

V rámci tejto revíznej práce dospel R. Busnardo k záveru, že je berriasien samostatný stupeň, lebo ho charakterizuje preň typická fauna (rody *Berriasella, Spiticeras, Dalmasiceras)* a na hranici medzi berriasienom a valanginienom sa

objavujú nové rody hlavonožcov *(Kilianella, Thurmanniceras, Olcostephanus)*, zatiaľ čo typické amonitové rody berriasienu vymierajú.

O postavení berriasienu sa vyslovili aj účastníci ankety, usporiadanej z príležitosti Kolokvia o hranici jura-krieda (Lyon-Neuchatel 1973). Drvivá väčšina (65 proti 12 hlasom) sa vyslovila za berriasien ako samostatný stupeň, taktiež väčšina hlasov (48



Obr. 2. Lokalizácia stratotypov spodnej kriedy.

proti 16) bola za zaradenie berriasienu do kriedy (Mémoires du B.R.G.M. 86, 1975, str. 392).

Stupeň berriasienu je doteraz definovaný prevažne na základe fauny amonitov. V mediteránnej oblasti boli uznávané v rámci berriasienu dve zóny (porovn. R. Berrier—J. P. Thieuloy 1963): spodná zóna s *Berriasella grandis* a vrchná zóna s *Berriasella boissieri.*

Práce v posledných 10 rokoch (G. Le Hégarat—J. Remané 1968, G. Le

Hégarat 1971, 1973, P. Donze—G. Le Hégarat 1972) viedli k podrobnejšiemu rozdeleniu berriasienu na základe amonitových faún (od dola nahor):

— zóna s *Berriasella grandis*
— zóna s *Neocomites occitanicus:*
  podzóna s *Neocomites subalpinus*
  podzóna s *Berriasella privasensis*
  podzóna s *Dalmasiceras dalmasi*
— zóna s *Berriasella boissieri:*
  podzóna s *Berriasella picteti*
  podzóna s *Berriasella callisto.*

Na základe amonitových faún je hranica medzi tithonienom a berriasienom (a teda aj hranica medzi jurou a kriedou) vedená medzi podzónou s *Berriasella jacobi* (tithonien) a zónou s *Berriasella grandis* (spodný berriasien), vrchná hranica medzi podzónou *Berriasella callisto* a najnižšou podzónou valanginienu — podzónou s *Thurmanniceras petransiens.*

Amonitovými zónami berriasienu boreálnej oblasti sa nebudeme zaoberať, lebo nemajú z hľadiska Západných Karpát význam. Paralelizáciou amonitových zón mediteránnej a boreálnej oblasti sa podrobnejšie zaoberá A. S. Sakharov (1975).

J. Magné (1963) uvádza síce zo stratotypu asi 50 druhov foraminifér, tieto však neposkytujú podklady pre stratigrafické členenia. Významnejšiu úlohu majú tintininy; na ich základe vymedzil J. Magné v rámci berriasienu na stratotype tri zóny:

zónu II s *Tintinnopsella carpathica, Calpionella alpina cadishi* a *Calpionella undelloides;*

zónu III s *Calpionellites darderi, Calpionellites neocomiensis, Stenosemellopsis hispanica* a *Tintinnopsella cadischiana;*

zónu IV s *Calpionellopsis thalmanni* a *Tintinnopsella longa.*

J. Remané (in G. Le Hégarat—J. Remané 1968) rozlíšil po novej analýze tintinín z typového profilu v Berriase štyri hlavné etapy následnosti faún berriasienu: 1. explózia *Tintinnopsella carpathica;* 2. výskyt *Calpionellopsis simplex;* 3. výskyt *Calpionellopsis oblonga;* 4. výskyt *Lorenziella hungarica.*

V Západných Karpatoch považoval D. Andrusov (1959; stratigr. tab. 8) berriasien za podstupeň valanginienu; podobný názor zastávali aj J. Salaj—O. Samuel (1966).

Sedimenty berriasienu v Západných Karpatoch sú pelagické, zastupujú ich vápence a slabo slienité vápence. Zriedkavo obsahujú amonity a preto sa členia na základe tintinín.

Prvý sa pokúsil o rozdelenie vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov na základe tintinín E. Scheibner (in V. Houša—E. Scheibner—Z. Stráník 1963). Neskôr venoval pozornosť tejto otázke K. Borza (1969), ktorý vymedzil vo vnútornom bradlovom pásme vo viacerých profiloch sedimenty berriasienu; uvádza z nich tieto tintininové druhy: *Crassiocollaria parvula* Remane, *Crassiocollaria*

colomi Doben, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Tintinnopsela doliphormis* (Colom), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Remaniella dadayi* (Knauer) a *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy.

Treba poznamenať, že asociácie spodného berriasienu majú ešte podobné zloženie ako asociácie z najvyššieho tithonienu. Dominuje v nich *Calpionella alpina* Lorenz, veľmi zriedkavo sa v nich nachádza malá varieta *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) a *Crassicollaria parvula* Remane. Na základe tintinín nemožno pri dnešnom poňatí berriasienu (začína zónou s *Berriasella grandis*) presne stanoviť hranicu medzi tithonienom a berriasienom, nakoľko táto prebieha v spodnej časti zóny B *(Calpionella)*, ktorá začína vo vrchnom tithoniene a prechádza do berriasienu. Iba výskyt malých foriem *Calpionella alpina* Lorenz (ktoré pretrvávajú počas celého berriasienu) dovoľuje v niektorých prípadoch predpokladať, že sa dosiahla báza kriedy. Tieto formy postupne nahrádzajú sférickú formu s predĺženým golierom.

Za populáciou *Calpionella alpina* Lorenz nasleduje populácia *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), v ktorej sa s malým časovým posunom zriedkavo objavuje aj *Calpionella elliptica* Cadisch. Možno tu hovoriť o „populácii *Tintinnopsella carpathica*", ktorej početnosť stúpa a ktorá dosahuje veľkú morfologickú variabilitu. Jednotlivé exempláre dosahujú všeobecne väčšie rozmery ako formy vyskytujúce sa vo vrchnom tithoniene a bazálnom berriasiene. Neskoršie sa postupne objavujú *Calpionellopis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) a *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy, kým ďalšie z vyššie uvedených druhov sú z berriasienu zriedkavé.

Na základe postupného objavovania sa jednotlivých rodov tintinín možno v zmysle definície F. Allemanna et al. (1971) v berriasiene vyčleniť zónu s *Calpionella* a zónu s *Calpionellopsis*, pričom spodná časť prvej zóny siaha do vrchného tithonienu. Rozdelenie kalpionelovej zóny na podzónu *Calpionella alpina* a podzónu *Calpionella elliptica* (F. Allemann et al. 1971, str. 1339) je v Západných Karpatoch sťažené pre zriedkavý výskyt *Calpionella elliptica* Cadish. Dobre však možno vymedziť zónu B *(Calpionella)* a zónu C *(Tintinnopsella)* v zmysle J. Remana (1963), ako aj zónu D (J. Remane 1965), ktorá zodpovedá zóne *Calpionellopsis* (F. Allemann et al. 1971) preukázanej aj v Západných Karpatoch (K. Borza 1973).

Už spomínaná hranica berriasien-valanginien vymedzená na základe amonitových zón sa nekryje s hranicami zón stanovených na základe tintinín. Možno ju však s dosť veľkou presnosťou určiť na základe zmien druhotného charakteru, pretože pri tejto hranici miznú druhy *Calpionella alpina* Lorenz a *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), objavuje sa *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy a predchodcovia *Remaniella dadayi* (Knauer).

Z oblasti vnútorných jednotiek Západných Karpát neboli ani z bradlového pásma doteraz podrobne opísané malé foraminifery berriasienu, pretože je tento stupeň vyvinutý v karbonátovej fácii, ktorá nie je vhodná pre zachovanie foraminifér.

Valanginien s. str. (valanžin)

Stratotyp: Valangin, 3 km severozápadne od mesta Neuchâtel, Švajčiarsko (pohorie Švajčiarska Jura).

Autor označenia: E. Desor 1853.

Napriek tomu, že je tento stupeň známy vyše 120 rokov, patrí k najmenej rozpracovaným chronostratigrafickým jednotkám spodnej kriedy.

E. Desor (1853) označil názvom valanginien* morské kriedové vrstvy v okolí Neuchâtelu ležiace v podloží slieňov hauterivienu. Podrobný opis týchto sedimentov nepodal.

Termín valanginien sa i napriek hmlistej definícii rýchle udomácnil. A. Jaccard (1869) rozdelil stupeň na spodnú a vrchnú časť na základe litologických a paleontologických rozdielov. Roku 1901 E. Baumberger zaviedol termín berriasien pre spodnú časť typového profilu Valangin a termín valanginien rezervoval pre vrchnú časť profilu.

Už pri berriasiene sme uviedli, že valanginien bol (a vzácne ešte i je) ponímaný v dvoch rozličných verziách: valanginien s. l. (berriasien+valanginien) a valanginien s. str. (bez berriasienu). V zhode so súčasnými chronostratigrafickými trendami vymedzujeme berriasien ako samostatný stupeň a za valanginien považujeme tú časť profilu Valangin, ktorú A. Jaccard (1869) označil ako vrchný valanginien.

Opis typového profilu Valangin (na severnom vyústení sútesky Seyonu) podali roku 1898 E. Baumberger a H. Moulin. Súvrstvie je v neritickej vápencovej fácii, je chudobné na fosílie, pričom sa stratigraficky dôležité amonity vyskytujú (aj to vzácne) iba v najvyššej časti profilu.

Stratotypový profil v súčasnosti natoľko zarástla vegetácia, že je odkrytý iba v malých fragmentoch. Preto C. Hafeli ukázal účastníkom exkurzie Kolokvia o spodnej kriede (Lyon 1963) dva iné profily v okolí Valanginu (porovn. R. Barbier—J. P. Thieuloy 1965 a). Vlastný valanginien v týchto profiloch má hrúbku iba 13,5 m; tvoria ho (od dola nahor):

— pevné žlté slienité vápence *(Marnes d'Arzier)*;

— hrdzavo-hnedé limonitické vápence *(Calcaire roux)*, ktoré sú vo Valangine sterilné, ale v Sainte-Croix obsahujú vzácne amonity, medzi nimi *Thurmanniceras thurmanni*;

— pevné sliene s ramenonožcami *(Couche de Villers)*;

---

* E. Desor použil názov „valanginien" iba v názve svojej práce, v texte používa gramaticky nesprávny tvar „valangien", ktorý prevzali mnohí neskorší autori. Z toho dôvodu i skrátený tvar „valanž" v našej literatúre je nesprávny a má byť nahradený názvom „valanžin".

— žlté plastické sliene s *Olcostephanus astieri, Rogersites atherstoni, Alectryonia rectangularis* a *Exogyra couloni (Astieriaschicht).*

Valanginien typovej oblasti má veľmi redukovanú hrúbku a jeho fosílie neumožňujú vymedziť zóny. Kolokvium o spodnej kriede (Lyon 1963) síce vyslovilo nádej, že podrobné štúdium stratotypovej oblasti umožní získať ďalšie údaje (poskytli ich napr. Ch. Häfeli et al. 1965), ale súčasne navrhlo vymedziť v pelagickej vokontskej fácii vo Francúzsku parastratotyp, ktorého fauna by umožňovala presne vymedziť stupeň a podrobne rozdeliť na biozóny umožňujúce korelácie (M. Moullade 1966).

V súčasnej literatúre sa objavujú viaceré pokusy o vymedzenie amonitových podzón valanginienu, ale dve amonitovo-belenitové zóny valanginienu, ktoré vymedzil už W. Killian (1907—1913), pretrvávajú napriek všetkým revíziam: spodný valanginien — zóna s *Kilianella roubaudiana* a *Duvalia conica* (v jej rámci býva vymedzená podzóna s *Thurmanniceras petransiens,* ktorá sa prakticky kryje s celou zónou *K. roubaudiana*); vrchný valanginien: zóna so *Saynoceras verrucosum* a *Duvalia emerici.*

Spodnú hranicu valanginienu sme uviedli už pri opise berriasienu. Vrchná hranica prebieha medzi zónou so *Saynoceras verrucosum* (valanginien) a zónu s *Lyticoceras nodosoplicatus* (hauterivien).

Mikrofauna typu valanginienu nebola doteraz spracovaná tak, aby sa mohla použiť pre stratigrafické účely.

V Západných Karpatoch je prechod medzi berriasienom a valanginienom pozvoľný, sedimenty valanginienu sú pelagické, zastupujú ich vápence s rohovcami a slienité vápence. Z litofaciálneho hľadiska nie je nateraz možné stanoviť hranicu medzi oboma stupňami. Súvrstvia valanginienu sú chudobné aj na makrofaunu a preto ich možno vymedziť skoro výlučne iba na základe tintinín. Z tintinín sa vo valangiene vyskytujú: *Calpionellites darderi* (Colom), *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) *Tintinnopsella longa* (Colom), *Remaniella cadischiana* (Colom) a *Remaniella dadayi* (Knauer).

Spoločenstvo tintinín je po kvantitatívnej stránke chudobnejšie, hojnejšie sa vyskytujú nanokóny.

Vo valanginiene bola vymedzená zóna *Calpionellites* (F. Allemann et al. 1971), báza ktorej je vyznačená objavením sa *Calpionellites darderi* (Colom). Tento druh zriedkavo prevláda, ale tvorí charakteristický element poslednej fauny tintinín. Vrchná hranica zóny sa kryje s vyhynutím tintinín*. Spodná hranica zóny *Calpionellites* sa nekryje s hranicou berriasien-valanginien, ako je definovaná na základe amonitových zón. V Západných Karpatoch zónu *Calpionellites* vymedzil K. Borza (1973).

---

*V poslednom čase boli objavené tintiníny aj vo vrchnom apte a v spodnom albe (K. Borza 1978).

V niektorých profiloch Západných Karpát sú nad tithonienom v súvrství vápencov vyvinuté polohy slieňov, obsahujúce faunu foraminifér. Pomerne najlepšie zachované spoločenstvá sa našli v kosteleckej sérii, odkiaľ ich opísali J. Salaj a O. Samuel (1966). Podľa týchto autorov treba medzi významné druhy valanginienu počítať najmä *Conorboides valendisensis* (Bartenstein et Brand), *Conorboides hofkeri* (Bartenstein et Brand), *Epistomina (E.) ornata* (Roemer), ktoré sa podľa Bartensteina a E. Branda (1951), ako i J. Salaja (1972, 1977) vyskytujú len v tomto stupni. Z ďalších druhov si zaslúžia pozornosť *Lenticulina (L.) guttata* Dam, *Lenticulina* (L.) *ouachensis ouachensis* (Sigal), *Flabelina didyma* Bethelin a *Lingulina loryi* (Berthelin), ktoré sa podľa väčšiny autorov objavujú práve v opisovanom stupni. Treba poznamenať, že foraminifery valanginienu v Západných Karpatoch doteraz nie sú do tej miery preskúmané, žeby sme na ich základe mohli definovať spodnú i vrchnú hranicu stupňa, resp. pokúsiť sa o jeho zonáciu.

Hauterivien (hauteriv)

Stratotyp sa nachádza pri obci Hauterive, 5 km severovýchodne od mesta Neuchâtel, Švajčiarsko (Švajčiarska Jura).
Autor označenia: E. Renevier 1874.

E. Renevier, v snahe predísť nezrovnalostiam, ktoré vyplývali z nejednotného ponímania neokomienu (píšeme o ňom na inom mieste), zaviedol nové stupňové označenie hauterivien. Neuviedol opis typového profilu, iba v tabuľke zhrnul pod toto označenie: žlté sliene z Morteau s *Ammonites Astierianus;* sliene z Hauterive s *Ammonites radiatus* a fáciu *„pierre jaune"* z Neuchâtelu.

V podloží hauterivienu sa podľa E. Reneviera nachádza valanginien a v nadloží urgo-aptien.

E. Baumberger—H. Moulin (1898) vymedzili: vrchný hauterivien — vápence *„pierre de Neuchâtel"*; spodný hauterivien — zóna slienito-vápencová, zóna sivá a modravá, sliene s *Holcostephanus astieri.*

Roku 1901 oddelil E. Baumberger od hauterivienu sliene z Morteau a zaradil ich do valanginienu, ale v nedávnej dobe (J. Debelmas—J. P. Thieuloy 1965) boli tieto sliene znovu vrátené do bázy hauterivienu a tým sa zachovala definícia stupňa v pôvodnom rozsahu.

F. Burri (1956) dospel k záveru, že v typovej oblasti nie je možné presne ohraničiť, ani paleontologicky definovať iba na litologickom základe stanovený hauterivien. Amonity v typovej oblasti sú vzácne, zle zachované, obmedzujú sa na sliene spodného hauterivienu. Vyskytli sa pokusy použiť na vymedzenie vrstiev švajčiarskeho hauterivienu aj iné organické skupiny, napr. foraminifery a ostrakódy, ale bez žiadúceho efektu (H. Bartenstein—F. Burri 1954). F. Burri (1961) uvádza niektoré charakteristické fosílie švajčiarskeho spodného a vrchného hauterivienu, ale nepovažuje ich za fosílie zón.

Vyše 200 m hrubý hauterivien vo vokontskej pelagickej fácii juhovýchodného Francúzska pútal pozornosť stratigrafov už od konca minulého storočia; jeho organické zvyšky (najmä amonity) sa stali základom pre vymedzenie v rámci tohto stupňa. Zóny prešli dlhým vývojom (zaoberá sa ním J. Sornay 1957), kým dospeli do dnešnej podoby: vrchný hauterivien — zóna s *Pseudothurmannia angulicostata*, zóna so *Subaynella sayni*; spodný hauterivien — zóna s *Crioceras loryi*, zóna s *Acanthodiscus radiatus*, zóna s *Lyticoceras nodosoplicatus*.

Spodná hranica stupňa vedie medzi zónou so *Saynoceras verrucosum* a zónou s *Lyticoceras nedosoplicatum*, vrchná hranica sa nachádza na vrchole zóny so *Pseudothurmannia angulicostata*.

Keďže stratotyp hauterivienu (nemožno tu hovoriť ani o stratotypovom profile, lebo ten nebol vymedzený, iba o stratotypovej oblasti) nevyhovuje svojimi prevažne neritickými fáciami pre širšie korelácie, bolo treba vymedziť vo vokontskej fácii hypostratotyp tohto stupňa, a to v oblasti Vergons, kde slienito-vápencové pelagické sedimenty obsahujú popri amonitoch aj mikroorganizmy.

V Západných Karpatoch prechádzajú sedimenty valanginienu plynule do hauterivienu. Zastupujú ich pelagické sedimenty — vápence a slienité vápence. Hranicu medzi týmito stupňami určuje vyhynutie tintinín. Vo vrchnej časti hauterivienu sa objavujú hedbergely. Medzi poslednými tintininami a prvým objavením hedbergel je vyvinutá nanokónová mikrofácia. Z nanokónov sú zastúpené: *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *Nannoconus colomi* de Lapparent, *Nannoconus globulus* Brönnimann, *Nannoconus boneti* Trejo, *Nannoconus bucheri* Brönnimann a *Nannoconus kamptneri* Brönnimann. Na základe nanokónov nemožno presne stanoviť hranicu medzi valanginienom a hauterivienom, ako to vyplýva z prác viacerých autorov (porovn. P. Brönnimann 1966, M. Trejo 1960, M. Báldi—Beke 1965, T. Geel 1966, H. Manivit et al. 1969 a i.). Z kadosín sa v hauteriviene vyskytuje *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina vogleri* Borza a *Stomiosphaera wanneri* Borza.

Presné stanovenie hranice valanginien-hauterivien je aj na základe malých foraminifér obťažné, nakoľko väčšina druhov valanginienu prechádza aj do hauterivienu, resp. i vyššie. J. Salaj—O. Samuel (1966) uvádzajú z významnejších druhov pre tento stupeň *Lenticulina (M.) djaffaensis* (Sigal), *Lingulina semiornata* Reuss, *Epistomina (E.) caracola* (Roemer). *Anomalina (G.) sigmoicosta sigmoicosta* Ten Dam sa po prvý raz objavuje v priebehu hauterivienu spolu s prvými primitívnymi planktonickými formami. Problém vrchnej i spodnej hranice hauterivienu si vyžiada pri ďalších mikrobiostratigrafických výskumoch osobitnú pozornosť.

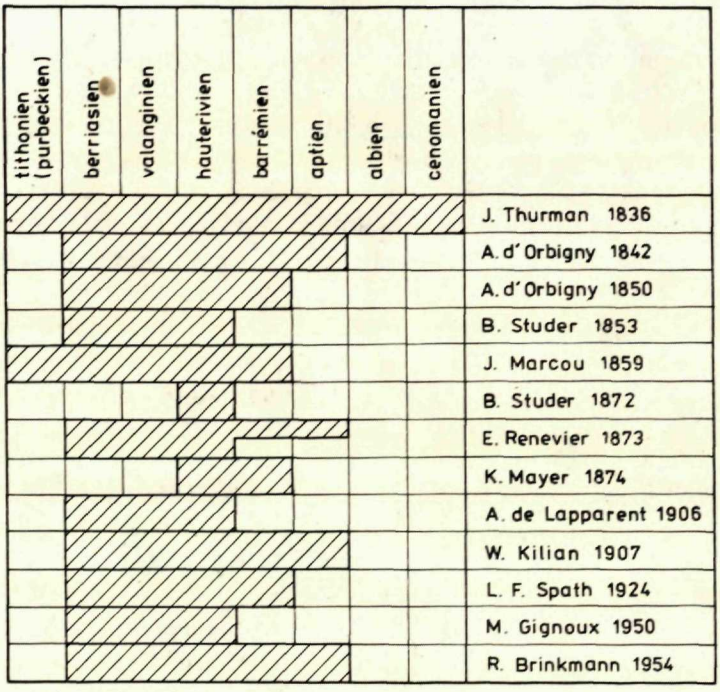
Neokomien (neokóm)

Stratotyp nebol stanovený.
Autor označenia: J. Thurmann 1836.

Tento diskutabilný (a dodnes v karpatskej literatúre mimoriadne obľúbený) termín zaviedol do stratigrafickej literatúry J. Thurmann (1836) v liste E. de Beaumontovi, ktorý bol publikovaný v Bulletine Francúzskej geologickej spoločnosti. Podľa neho neokomien (názov odvodený od latinského názvu švajčiarskeho mesta Neuchâtel Neocomum) v pohorí Jura zahrnuje: 1. zelené pieskovce s *Inoceramus sulcatus* Brgn. a *Inoceramus concentricus* Brgm.; 2. žlté vápence a modravé sliene s *Exogyra aquila* Lamk., *Terebratula depressa* Sow., *Spatangus retusus* Park. atď.

ROZLIČNÉ POŇATIA NEOKOMIENU (SKRÁTENE PODĽA TAB.1 – R.F.RUTSCH – R. BERTSCHY 1955)

TAB.2



(NEOKOMIEN ŠRAFOVANÝ)

J. Thurmann rozumel pod pojmom neokomien celú kriedovú sériu pohoria Jura, teda časový úsek medzi jurským portlandienom a terciérom. Tento autor nestanovil typový profil.

Ďalšiu cestu k rozporným poňatiam neokomienu otvoril A. d'Orbigny, ktorý podal v priebehu 10 rokov (1842—1852) niekoľko rozličných verzií tohto termínu: chápal ho ako časový úsek od bázy kriedy po koniec aptienu, inokedy oddelil od neho aptien (tento nazýval urgonien). Pritom podľa pôvodnej verzie J. Thurmanna patrí do neokonienu nesporne aj albien (vrstvy s *Inoceramus sulcatus*).

Roku 1853 E. Desor vytvoril valanginien a výslovne uviedol, že ide o spodný stupeň skupiny neokomien. Roku 1871 vymedzil H. Coquand v rámci valanginienu berriasien. R. 1872 B. Studer obmedzil neokomien na vrstevnú sériu, ktorú o rok neskôr E. Renevier nazval hauterivienom.

Prehľadnú tabuľku rozličných interpretácií neokomienu publikovali R. F. Rutsch—R. Bertschy (1955, str. 357); pre jej názornosť ju v zjednodušenej forme uvádzame na našej tab. 2.

V súčasnej dobe sa neokomien v literatúre používa v dvoch poňatiach: a) neokomien s. l. — od berriaseniu po aptien; b) neokomien s. str. — redukovaný na berriasien, valanginien a hauterivien.

Rozličné geologické kongresy, kolokviá i jednotliví autori sa snažili nájsť riešenia, ktoré by umožnili neokomienu zotrvať v chronostratigrafickej stupnici. Ich pokusy skončili neúspechom. Podľa pôvodnej definície J. Thurmanna neokomien zahrňuje celú kriedu, jeho vrchná hranica sa v priebehu posledných 130 rokov kládla do bázy barrémienu, aptienu, albienu i cenomanienu; chýba jeho stratotyp, a teda nie je možné ponechať neokomien v chronostratigrafickej stupnici v hodnote stupňa, ale nemá ani hodnotu superstupňa alebo inej vyššej jednotky.

Kolokvium o spodnej kriede (závery kolokvia publikované v Mémoires du B.R.G.M. 34, str. 832) pripúšťa považovať neokomien za zoskupenie stupňov („groupement d'étages") a doporučuje ho obmedziť na tri najspodnejšie stupne kriedy: berriasien, valanginien a hauterivien. Toto kompromisné riešenie nie je z hľadiska Medzinárodného stratigrafického kódu prípustné a preto treba trvať na odstránení termínu neokomien zo stratigrafickej literatúry.

Barrémien (barém)

Stratotyp: západne od obce Angels v juhovýchodnom Francúzsku (asi 15 km východne od obce Barréme).

Autor označenia: H. Coquand 1862.

H. Coquand rozdelil vrstvy, ktoré sa označovali dovtedy ako neokomien do troch stupňov: do valanginienu, neokomienu s. str. (hauterivienu) a do nového stupňa—barrémienu, ktorý charakterizuje spoločenstvo s *Belemnites minaret, Ammonites ligatus, Scaphites Yvani* atď.

Už pri definícii sa H. Coquand dopustil vážnej chyby, keď výslovne uviedol, že jeho barrémien nie je ekvivalentom urgonienu, ale že sú oba stupne v superpozícii. Ako uvádzame pri urgoniene, výskumy tejto organogénnej vápencovej fácie ukázali, že treba prevažnú časť urgonienu zaradiť práve do barrémienu. Tieto nedorozumenia vyriešil na prelome storočí W. Kilian a jeho spolupracovníci tým, že barrémienu prisúdili plnú hodnotu chronostratigrafickej jednotky — stupňa, zatiaľ čo urgonien z chronostratigrafickej stupnice vylúčili. Toto nesporne správne poňatie sa presadzuje podnes.

H. Coquand charakterizoval svoj stupeň faunisticky; nestanovil jeho stratotyp, ale uviedol, že typy jeho stupňa sa nachádzajú v juhovýchodnom Francúzsku pri obciach Barréme a Angles.

Pri príležitosti Kolokvia o spodnej kriede r. 1963 sa rozprúdili práce, ktoré mali za cieľ nájsť stratotyp. Ukázalo sa, že v okolí Barréme nie sú vhodné profily, ale pri ceste vedúcej z Angles západným smerom sa našiel profil, v ktorom je zachytený neprerušený vrstevný sled od berriasienu do konca barrémienu. Stupeň barrémien je tu vyvinutý vo fácii vápencov a slienitých vápencov, organické zvyšky sú veľmi časté, najmä amonity a foraminifery. Tento typ je podrobne opísaný v práci R. Busnarda et al. (1965), pričom litológiu a makrofaunu opísal R. Busnardo, foraminifery S. Guillame a J. Sigal a nanofosílie P. M. Bouché. Na tomto stratotype vymedzil R. Busnardo nasledovné antimonitové zóny: spodný barrémien — zóna s *Nicklesia pulchella*, podzóna s *Holcodiscus kiliani*, podzóna s *Pulchellia compressissima*;

vrchný barrémien — zóna so *Silesites seranonis*, podzóna s *Leptoceras puzosianum*, podzóna s *Heteroceras astieri*, podzóna s *Hemihoplites feraudi*.

Výskum foraminifér a nanofosílií na stratotype neviedol k vymedzeniu biozón.

Hranice barrémienu sú amonitovými zónami dostatočne charakterizované a nevyvolávajú v súčasnosti diskusie. Iba v minulosti boli spory o zaradení zóny so *Pseudothurmannia angulicostata*, ale tieto vyriešil W. Kilian (1907—1913) zaradením tejto zóny do najvyššieho hauterivienu.

Amonitovú faunu barrémienu dobre charakterizujú rody *Pulchellia, Nicklesia, Heinzia, Barremites, Silesites, Holcodiscus, Leptoceras* a i. Značné problémy sú s vekovým zaradením vrstiev, ktoré sú vyvinuté v neritickej (urgónskej) fácii. Najväčšiu nádej z hľadiska stratigrafie poskytuje systematický výskum orbitolinidných foraminifér (M. Moullade 1960). Podľa R. Schroedera (1965) z orbitolinidov charakterizujú barrémien *Orbitolinopsis flandrini* Moullade, *Orbitolinopsis cuvillieri* Moullade, *Orbitolinopsis kiliani* Silvestri a *Coskinolina sunnilandensis* Maync.

Sedimenty barrémienu v oblasti Západných Karpát sú mikritové a intrasparitové vápence, niekedy s rohovcami, vyskytujú sa aj slienité vápence a sliene. Niekedy sú biomikritové, resp. biointrasparitové, ale neobsahujú mikrofosílie, ktoré by jednoznačne stanovili tento stupeň. Nanokóny majú obdobné zastúpenie ako v hauteriviene (P. Brönnimann 1955, M. Báldi—Beke 1965, T. Geel 1966).

Na základe súčasného stavu výskumu v Západných Karpatoch nie je zatiaľ možné presné stanovenie hraníc medzi hauterivienom a barrémienom podľa foraminifér. Riešenie tohto problému sťažuje do značnej miery charakter sedimentov, ako aj nedostatok vhodných profilov. Podľa J. Salaja—O. Samuela (1966) barrémien indikujú asociácie, v ktorých sa v populácii planktonických foraminifér — skladajúcich sa hlavne z druhu *Hedbergella infracretacea* (Glaessner) a *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi) — objavuje *Biglobigerinella barri* Bolli—Loeblich—Tappan a *Clavihedbergella subcretacea* (Tappan), ako aj veľmi zriedkavo sa vyskytujúci druh *Leupoldina protuberans* Bolli. Vyššie menovaní autori dávajú objavenie posledne menovaného druhu do vzťahu so zónou *Leupoldina protuberans*, ktorú pôvodne na Trinidade stanovil H. M. Bolli (1958) a považoval ju za spodnoaptskú. Neskôr (1959) ju posunul nižšie a dáva ju do vzťahu s vrchným barrémienom a najspodnejším aptienom. Táto interpretácia je v súlade aj s poznatkami biostratigrafického výskumu J. Salaja a O. Samuela (1966) zo Západných Karpát s tým rozdielom, že uvedení autori vzťahujú karpatskú biozónu *Clavihedbergella subcretacea* iba na vrchný barrémien. Z bentóznych foraminifér barrémien indikujú asociácie, v ktorých sa objavujú spolu druhy *Anomalina (G.) rudis* Reuss, *Conorotaloides bartensteini bartensteini* (Betenstaedt), *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Epistomina (Brotzenia) hechti* Bartenstein, Bettenstaedt et Bolli, *Epistomina (E.) spinulifera spinulifera* (Reuss) atď. Vo

vápencoch karpatského barrémienu sa vyskytujú aj orbitolinidné foraminifery, ale tieto doteraz neboli podrobnejšie študované.

Urgonien (urgón)

Stratotyp: pri mestečku Orgon na rieke Durance, 25 km juhovýchodne od Avignonu, Francúzsko.
Autor označenia: A. d'Orbigny 1847.

A. d'Orbigny (1847, 1850) označil názvom urgonien vrchnú časť vtedajšieho neokomienu, pričom ako typ stupňa stanovil organogénne rífové vápence s rudistami z okolia Orgonu. Inými slovami — A. d'Orbigny oddelil od neokomienu tú časť, ktorú r. 1862 označil H. Coquand názvom barrémien.

Prevažná väčšina autorov minulého storočia skutočne spájala barémien a urgonien ako synonymné názvy. Ale W. Kilian (1880) a V. Paquier (1900) zistili, že organogénne vápence s rudistami laterálne prechádzajú nielen do vrstiev s amonitmi barrémienu, ale aj do vrstiev spodného aptienu (bedoulienu). Na základe týchto faktov odmietol W. Kilian urgonien ako chronostratigrafickú jednotku, prekrývajúcu sa s barrémienom a časťou aptienu a presadzoval používanie názvu urgonien iba vo faciálnom zmysle.

Francúzsky urgonien vo väčšine výskytov tvoria dve hrubé polohy organogénnych vápencov (hrúbky 200 a 100 m) oddelené od seba tenkou vrstvou slieňov s orbitolínami (spodná orbitolínová vrstva). Nad vrchnou vápencovou polohou je vrchná orbitolínová vrstva aptského (gargasského) veku. Podľa V. Paquiera (1900) zodpovedá spodná vápencová poloha barrémienu, spodná orbitolínová vrstva najvyššiemu barrémienu a vrchná vápencová poloha spodnému aptienu (bedoulienu).

Urgonien je charakterizovaný predovšetkým rudistami — rodmi *Requienia* a *Toucasia*, ale vyskytujú sa v ňom aj foraminifery (najmä orbitolíny), ježovky, ramenonožce a iné formy. Amonity a belemnity takmer chýbajú.

V súčasnom ponímaní je urgonien fáciou organogénnych rífových vápencov s rudistami i vápencov, ktoré sú s týmito vývojmi bezprostredne spojené. Hoci sa rudisty vyskytujú v hauteriviene, albiene i cenomaniene, jestvuje istá konvencia o obmedzení názvu urgonien. Vyjadrujú to aj uznesenia Kolokvia o spodnej kriede (Lyon 1963), kde sa uvádza (Mémoires du B.R.G.M. 34, str. 833): „Urgonien má byť vyhradený pre označenie vápencovej fácie spodnej kriedy — „urgónskej fácie". Je želateľné obmedziť jeho použitie na vápence s *Toucasia* a tie vápence, ktoré sú s nimi priamo spojené, a to od barrémienu do aptienu".

V spojitosti s urgonienom sa v literatúre vyskytujú aj niektoré iné názvy — A. Torcapel (1882) vymedzil v urgoniene oblasti Gard a Ardéche (Francúzsko) tri stupne: donzérien (vrchný urgonien), barutelien (stredný urgonien) a cruasien (spodný urgonien).

Podľa dnešných vedomostí cruasien zodpovedá prevažne hauterivienu, barutelien spodnému barrémienu a iba donzerien s rudistami predstavuje typickú fáciu urgonienu (vyšší barrémien až spodný aptien (porovn. J. Sornay 1957). Uvedené názvy sa v literatúre nevžili a dnes sa už nepoužívajú vôbec.

Názov urgo-aptien zaviedol r. 1868 A. Leymerie pre sedimenty aptského veku v Pyrenejách, kde sa striedajú fácie organogénnych vápencov s rudistami a fácie tmavých bridlíc s *Exogyra latissima* L m k. Ani tento názov nie je v súčasnej literatúre používaný.

Aptien (apt)

Stratotyp: okolie obce Apt v juhovýchodnom Francúzsku, asi 60 km severne od mesta Marseille.
Autor označenia: A. d'Orbigny 1840.

A. d'Orbigny oddelil od vtedajšieho neokomienu jeho vrchnú časť pod názvom terrain aptien. Litologicky išlo o íly s plikatulami v parížskom bazéne a súvrstvia slieňov v okolí obce Apt. Roku 1850 podal A. d'Orbigny rozsiahly súpis druhov (najmä amonitov), ktoré sa viažu na aptien a tým otvoril cestu k jeho používaniu.

V prvotnom ponímaní A. d'Orbignyho mal aptien veľmi zúžený zmysel (rovnal sa približne dnešnému gargasienu), ale v práci z roku 1850 sa uvádzajú druhy tak spodného, ako aj vrchného aptienu. Už koncom minulého storočia bol aptien uznávanou chronostratigrafickou jednotkou medzi barrémienom a albienom.

V rámci rozličných koncepcií kolísala spodná i vrchná hranica aptienu v dosť širokom rozsahu (podrobnejšie S. Fabre-Taxy a J. Sornay 1957 in J. Sornay 1957). Tejto otázky sa dotkneme ešte pri opise bedoulienu a clansayesienu.

V súčasnom poňatí aptien zahrnuje tri podstupne: bedoulien, gargasien a clansayesien, ktoré v ďalšom texte krátko opíšeme. Bežnejšie je zaužívané delenie aptienu na spodný (bedoulien) a vrchný (gargasien + clansayesien), vzácnejšie na spodný (bedoulien), stredný (gargasien) a vrchný (clansayesien) aptien.

Spodný aptien — bedoulien (bedul)

Stratotyp: obec La Bedoule na pobreží Stredozemného mora, asi 20 km juhovýchodne od Marseille, Francúzsko.
Autor označenia: A. Toucas 1888.

Podľa A. Toucasa bedoulienu na typovej lokalite zodpovedajú slienité vápence obsahujúce hojnú faunu, medziiným *Neohibolites semicanaliculatus* Blainv., *Parahoplites consobrinus* (d'Orb.), *Puzosia matheroni* (d'Orb.), *Ancyloceras matheroni* d'Orb. a *Echinospatangus collegnoi* Sism.

V nadloží tohto súvrstvia sa nachádzajú ľahko odlišiteľné sliene gargasienu, ale v podloží sú litologicky takmer totožné vápence, ktoré možno rozlíšiť iba na základe rozdielov fauny. Tieto podložné vápence zaradil A. Toucas do urgonienu, ktorý považoval za samostatný stupeň medzi hauterivienom a aptienom. Proti tejto koncepcii ešte v tom istom roku (1888) ostro vystúpil W. Kilian a navrhoval

modifikovať zmysel A. Toucasovho bedoulienu tak, aby zodpovedal celému spodnému aptienu. Názor W. Kiliana (viď tiež práce z rokov 1907—1913, 1915) — nesporne i vďaka jeho autorite medzi francúzskymi stratigrafmi — bol prijatý; súčasný bedoulien je ponímaný v rozsahu celého spodného aptienu a zahrnuje aj časť urgónskej fácie.

Revíziu stratotypu bedoulienu publikovali roku 1965 S. Fabre-Taxy—M. Moullade a G. Thomel. Títo autori konštatovali, že bedoulien je odkrytý v početných opustených lomoch v okolí malej obce La Bedoule.

Nad vápencami v urgónskej fácii je tu odkryté asi 3 m hrubé prechodné súvrstvie, ktoré prechádza do 10 m hrubej polohy vápencov s rohovcami, nad ktorými sa nachádza vyše 40 m hrubá poloha slieňov a slienitých vápencov s amonitovou faunou. Táto poloha obsahuje v spodnej časti *Deshayesites deshayesi* (d'Orb.), *Ancyloceras matheroni* d'Orb. a iné druhy, vo vrchnej časti *Tropaeum bewerbancki* (Sow.), *Procheloniceras albrechti-austriae* (Hoh.) Uhl. a iné druhy. V nadloží sa nachádza súvrstvie flyšovej povahy, patriace gargasienu. Podobný vrstevný sled s trochu odlišnými hrúbkami jednotlivých vrstevných členov opísali uvedení autori aj od obce Cassis na pobreží Stredozemného mora.

Podrobné preskúmanie foraminifér a ostrakód z typových lokalít bedoulienu neprinieslo želateľné výsledky. Autori zistili, že iba *Schackoina* gr. *cabri* Sigal má stratigrafický význam, lebo označuje rozhranie bedoulienu a gargasienu. Z ostrakód na stratotype charakterizuje bedoulien iba *Protocythere alexandri* Howe et Laurencich.

Spodné ohraničenie bedoulienu na stratotype je predovšetkým litologické, keď sú podložné vápence v urgónskej fácii zaradené do barrémienu.

Francúzski stratigrafovia neraz navrhovali (J. Goguel 1944), aby bol bedoulien pripojený ku barrémienu, lebo litologicky je bližší k nemu, než ku zvyšku aptienu v slienitej fácii. Paleontologické údaje hovoria v prospech zaradenia bedoulienu do aptienu, lebo amonitová fauna má výrazne aptský ráz a mnohé amonitové druhy prechádzajú z bedoulienu do gargasienu.

O rozdelení bedoulienu a platnosti jeho amonitových zón sa počas kolokvia o spodnej kriede r. 1963 rozvinula široká diskusia (J. Sigal 1965). Za typickú zónu bedoulienu počas kolokvia uznali iba zónu s *Deshayesites deshayesi*, ale v súčasnej literatúre (Ch. Pomerol 1975) sa pre nižší bedoulien vymedzuje zóna s *Deshayesites deshayesi*, zatiaľ čo vyšší bedoulien charakterizuje zóna s *Tropaneum bowerbanki*), čo je v plnej zhode so situáciou na stratotype.

Treba ešte poznamenať, že rok pred A. Toucasom vymedzil W. Kilian (1887) voconcien ako podstupeň aptienu. Typom voconcienu sú vápence z Vaison s miešanou barrémsko-aptskou faunou. Voconcien zodpovedá spodnej časti spodného aptienu; tento názov by mal byť uprednostnený pred bedoulienom. Keďže sám W. Kilian v neskorších prácach uprednostnil používanie názvu bedoulien, upadol termín voconcien do zabudnutia.

Vrchný aptien
Gargasien (gargas)

Stratotyp: medzi obcami Apt a Gargas v juhovýchodnom Francúzsku.
Autor označenia: W. Kilian 1887.

Podľa W. Kiliana zahrnuje gargasien v okolí Gargasu: 1. piesčité sliene s *Belemnites semicanaliculatus;* 2. sliene s *Ammonites nisus, A. dufrenoyi, A. guettardi, A. martini, Plicatula radiola* a i. 3. vápence s *Ammonites martini, A. dufrenoyi, Plicatula radiola* a *Pecten cottaldi.*

Na základe rozdielností fauny vymedzil r. 1895 W. Kilian vo Francúzsku východný a západný typ gargasienu.

C. Jakob (1907) vymedzil v gargasiene dve podzóny, ktoré W. Kilian (1907—1913) povýšil na zóny — spodnú zónu s *Oppelia nisus* d'Orb. a *Hoplites furcatus* Sow. (= *dufrenoyi* d'Orb. — podzóna IIa C. Jacoba 1907); — vrchnú zónu s *Douvilleiceras subnodosocostatum* Sinz. a *D. buxtorfi* Jacob (podzóna IIb C. Jacoba 1907).

Revíziou stratotypu sa zaoberal M. Moullade (1965). Podľa tohto autora sa najlepší profil nachádza medzi obcou Apt a dedinkou Gargas (ležiacou 4 km severozápadne od Aptu). Nad vápencami v urgónskej fácii (bedoulien) a prechodnou polohou sa nachádza vyše 60 m hrubé súvrstvie modravých slieňov s tenkými vložkami slienitých vápencov. V tomto súvrství sa nachádza bohatá amonitová fauna, medzi inými *Aconoceras nisus* d'Orb., *Dufrenoya dufrenoyi* d'Orb., *Cheloniceras martini* d'Orb., *Macroscaphites stratisulcatus* d'Orb., *Gargasiceras gargasensis* d'Orb. Podľa fauny zodpovedá súvrstvie nižšiemu gargasienu. Vyšší gargasien tvorí asi 10 m hrubé súvrstvie piesčitých slieňov s polohami piesčitých vápencov a pieskovcov. V tomto súvrství sa nachádza *Neohibolites semicanaliculatus* B 1. Podľa M. Moullada najvyššia časť piesčitých slieňov zasahuje až do clansayesienu.

Mikropaleontologické štúdium stratypového profilu (napriek tomu, že bol určený veľký počet druhov foraminifér a ostrakód; M. Moullade 1965, str. 208) nevymedzilo ani biozóny, ani typické spoločenstvo gargasienu.

V súčasnej stratigrafickej literatúre sa zaužívalo rozdelenie gargasienu na spodnejšiu zónu s *Aconoceras nisus* a vyššiu zónu s *Cheloniceras subnodocostatum.* Ch. Pomerol (1975) uvádza odlišné pomenovanie biozón gargasienu: spodnejšiu nazýva zóna s *Cheloniceras martini* a vyššiu zónu s *Melchiorites melchioris.*

Clansayesien

Stratotyp: pri dedinke Clansayes v údolí Rhôny, asi 45 km severne od Avignonu (Francúzsko).
Autor označenia: M. Breistroffer 1947.

Pre označenie zóny s *Diadochoceras nedosocostatum* vytvoril M. Breistroffer názov clansayesien a za typ považoval niveau s faunou z Clansayes.

Faunu z Clansayes poznali už mnohí geológovia minulého storočia (A. d'Orbigny, W. Kilian a iní), ale až C. Jacob (1904, 1905, 1907) zistil, že ide o úroveň s veľmi osobitým rázom fauny a zaradil ho do spodného albienu.

M. Breistroffer (1947) znovu preskúmal faunu z Clansayes a zistil, že má bližší vzťah k aptienu než k albienu. Preto považoval novovytvorený clansayesien za ekvivalent vrchného aptienu (tento autor rozdelil aptien na spodný, stredný a vrchný). M. Breistroffer rozdelil clansayesien na dve podzóny — spodnú podzónu s *Hypacanthoplites nolani, Parahoplites grossouvrei* a *Cheloniceras clansayesense* (známu z Clansayes); — vrchnú podzónu s *Hypacanthoplites jacobi* a *H. sarasini* (známu iba z Nemecka).

Stratotyp znovu zrevidoval M. Moullade (1965 a). Podľa neho sa najlepší profil clansayesienu, známy aj z minulosti, nachádza pri majeri „Lagarde" asi 1 km severozápadne od dnes už opustenej dedinky Clansayes.

Nad hrubým súvrstvím pieskovcov a slienitých pieskovcov vrchného gargasienu sa nachádza iba 5 m hrubé súvrstvie glaukonitických jemných žlto-zelených pieskovcov a pieskov, ktoré obsahujú vyššie spomínanú faunu. V nadloží sú pieskovce s faunou albienu. Clansayesien v Clansayes neobsahuje takmer žiadnu mikrofaunu a je vyvinutý vo fácii veľmi nepriaznivej pre zachovanie rôznorodej fauny, ba nie je vylúčené, že fauna v Clansayes je redeponovaná (M. Moullade 1965a, str. 220, poznámka pod čiarou). Tieto fakty viedli G. Thomela (J. Sigal 1965), aby navrhol vymedziť parastratotyp clansayesienu v oblasti Lioux (Basses-Alpes).

Podzóny, ako ich zaviedol M. Breistroffer (1947), nie sú zaužívané; celému clansayesienu zodpovedá zóna s *Diadochoceras nododocostatum* a *Hypocanthoplites jacobi.*

V literatúre sa čoraz častejšie objavujú pokusy využiť pre stratigrafiu aptienu aj iné organické skupiny, nielen amonity. V aptiene sú široko rozšírené orbiotolinidné foraminifery. Rod *Orbitolinopsis* je zastúpený druhom *Orbitolinopsis simplex* (Henson), rod *Simplorbitolina* druhmi *Simplorbitolina manasi* Ciry et Rat a *Simplorbitolina conulus* (H. Douvillé), z pravých orbitolín je v aptiene rozšírená *Orbitolina (Palorbitolina) lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana minor* Schroeder a *Orbitolina texana texana* (Roemer). R. Schroeder (1963) pri štúdiu orbitolín Španielska vymedzil v aptiene štyri zóny: zónu so *Simplorbitolina conulus,* zónu so *Simplorbitolina manasi,* zónu s *Orbitolinopsis simplex* a zónu s *Orbitolina lenticularis.*

K. Méhes (1964, 1965) považuje na základe štúdia maďarských výskytov orbitolín za charakteristické druhy pre vrchný barrémien až spodný aptien: *Orbitolina (Palorbitolina) lenticularis* (Blum.) a pre vrchný aptien až spodný albien: *Orbitolina minuta* Douglass, *Orbitolina baconica* Méhes a *Orbitolina discoidea libanica* Henson.

Mikrofosíliami nie je spodná hranica aptienu ešte doložená. Vo vrchnom aptiene sa z tintinín objavuje *Deflandronella tenuis* Trejo a *Deflandronella veracruzana* Trejo. M. Trejo (1975) vytvoril na základe výskytu tejto asociácie vo vrchnom aptiene v Mexiku subzónu *Deflandronella*. Vo vrchnej časti aptienu k nim pristupuje ešte *Colomiella mexicana* Bonet, ktorá prechádza do albienu. Na rozhraní aptienu a albienu vytvoril M. Trejo (1975) v Mexiku subzónu *Colomiella mexicana*. Vyššie uvedené formy sa vyskytujú — i keď zriedkavejšie — aj v Západných Karpatoch a sú dôležitými vedúcimi formami.

Aptien, podobne ako nasledujúci albien v Západných Karpatoch sa vyznačuje, najmä v bradlovom pásme, bohatým obsahom foraminifér. Preto je mikrofauna vcelku dobre preskúmaná a predmetný stupeň je v jednotlivých sériach dostatočne vymedzený. Medzi významné formy patrí v prvom rade *Planomalina (Globigerinalloides) algeriana* (Cushman et Tem Dam), *Planomalina (Pl.) cheniourensis* (Sigal), *Schakoina cabri* Sigal, ktoré sa s veľmi malým časovým posunom objavujú na báze aptienu. Dominujúcou zložkou ostávajú z planktonických foraminifér druhy, ktoré sa po prvý raz objavujú už v barrémiene, resp. vo vrchnom hauteriviene; sú to najmä *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), H. *infracretacea* (Glaessner) a vo vrchnom aptiene ancestrálna forma druhu *Ticinella roberti* (Gandolfi), ktorá však svojími morfologickými znakmi ešte nepresahuje základné znaky rodu *Hedbergella*. Na základe planktonických forminifér vyčlenil J. Salaj—O. Samuel (1966) v aptiene dve sukcesívne zóny, z ktorých prvú s *Planomalina (Globigerinelloides) algeriana* korelujú s bedoulienom a druhú s *Hedbergella roberti* s gargasienom, clansayesienom až spodným albienom. Súčasné poznatky o planktonických foraminiférach umožňujú už detailnejšiu biozonáciu v rámci aptienu i presnejšie stanovenie hraníc medzi aptienom a albienom. Orbitolíny Západných Karpát neboli doteraz systematicky študované, ale zdá sa, že v spodnom aptiene sa dosť často vyskytujú.

Albien (alb)

Stratotyp: údolie rieky Aube v okolí Dienville, asi 120 km východne od Paríža, Francúzsko.

Autor označenia: A. d'Orbigny 1842.

A. d'Orbignyho definícia albienu sa v literatúre s obľubou doslovne cituje a netreba ju znovu opakovať. A. d'Orbigny v nej hovorí, že názov gault vzťahujúci sa na glaukonitické piesky a pieskovce nemožno vždy použiť, lebo ten istý vek majú aj iné typy hornín, najmä ílovce. Preto navrhuje nový názov — albien (podľa latinského názvu rieky Aube — Alba).

A. d'Orbigny r. 1850 podal rozsiahly zoznam druhov a rodov, ktoré sa viažu na albien.

Prvý podrobnejšie opísal sukcesiu vrstiev albienu v typovej oblasti r. 1863 T.

Embray, ktorý rozlíšil (od dola nahor) — 1. piesky a zelené pieskovce; 2. ílovce spodného gaultu; 3. železité piesky; 4. modrasté ílovce a sliene.

V súčasnosti sa litologicky albien z Aube delí iba na tri celky (C. Larcher et al. 1965): 1. zelené piesky; 2. tegulinové ílovce s. str.; 3. vrchné ílovce alebo sliene z Brienne.

Súvislý stratotypový profil albienu v tejto oblasti stanovený nebol, ale skladá sa z množstva menších profilov v údolí rieky Aube v okolí Dienville a Brienne-la-Vielle.

DELENIE ALBIENU PODĽA CH. JACOBA (1907), L. F. SPATHA (1923–1943), M. BREISTOFFERA (1947) A PODĽA NÁVRHOV KOLOKVIA O SPODNEJ KRIEDE (LYON, 1963) TAB. 3

	Ch. Jacob 1907	L. F. Spath 1923–1943		M. Breistroffer 1947			Kolokvium o spodnej kriede, Lyon 1963
ALBIEN vrchný	VI b zóna s *Mortoniceras inflatum*	PLEURO-HOPLITAN	*dispar substuderi*	PERVINQUIERIEN	STOLICZ-KAIEN VRACONIEN	OSTLINGOCERATIEN zóna so *Stoliczkaia dispar*	zóna so *Stoliczkaia dispar*
						TURRILITOIDEN zóna so *Stoliczkaia blancheti*	zóna s *Mortoniceras inflatum*
	VI a zóna s *Mortoniceras hugardianum*	HYSTEROCERATITIAN	*aequatorialis auritus varicosus orbignyi*		HYSTERO-CERATIEN	NEOHARPOCERATIEN zóna s *Pervinquieria pricei*	zóna s *Diploceras cristatum*
						DIPLOCERATIEN zóna s *Diploceras cristatum*	
ALBIEN stredný	V zóna s *Hoplites dentatus*	EOHOPLITAN	*cristatus daviesi lautus-nitidus subdelaueri*	OXYTROPIDOCERATIEN	DIPOLO-CEROIDIEN	zóna s *Hoplites nitidus*	zóna s *Eohoplites lautus* a *E. nitidus*
		HOPLITAN	*niobe intermedius dentatus berettianus*		HOPLITIEN	zóna s *Hoplites dentatus*	zóna s *Hoplites dentatus* a *Lyelliceras lyelli*
ALBIEN spodný	IV zóna s *Leymeriella tardefurcata*	DOUVILLEI-CERATIAN	*inaequinodus monale*	DOUVILLEICERATIEN	PROTO-HOPLITIEN	zóna s *Douvilleiceras monile*	zóna s *Douvilleiceras mamillatum*
		LEYMERI-LLIAN	*regularis aculicostata schrammeni*		LEYMERI-LLIEN	zóna s *Leymeriella tardefurcata*	zóna s *Leymeriella tardefurcata*

Stupeň je mimoriadne bohatý na fosílie; doteraz bolo z neho opísaných vyše 3000 druhov fauny (okrem foraminifér). Začiatkom albienu došlo k výrazným vývojovým zmenám, najmä u amonitov sa objavili mnohé nové rody i druhy. Z celej spodnej kriedy sú amonity v albiene najhojnejšie a zónovanie sa zakladá na nich. Počnúc prácami C. Jacoba (1907) cez práce L. F. Spatha (1923—1943), M. Breistroffera (1940, 1947, 1965), J. a J.P. Destombesa (1965) až do dnešných dní sú amonitové zóny a podzóny albienu zdokonaľované a spresňované. Ich podrobný opis a história by si vyžiadala omnoho viac miesta než máme k dispozícii (a než je únosné), a preto pre orientáciu čitateľa zhŕňame najdôležitejšie a najužívanejšie rozdelenia albienu do pripojenej tabuľky 3.

Už pri aptiene sme spomenuli, že sa vyskytli pokusy zaradiť clansayesien do spodného albienu. V súčasnej dobe sa báza zóny s *Leymeriella tardefurcata* všeobecne považuje za bázu albienu. Problémy sa vyskytli aj s vrchnou hranicou, lebo najvyššiu zónu albienu (zóna so *Stoliczkaia dispar*; — vraconnien E. Renevie-

ra) viacerí autori zaraďovali do cenomanienu (E. Haug 1911 a i.). Keďže v stratotypovej oblasti cenomanienu sa zóna so *Stoliczkaia dispar* nevyskytuje a táto zóna obsahuje faunu výrazne albského rázu, súčasne uznávaná hranica albienu prebieha nad zónou so *Stoliczkaia dispar.*

Delenie albienu na spodný, stredný a vrchný sa všeobecne prijíma. Ako z našej tabuľky 3 jasne vyplýva, nie je jednotnosť v označovaní týchto menších jednotiek. Najsprávnejšie by bolo vymedzenie podstupňov ako sa o to pokúšali L. F. Spath 1923—1943 a M. Breistroffer 1947, ale v ich pomenovaniach (založených na názvoch amonitových rodov) panuje nejednotnosť a ani z príležitosti Kolokvia o spodnej kriede r. 1963 v Lyone nenastala v tomto smere zhoda, i keď sa v diskusii (porovn. M. Collignon 1965) poukazovalo na nutnosť vymedzenia podstupňov. Podstupne pomenované paleontologickými názvami majú veľký nedostatok, a to najmä preto, že tieto paleontologické názvy podliehajú revíziam a zmenám. M. Breistroffer (1965) označil spodný albien ako eoalbien, stredný ako mesoalbien a vrchný ako neoalbien+vraconnien, ale jeho návrhy neboli všeobecne prijaté.

Jediným bežne používaným podstupňovým názvom v albiene je vraconnien, ako ekvivalent najvyššieho albienu (zóna VIb C. Jacoba 1907, stoliczkaien M. Breistroffera 1947). Názov vraconnien (podľa obce La Vraconnaz) vytvoril r. 1867 E. Renevier a označil ním vrstvy, ktoré obsahovali faunu miešaného albsko-cenomanského rázu.

Litologický termín „gault" (označujúci zelené glaukonitické piesky) nemá chronostratigrafickú hodnotu a nemožno ho v stratigrafickom zmysle používať (porovn. Ch. Pomerol 1975).

V Západných Karpatoch albien zastupujú rohovcové vápence, sliene (sferosideritové sliene) a flyšové súvrstvie. V karbonátovom vývoji vystupuje v spodnom albiene ešte *Colomiella mexicana* Bonet, ku ktorej pristupuje *Colomiella recta* Bonet a neskôr *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo. Posledná forma nadobúda miestami prevahu a vytvára subzónu *„Calpionellopsella"*, ktorá sa podľa M. Treja (1975) v Mexiku nachádza v spodnom albiene nad subzónou s *Colomiella coahuilensis* (túto podzónu sa nepodarilo doteraz v Západných Karpatoch doložiť). Nad podzónou s *Calpionellopsella* sa vyskytuje podzóna s *Colomiella recta.* Všetky vyššie uvedené podzóny sú začlenené do zóny s *Colomiella,* ktorej stratigrafický rozsah je najvyšší aptien—spodný albien. S colomiellami sa vyskytujú rozličné druhy hedbergel, z ktorých je význačná najmä *Hedbergella washitensis* (Carsey).

Pre vyššiu časť spodného albienu je charakteristické objavenie sa *Calcisphaerula innominata* Bonet, ktorá vytvára významnú zónu *Calcisphaerula.* Spolu s ňou sa o niečo neskôr objavujú *Pithonella ovalis* Kaufmann, *Pithonella trejoi* Bonet a *Bonetocardiella conoidea* (Bonet), ktoré prechádzajú aj do cenomanienu.

Albien je podľa malých foraminifér veľmi dobre definovaný a možno v ňom — hlavne na základe planktonických foraminifér — vyčleniť niekoľko biozón (J. Salaj—O. Samuel 1966). Pre albien v Západných Karpatoch sú charakteristické

dva základné typy biofácií. Prvý typ predstavujú asociácie foraminifér s bentóznymi formami. Spravidla sa viažu na flyšové členy vnútorných jednotiek bradlového pásma, ako aj na sedimenty vnútorných jednotiek centrálnych Západných Karpát. V spodnom albiene zvlášť výraznú zónu tvoria spoločenstvá s dominujúcim postavením druhu, ktorý sa v karpatskej literatúre označuje ako *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss). V populácii tohto druhu sa vyskytujú početné aglutinované formy, spravidla so širším vekovým rozpätím (J. Salaj—O. Samuel 1966, O. Jendrejáková 1968). V niektorých prípadoch prevláda vápnitý bentos, reprezentovaný zástupcami rodov *Lenticulina, Epistomina* [*E. spinulifera* (Reuss), *E. spinulifera polypioides* (Eichenberg), *E. (H.) champani* ten Dam, *E. cretosa* ten Dam], *Anomalina* [*A. (G.) intermedia* Berthelin, *A. (G.) djaffarovi* Agalarova], *Conorboides* [*C. umiatensis* (Tappan)], *Lamarckina* [*L. lamaphugi* (Scherlock)] atď.

Medzi významné formy planktonických foraminifér patria veľké formy druhu *Ticinella roberti* (Gandolfi), *T.* ex gr. *raynaudi* Sigal ako aj *Thalmanninella subticinensis* (Gandolfi) a *T. ticinensis* (Gandolfi), ktoré sa objavujú s určitým časovým posunom v strednom, resp. vrchnom albiene. Medzi významné indexové formy vrchného albienu patrí predovšetkým *Planomalina (P.) buxtorfi* (Gandolfi), ktorá nedosahuje síce v Karpatoch výraznejšie kvantitatívne zastúpenie, ale patrí medzi bežne sa vyskytujúce formy.

Orbitolinidné foraminifery albienu Západných Karpát neboli doteraz systematicky skúmané. Podľa údajov z literatúry (R. Schroeder 1965, K. Méhes 1964 a i.) z aptienu do albienu prechádza *Orbitolina texana texana* (Roemer), v albiene sa objavuje *Orbitolina texana aperta* (Erman) a *Orbitolina concava quatarica* (Henson).

Geochronologické datovanie spodnej kriedy

Súhrn údajov o absolútnom datovaní kriedy uvádza J. E. van Hinte (1976), ktorý sa zaoberá aj staršími prácami na túto tému.

Údaje o absolútnom veku hornín spodnej kriedy sa síce zakladajú predovšetkým na analýzach málo spoľahlivých glaukonitov, ale výsledky z rozličných oblastí sveta (najmä zo západnej Európy a Severnej Ameriky) vykazujú hodnoty, ktoré možno celkom dobre navzájom porovnávať.

Čo sa týka hranice jura-krieda (ak krieda začína zónou s *Berriasella grandis*), udáva sa pre túto hranicu najčastejšie hodnota 135 ± 5 mil. rokov (A. Holmes 1959, J. F. Evernden—R. W. Kistler 1970, R. St. J. Lambert 1971 a i.); nižšiu hodnotu (140 mil. rokov) uvádzajú napr. C. E. Helsley—M. B. Steiner 1969 a J. Suppe 1969.

Údaje o absolútnom veku hranice medzi albienom a cenomanienom kolíšu od 110 mil. rokov (napr. J. L. Kulp 1961) do 93 mil. rokov (S. L. Afanasjev et al.

1972). J. E. van Hinte (1976) dospel k názoru, že najsprávnejšie údaje o tejto hranici podal R. Casey (1964), ktoré pre ňu uvádzal hodnotu 100 mil. rokov.

Interval spodnej kriedy, trvajúci 35 mil. rokov, rozdelil na menšie časové úseky a s chronostratigrafickými jednotkami (stupňami) porov. J. E. van Hinte (1976; obr. 2).

Z jeho výpočtu vyplýva už všeobecne známy poznatok o nerovnakom časovom

TABUĽKA CHRONOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK SPODNEJ KRIEDY A BIOZÓN POUŽITEĽNÝCH V ZÁPADNÝCH KARPATOCH TAB. 4

	názov stupňa (podstupňa)		abs. vek v mil. r.	amonitové zóny	foraminiferové zóny a subzóny Záp. Karpát J. SALAJ - O. SAMUEL 1966		rozšírenie mikrofosílií		názov stupňa (podstupňa)	
SPODNÁ KRIEDA	ALBIEN	vrchný	100	*Stoliczkaia dispar*	„*Rotundina*" *stephani*		*Calcisphaerula*	*Pithonella trejoi* *Pithonella ovalis* *Bonetocardiella conoidea* *Calcisphaerula innominata*	vrchný	ALBIEN
		stredný		*Mortoniceras inflatum* *Dipoloceras cristatum* *Eohoplites nitidus*	*Thalmanninella ticinensis*				stredný	
		spodný		*Hoplites dentatus* *Douvilleiceras mamillatum* *Leymeriella tardefurcata*	*Haplophragmoides nonioninoides*	*Hedbergella roberti*	*Colomiella*	*Steinsemellopsella maldonadoi* *Colomiella recta* *Colomiella mexicana* *Deflandronella tenuis* *Deflandronella veracruzana*	spodný	
	APTIEN	clansayesien	108	*Diadochoceras nodosocostatum*, *H. jacobi*	*Epistomina* (*B.*) *charlotae*				clansayesien	APTIEN
		gargasien		*Cheloniceras subnodosocostatum* *Aconoceras nisus*	*Discorbis wassoewizi*			*Nannoconus bucheri* *Nannoconus truitti* *Nannoconus wassali*	gargasien	
		bedoulien		*Tropaeum bowerbanki*	*Planomalina* (*Gl.*) *algeriana*			*Nannoconus minutus* *Nannoconus elongatus*	bedoulien	
			115	*Deshayesites deshayesi*						
	BARRÉMIEN			*Silesites seranonis*	*Clavihedbergella subcretacea*					BARRÉMIEN
				Nicklesia pulchella	*Epistomina* (*B.*) *hechti*	*Planomalina* (*Gl.*) *tyrica*		*Nannoconus colomi* *Nannoconus globulus* *Nannoconus boneti* *Nannoconus kamptneri* *Nannoconus steinmanni*		
	HAUTERIVIEN		121	*Pseudothurmannia angulicostata*	*Aromalina* (*G.*) *sigmocosta sigmocosta*					HAUTERIVIEN
				Subsaynella sayni *Crioceras loryi* *Acanthodiscus radiatus*	společenstvo s *Lenticulina* (*M.*) *djaffaensis*, *Epistomina* (*E.*) *caracola*					
			126	*Lyticoceras nodosoplicatus*						
	VALANGINIEN			*Saynoceras verrucosum*	společenstvo s *Lenticulina* (*L.*) *guttata*, *Epistomina ornata*, *Conorboides hofkeri*		*Calpionellites*	*Tintinnopsella carpathica* *Remaniella „dadayi"* *Calpionellites darderi*		VALANGINIEN
			131	*Kilianella roubaudi*			*Calpionellopsis*	*Lorenziella hungarica*		
	BERRIASIEN			*Berriasella boissieri*			*Calpionellopsis oblonga* *Calpionellopsis simplex* *Tintinnopsella longa* *Tintinnopsella carpathica*			BERRIASIEN
				Neocomites occitanicus			*Calpionella*	*Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina*		
			135	*Berriasella grandis*						

rozsahu jednotlivých stupňov. Podľa tohto autora trval berriasien 4 mil. rokov, valanginien 5 mil. rokov, hauterivien 5 mil. rokov, barrémien 6 mil. rokov, aptien 7 mil. rokov a albien 8 mil. rokov.

Uvedené hodnoty sme zaradili aj do našej tab. 4.

Zo Západných Karpát nemáme zatiaľ k dispozísii také údaje o absolútnom datovaní spodnej kriedy, ktoré by bolo možné dať do súvislosti s konkrétnymi chronostratigrafickými jednotkami.

Závery

1. V chronostratigrafii spodnej kriedy je medzinárodne uvádzaná nasledovná sukcesia stupňov (tab. 4, od dola nahor): berriasien, valanginien, hauterivien, barrémien, aptien a albien.

2. Neokomien nie je chronostratigrafický pojem a nemožno ho v takomto zmysle používať. Jeho použitie v zmysle „skupiny stupňov" od berriasienu po hauterivien odporuje aj Stratigrafickému kódu. Keďže nejestvuje stratotyp neokomienu, nemožno ho použiť ani v zmysle superstupňa. Je žiadúce, aby karpatskí stratigrafovia hľadali možnosti rozlíšenia berriasienu, valanginienu a hauterivienu a upustili od používania termínu neokomien v chronostratigrafickom zmysle. To nevylučuje použitie pojmu neokómska fácia v litofaciálnom zmysle.

3. Urgonien je všeobecne považovaný iba za faciálny pojem, ktorým sa označujú organogénne vápence s rudistami barrémienu a aptienu. Jeho použitie v chronostratigrafickom zmysle je vylúčené.

4. Pri súčasnom vývoji a širokom používaní stratigrafie dochádza k zmene hľadísk pre tvorbu biozón v spodnej kriede. Pre účely praktickej geológie (najmä vyhodnocovania vrtných materiálov) je potrebné postaviť biozonácie na organických skupinách, ktoré sú bežne rozšírené a obsiahnuté aj v malých kúskoch hornín. Z tohto hľadiska bude význam vzácne sa vyskytujúcich amonitov v budúcnosti klesať a hlavný dôraz sa bude klásť na tintininy, nanokóny, foraminifery, nanoplanktón a možno aj ostrakódy.

5. J. Salaj a O. Samuel (1966) vykonali prvú zonáciu spodnej kriedy, pričom pre biozonáciu použili kombináciu bentóznych a planktonických foraminifér. Vzhľadom na súčasnú taxonomickú a fylogenetickú rozpracovanosť planktonických foraminifér by bolo logickejšie a účelnejšie uskutočniť paralelnú zonáciu podľa planktonických i bentóznych foraminifér. Pri súčasnej geologickej rozpracovanosti územia Západných Karpát (najmä bradlového pásma) sú na to všetky predpoklady.

6. Pri súčasnom detailnom geologickom výskume, realizácii hlbokých štruktúrnych vrtov, ako aj pri dynamickom rozvoji modernej biostratigrafie a paleontológie, javí sa pre rýchlu orientáciu v bežnej geologickej praxi nutnosť stanoviť indexové fosílie všetkých významných organických skupín, a to nielen pre spodnú kriedu, ale i pre celú stratigrafickú škálu.

Do tlače odporučil J. Salaj.

Literatúra

AFANASJEV, S. L. et al. 1972: Duration of the ages of the Late Cretaceous. Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir., 42, Moskva, 136—137.

ALLEMANN, F. 1970: Berriasian calpionellids in Southern Spain. Abs. II. Plankt. Conf., Roma.

ALLEMANN, F.—CATALANO, R.—FARÈS, F.—REMANE, J. 1971: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean province. Proceed. II. Plankt. Conf., 2, Roma, 1337—1340.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.

BÁLDI-BEKE, M. 1965: The genus Nannoconus (Protozoa, inc. sedis) in Hungary. Geologica hung., Ser. paleont., 30, Budapest, 149—170.

BARBIER, R.—THIEULOY, J. P. 1965: Étage Berriasien. Mém. B.R.G.M., 34, Paris, 69—77.

BARBIER, R.—THIEULOY, J. P. 1965a: Étage Valanginien. Mém. B.R.G.M., 34, Paris, 79—84.

BARTENSTEIN, H.—BRAND, E. 1951: Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., 485, Frankfurt /M., 239—336.

BARTENSTEIN, H.—BURRI, F. 1954: Die Jura-Kreide-Grenzschichten im westschweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. Eclogae geol. Helv., 47, 2, Basel, 426—443.

BAUMBERGER, E. 1901: Ueber Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. Wiss. Beil. Ber. Töchterschule, Basel, 1—44.

BAUMBERGER, E.—MOULIN, H. 1898: La série néocomienne à Valangin. Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. nat., 26, Neuchâtel, 150—210.

BOLLI, H. M. 1959: Planctonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B.W.J. Bull. Amer. Paleont., 39, 179, New York, 257—277.

BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—301.

BORZA, K. 1974: Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in den Westkarpaten. Proceed. Xth Congr. CBGA, Sect. I, Stratigraphy and Paleontology, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—35.

BORZA, K. 1978: Vorkommen der Gattung Colomiella Bonet oberes Apt-unteres Alb in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied. 29. 2. Bratislava. 337—344.

BREISTROFFER, M. 1940: Révision des Ammonites du Vraconien de Salazac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage Albien. Trav. Lab. géol. Grenoble, 22, Grenoble, 1—101.

BREISTROFFER, M. 1947: Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. Trav. Lab. géol. Grenoble, 26, Grenoble, 1—88.

BREISTROFFER, M. 1965: Vues sur les zones d'Ammonites de l'Albien. Mém. B.R.G.M., 34, Paris, 311—312.

BRÖNNIMANN, P. 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Micropaleontology, 1, 1, New York, 28—51.

BURRI, F. 1956: Die Rhynchonelliden der Unteren-Kreide (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge. Eclogae geol. Helv., 49, 2, Basel, 599—701.

BURRI, F. 1961: In Lexique stratigraphique international, vol. I, fasc. 7a: Jura et fossé du Rhin. Paris, 1—314.

BUSNARDO, R. 1965: Rapport sur l'étage Barrémien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 161—169.

BUSNARDO, R.—GUILLAME, S.—SIGAL, J.—BOUCHÉ, P. M. 1965: Le stratotype du Barrémien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 99—138.
BUSNARDO, R.—HÉGARAT, G. LE.—MAGNÉ, J. 1965: Le stratotype du Berriasien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 5—33.
CASEY, R. 1964: The Cretaceous Period. In: The Phanerozoic Time-scale. Geol. Soc. London Quart. Journ. 120, London, 193—202.
CATALANO, R.—LIGUORI, V. 1971: Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale. Proceed. II. Plankt. Conf., 1, Roma, 167—209.
COLLIGNON, M. 1965: Rapport sur l'étage Albien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 313—318.
COLLOQUE sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963). Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 1—840.
COLLOQUE sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, septembre 1973). Mém. B. R. G. M., 86, Paris, 1—393.
COLOM, G. 1948: Fossil Tintinnids: Loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. J. Paleont., 22, Tulsa, 233—263.
COLOM, G. 1965: Essais sur la biologie, la distribution géographique des Tintinnoidées fossiles. Eclogae geol. Helv., 58, 1, Basel, 319—334.
COQUAND, H. 1862: Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à Toxaster complanatus et à Ostrea couloni) et le Néocomien supérieur (étage Urgonien de d'Orbigny). Bull. Soc. géol. France, 19, Paris, 535.
COQUAND, H. 1869: Nouvelles considérations sur les calcaires jurassiques à Diceras du Midi de France, en réponse à la note de Hébert du 9 nov. 1868. Bull. Soc. géol. France, 27, 2, Paris, 73.
COQUAND, H. 1871: Sur le Klippenkalk du département du Var et des Alpes-Maritimes. Bull. Soc. géol. France, 28, Paris, 208—234.
DEBELMAS, J.—THIEULOY, J.—P. 1965: Étage Hauterivien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 85—92.
DESOR, E. 1853: Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe Néocomien (Etage valanginien). Bull. Soc. Sci. nat. neuchât., 3, Neuchâtel, 172—180.
DESTOMBES, P.—DESTOMBES, P. J. 1965: Distribution zonale des ammonites dans l'Albien du Bassin de Paris. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 255—270.
DICKINSON, W. R.—RICH, E. I. 1972: Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, New York, 3007—3024.
DONZE, P.—HÉGARAT, G. LE 1972: Le Berriasien, étage charnière entre le Jurassique et le Crétacé, ses équivalents continentaux en Europe du Nord. Intern. Geol. Congr., twenty-fourth session, sect. 7, Montreal, 513—523.
DRAGASTAN, O.—MUTIU, R.—VINOGRADOV, C. 1973: Zonele microfaciale şi limita jurasic-cretacic in Carpaţii Orienţali (Muntii Hăghimaş şi in platforma moesică). St. cerc. geol. geogr., ser. geol., 18, 2, Bucureşti, 509—533.
EMBRAY, T. 1863: Stratigraphie de l'étage Albien dans le dép. de l'Yonne, de l'Aube, de la Haute-Marne, de la Meuse et des Ardennes. Bull. Soc. géol. France, 20, Paris, 209.
EVERNDEN, J.F.—KISTLER, R. W. 1970: Chronology of emplacement of Mesozoic batholitic complexes in California and Western Nevada. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 623, Washington, 1—42.
FABRE-TAXY, S.—MOULLADE, M.—THOMEL, G. 1965: La Bédoulien dans se région type, La Bédoule-Cassis (B.-du-R.). Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 173—199.
FARÈS, F.—LASNIER, J. 1971: Les Tintinnoidiens fossiles — leur position stratigraphique et leur répartition en Algérie du Nord. Proceed. II. Plant. Conf., 1, Roma, 539—555.
FLANDRIN, J. 1965: Rapport sur l'étage Aptien. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 227—234.
GEEL, T. 1966: Biostratigraphy of Upper Jurassic and Cretaceous Sediments near Caravaca (SE Spain) with special emphasis on Tintinnina and Nannoconus. Geol. en Mijnbouw, 45, 11, Amsterdam, 375—385.

GIGNOUX, M. 1950: Géologie stratigraphique. Masson, Paris, 4. édit.
GIGNOUX. M.—MORET. L. 1946: Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. Trav. Lab. géol. Grenoble, 25, Grenoble, 59—88.
GOGUEL, J. 1944: Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. Bull. Carte géol. France, 44, 215, Paris, 1—62.
HÄFELI, CH.—MAYNC, W.—OERTLI, H. J.—RUTSCH, R. F. 1965: Die Typus-Profile des Valanginien und Hauterivien. Bull. Ver. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., 31, Basel, 41—75.
HAUG, E. 1911: Traité de Géologie. II. Les Périodes géologiques. Fasc. 2, Paris, 929—1396.
HÉGARAT, G. LE 1971: Berriasellidae de la limite Jurassique-Crétacé. Révision critique de quelques définitions taxonomiques antérieures. C. R. Acad. Sci. Fr., sér. D, 273, Paris, 919—922.
HÉGARAT, G. LE 1973: Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse, Université Claude-Bernard, Lyon, 1—576.
HÉGARAT, G. LE—REMANE, J. 1968: Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. Geobios, 1, Lyon, 7—70.
HELSLEY, C. E.—STEINER, M. B. 1968: Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. Earth and Planet. Sci. Letters, 5, Amsterdam, 325—332.
HOLMES, A. 1959: A revised geological time-scale. Edinburg Geol. Soc. Trans., 17, Edinburg, 183—216.
HOUŠA, V. 1974: Hranice jury a křídy — přehled současných názorů. (Mezinárodní kolokvium o hranici jury a křídy, Lyon-Neuchâtel, září 1973). Věstn. Ústř. Úst. Geol., 49, Praha, 315—318.
HOUŠA, V.—SCHEIBNER, E.—STRANÍK, Z. 1963: Tithonian stratigraphy of West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 3—17.
INTERNATIONAL GUIDE to stratigraphic classification, terminology, and usage. Lethaia, 1972, Oslo, 1—40.
JACCARD, A. 1869: Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois. Beitr. geol. Karte Schweiz, 6, Bern, 1—340.
JACOB, C. 1904: Sur l'âge des couches à phosphates de Clansayes, près St-Paul-Trois-Châteaux (Drôme). Bull. Soc. géol. France, 4, 4, Paris, 517.
JACOB, C. 1905: Etude sur les Ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. Bull. Soc. géol. France, 4, 5, Paris, 399—432.
JACOB, C. 1907: Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le partie moyenne des terrains crétacées dans les Alpes francaises et les régions voisines. Thèse, Grenoble, 1—314.
JENDREJÁKOVÁ, O. 1968: Die benthosen Foraminiferen des Alb der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 19, 1, Bratislava, 255—278.
KILIAN, W. 1887: Systéme crétacé. Ann. géol. Univ., 3, Paris, 299—356.
KILIAN, W. 1888: Description géologique de la Montagne de Lure (Basses-Alpes). Ann. géol. Sci., 19—20, Paris, 1—460.
KILIAN, W. 1893: Résumé de la succession des assisses observées entre les Vans et Berrias (Ardèche). Bull. Soc. géol. France, 3, 21, Paris, 682.
KILIAN, W. 1895: Note stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du SE de la France. Bull. Soc. géol. France, 23, Paris, 659—803.
KILIAN, W. 1907—1913: In F. FRECH: Lethea geognostica, II. Das Mesozoicum, Bd. 3: Unter-Kreide. Stuttgart, 1—398.
KILIAN, W. 1910: La faune des couches à Hoplites Boissieri (Pict.) (= Berriasien p. p. = Valanginien inférieur) du Sud-Est de la France. Assoc. fr. Av. Sci., Lille, 476—496.
KILIAN, W.—REBOUL, P. 1915: Contribution à l'étude des faunes paléo-crétacées du SE de la France. Mém. Carte géol. Fr., Paris, 1—22, 223—288.
KREISEL, K. 1972: Die fossilen Tintinniden Kubas und ihre Vergeselschaftungen. Wissensch. Zeitschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-Naturwiss. Reihe, 2, Greigswald, 153—158.

KULP, J. P. 1961: Geologic time scale. Science, 133, Washington, 1105—1114.
LAMBERT, R. ST. J. 1971: The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 5, London, 9—31.
LAPPARENT, A. DE 1893: Traité de Géologie. 3. édit. Savy, Paris.
LARCHER, CH.—RAT, P.—MALAPRIS, M. 1965: Documents paléontologiques et stratigraphiques sur l'Albien de l'Aube. Mém. B. R. G. M. 34, Paris, 237—253.
LEYMERIE, A. 1868: Mémoire pour servir à la connaissance de la division inférieure du terrain crétacé pyrénéen. Bull. Soc. géol. France, 26, 2, Paris, 325.
MAGNÉ, J.—SIGAL, J. 1965: Les Calpionelles du Crétacé inférieur. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 461—478.
MANIVIT, H.—CHAROLLAIS, J.—STEINHAUSER, N. 1969: Associations de nannofossiles calcaires dans les formations néocomiennes des chaines subalpines entre l'Arve et l'Isere (France). Proceed. I. Internat. Conf. Plankt. Microfossils, 2, Geneva, Leiden, 383—396.
MAZENOT, G. 1939: Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. Mém. Soc. géol. France, 18, Mém. 41, Paris, 1—303.
MÉHES, K. 1964: The Foraminiferal Genus Orbitolina from Hungary. Acta Geologica, 8, 1—4, Budapest, 265—281.
MÉHES, K. 1965: Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung der Gattung Orbitolina. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6, Stuttgart, 346—350.
MEMMI, L.—SALAJ, J. 1975: Le Berriasien de Tunisie. Succession de faunes d'Ammonites, de Foraminifères et de Tintinnoïdens. Mém. B. R. G. M., 86, Paris, 58—67.
MOULLADE, M. 1960: Les Orbitolinidae des microfaciès barrémiens de la Drôme. Revue de Micropal. 3, 3, Paris, 188—198.
MOULLADE, M. 1965: Révision des stratotypes de l'Aptien: Garges (Vaucluse). Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 201—214.
MOULLADE, M. 1965a: Révision des stratotypes de l'Aptien: Clansayes (Drôme). Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 215—222.
MOULLADE, M. 1966: Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 15, Lyon, 1—369.
ORBIGNY, A. d' 1840—1842: Paléontologie francaise. Terrain Crétacé. I. Cephalopodes. Paris, 1—662.
ORBIGNY, A. d' 1842: Paléontologie francaise. Terrain Crétacé. II. Gastéropodes. Paris, 1—456.
ORBIGNY, A. d' 1847: Paléontologie francaise. Terrain Crétacé. IV. Brachiopodes. Paris.
ORBIGNY, A. d' 1850: Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle. Paris, 1—97.
ORBIGNY, A. d' 1852: Cours élémantaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphique. Paris.
PAQUIER, V. 1900: Recherches géologiques dans les Diois et les Baronnais orientales. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 5, Grenoble, 149—438.
POMEROL, CH. 1975: Ère mésozoique. Stratigraphie et Paléogèographie. Éd. Doin, Paris, 1—383.
POP, G. 1974: Les zones de calpionellides tithonique-valanginiennes du sillon de Reşita (Carpates Méridionales). Rev. Roum. géol., géophys. et géogr., Geologie, 18, Bucureşti, 109—125.
RAT, P. 1965: Rapport sur les faciès urgoniens. Mém. B. R. G. M., 34, paris, 157—159.
REMANE, J. 1963: Les Calpionelles dans les couches de passage jurasique-crétacé de la fosse vocontienne. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 39, Grenoble, 25—82.
REMANE, J. 1964: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. Palaeontographica, A, 123, Stuttgart, 1—57.
REMANE, J. 1965: Neubearbeitung der Gattung Calpionellopsis Colom 1948 (Protozoa, Tintinnina?). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 122, Stuttgart, 27—49.
REMANE, J. 1969: Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa inc. sedis, Ciliata?). Proceed. I. Plant. Conf., Geneva 1967, 2, Leiden, 559—573.

REMANE, J. 1974: Les Calpionelles II. Cours de IIIe cycle en sciences de la terre Paléontologie. Univ. Genève, 1—58.

RENEVIER, E. 1867: Complément de la faune de Cheville. Bull. Soc. vaud. Sci nat., 9, Lausanne, 200.

RENEVIER, E. 1873: Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec laurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymie et les principaux fossiles de chaque étage. Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 13, Lausanne, 218—252.

RUSU, A. 1970: Biozonele de Calpionele din tithonic-neocomianul zonei Svinita (Banat). St. cerc. geol., geogr., séria geologie, 15, 2, Bucureşti, 489—498.

RUTSCH, R. F.—BERTSCHY, R. 1955: Der Typus des Néocomien. Eclogae geol. Helv., 48, 2, Basel, 353—360.

SAKHAROV, A. S. 1975: Reference section of the north-eastern Caucasus Berriasian. Mém. B. R. G. M., 86, Paris, 68—76.

SALAJ, J. 1972: Contribution a la microbiostratigraphie du Mesozoique et du Tertiaire de la Tunisie septentrionale. Proc. of the Vth Afr. Coll. Micropal., Adis Abeba.

SALAJ, J. 1977: Benthic zonation of the Lower Cretaceous in the djebel Zagharan region. First International Symposium on Continental Margin Benthonic Foraminifera, Halifax (v tlači).

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.

SCHROEDER, R. 1963: Grundlagen einer Orbitoliniden-Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenäisch-kantabrischen Grenzgebiet (Nordspanien). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, 320—326.

SCHROEDER, R. 1965: Les connaissances acquises sur les Orbitolinidae rencontrés dans le Crétacé inférieur du Sud-Ouest de l'Europe. Mém. B. R. G. M., 34, Paris, 525—530.

SORNAY, J. 1957: In Lexique stratigraphique international, vol. I, fasc. 4a VI: Crétacé. Paris, 1—403.

SPATH, L. F. 1923—1943: Ammonoidea of the Gault. Palaeontogr. Soc. G.—B., London, 16 parts.

STUDER, B. 1872: Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. Bern.

SUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotaliidy. Iskopaemyje foram. SSSR. Tr. VNIGRI, 76, Leningrad—Moskva, 1—296.

SUPPE, J. 1969: Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the northern coast ranges, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 80, New York, 135—142.

THURMANN, J. 1836: Sur le terrain crétacé du Jura. Bull. Soc. géol. France, 7, Paris, 209.

TORCAPEL, A. 1882: Etude stratigraphique. L'Urgonien du Languedoc. Rev. Sci. Nat. Montpellier, 7, Montpellier.

TOUCAS, A. 1889: Nouvelles observations sur le Jurassique superieur de l'Ardèche. Bull. Soc. géol. France, 17, 3, Paris, 729—742.

TOUCAS, A. 1888: Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône. Bull. Soc. géol. France, 16, 3, Paris, 1—903.

TOUCAS, A. 1890: Etude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. Bull. Soc. géol. France, 18, 3, Paris, 560—629.

TREJO, M. H. 1960: La familia Nanoconidae y su alcance estratifico en America (Protozoa, incertae sedis). Bol. Asoc. Mexicana Geol. Petrol, 12, 9-10, Mexico, 259—321.

VAN HINTE, J. E. 1976: A Cretaceous time scale. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 60, 4, Tulsa, 498—516.

WIEDMAN, J. 1968: Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide Grenze. Eclogae geol. Helv., 61, 2, Basel, 321—386.

WIEDMAN, J. 1971: Zur Frage der Jura/Kreide-Grenze. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 44, 2, Budapest, 149—154.

Karol Borza—Eduard Köhler—Ondrej Samuel

Chronostratigraphy of Lower Cretaceous with Application on West Carpathians

In the West Carpathians the Lower Cretaceous is considerably thick and facially divirsified. Since in the last years it was paid great attention, the authors trying to avoid erroneous stratigraphical conslusions and to reach a uniform approach to chronostratigraphical and biostratigraphical units, decided to present a survey of the history of the single units, the present state of their study, and to apply the results upon the West Carpathians.

In chronostratigraphy of the Lower Cretaceous the following succession of stages is generally accepted (from the bottom upward): Berriasian, Valanginian, Hauterivian, Barremian, Aptian, Albian.

As regards the Jurassic—Cretaceous boundary, the autors agree with placing the boundary at the base of the Berriasian between the zone of *Berriasella jacobi* and the zone of *Berriasella grandis*, they, do however, not exclude a possible shift of the zone with *Berriasella jacobi* which would be particularly favourable when applying tintinnines.

The term Neocomian is frequently used in the Carpathian region, both in geological maps and in publications. The term is not chronostratigraphical, and cannot be applied in this sense. When used for a „group of stages" from Berriasian to Hauterivian, then it is against the International stratigraphical code. Since the stratotype of the Neocomian does not exist, it cannot be used in the sense of superstage either. It is desirable that the Carpathian stratigraphers look for the possibility of distinguishing the stages Berriasian, Valanginian and Hauterivian, and stop using Neocomian in chronostratigraphic sense. The term "Neocomian facies" in lithological sense can further be applied.

"Urgonian" is also used in facial sense to denote organogenic limestones with Barremian and Aptian rudistes. The term cannot be applied in chronostratigraphy.

The biozonation of the Lower Cretaceous is based upon ammonite zones. In the Lower Cretaceous of the West Carpathians the ammonites are very scarce. This is why the aspects for biozonation of the Lower Cretaceous are changing in accordance with the present trends and appliance of stratigraphy. For the purposes of practical geology (especially in valuation of drill cores) the biozonation should be based upon organic groups found also in small parts of rocks. From this viewpoint, for the biozonation of the Lower Cretaceous of the West Carpathians, most significant are tintinnines, nannocons, foraminifers, nannoplankton and perhaps ostracods.

Biozonation of the Lower Cretaceous based upon the combination of benthonic and planktonic foraminifers was published by J. Salaj and O. Samuel in 1966. In recent years the taxanomy and phylogeny of foraminifers were studied so thoroughly that the results facilitate a parallel zonation based on planktonic and benthonic foraminifers also applicable outside the West Carpathians.

The authors of the paper submitted regard it as necessary to determine index fossils of all significant organic groups both for the Lower Cretaceous and the whole stratigraphical scale of the West Carpathians, taking in account the present detail geological research, deep drilling, dynamical progress of modern biostratigraphy and paleontology, and in respect of quick orientation in common geological practice. It is hoped that this article will call interest of the Carpathian stratigraphers for solving the problems. Owing to facial diversity and geographical position of the West Carpathians the results may possibly be interesting from the view of European stratigraphy.

Explanations of text-figures 1, 2

Fig. 1 Evolution of Family *Calpionellidae* Bonet 1956 after J. Reman (1971). Explanation: letters A—E mark Calpionella zones determined in southeastern France, and standard zones for the western. Mediterranean province applicable in full for the Western Carpathians — cf. K. Borza 1973): A — zone with *Crassicollaria*, B + C — zone with *Calpionella*, D — zone with *Calpionellopsis*, E — zone with *Calpionellites*. 1 — *Chitinoidella boneti* Doben; 2 — *Praetintinnopsella andrusovi* Borza; 3 — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), a small variety from the lower part of the Upper Tithonian; 4 — position of *Tintinnopsella remanei* Borza; 5 — *Crassicollaria intermedia* (Dur. Delga), 6 — *Cr. brevis* Remane; 7 — *Cr. parvula* Remane; 8 — *Cr. massutiniana* (Colom.); 9 — *T. carpathica*, a form the Uppermost Tithonian—Lower Berriasian; 10 — *T. carpathica*, a typical Cretaceous form; 11 — *T. longa* (Colom); 12 — collar (left side) of *Lorenziella plicata* Remane; 13 — *L. hungarica* Knauer et Nagy; 14 — *Calpionella alpina* Lorenz, a large form from zone A; 15 — *C. alpina*, spherical form from the Uppermost Tithonian—Lower Berriasian; 16 — *C. elliptica* Cadish; 17 — *C. alpina*, a small „degenerated" form, mosthy from Middle and Upper Berriasian; 18 — *Remaniella cadischiana* (Colom); 19 — collar (right side) of *R. "dadayi"* Knauer; 20 — *Calpionellites darderi* (Colom); 21 — *R. ferasini* (Catalano); 22 — *Calpionellopsis simplex* (Colom); 23 — *Cs. oblonga* (Cadisch).

Fig. 2 Location of stratotypes of Lower Cretaceous.

Geologické Práce, Správy 71, s. 157—160, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Anna Kullmanová

Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov

4 fotogr. tabuľky, nemecké resumé

Abstract. In the borehole SBM-1 Soblahov, with revaluation of the drilling core (from depth 1317,0—1345,0 m), variegated marls of the Upper Cretaceous have been found. On the basis of determination of Globotruncana microfauna from thin section material they are Coniacian—Lower Campanian in age.

V severnej časti Inovca bol v rokoch 1969—1974 realizovaný vrt SMB-1 Soblahov, ktorý dosiahol hĺbku 1803 m. Geologický profil vrtu je kompletne zhodnotený v práci M. Maheľ—A. Kullmanová et al. (1975). Podľa vyhodnotenia jadier možno profil vrtu rozdeliť na tri časti. V hornej časti (0—160 m) vrt prevŕtal úplnú sukcesiu hornín s redukovanými hrúbkami od spodného cenomanu po vrchný trias (karpatský keuper). M. Maheľ l. c. ju považuje za manínsky príkrov, ktorý vystupuje v okolí vrtu na povrch.

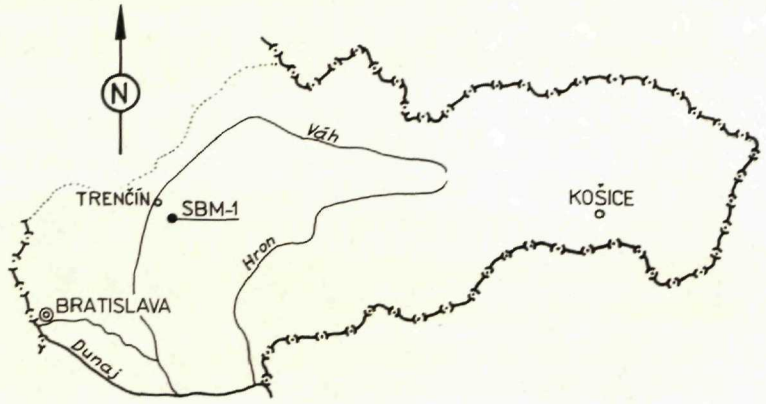
V hĺbke od 160—1317 m sa strieda komplex sivých vápnitých ílovcov a slienitých bridlíc s polohami mikrozrnitých organogénnych vápencov, drobnolumachelových vápencov, piesčitých vápencov (zaraďované na základe formaniniferovej mikrofauny do albu—spodného cenomanu, na základe ostrakód a brachiopódovej makrofauny do liasu). Vyššie uvedené súvrstvie sa strieda s červenofialovými ílovitými bridlicami s polohami pieskovcov a anhydritov, ktoré sme na základe litologickej povahy považovali za karpatský keuper. Táto šupinovitá časť profilu nebola presnejšie korelovaná s niektorým príkrovom Západných Karpát.

Od 1346 m až do konečnej hĺbky 1803 m boli prevŕtané tmavosivé až čierne vápnité ílovce s polohami vápencov, vápnitých pieskovcov a polymiktných zlepencov s materiálom z kryštalinika a z triasových vápencových hornín. Študovaný komplex hornín je považovaný za obalovú sériu Inovca; litologický charakter hornín je zhodný s liasom obalovej série Inovca hlavne na lokalite Belice pri Selciach (M. Maheľ l. c.)

Pri opätovnom prehodnocovaní vrtných jadier upútalo moju pozornosť súvrstvie pestrých slieňov až slieňovcov s kalcitickými žilkami (hĺbka 1317,0—1346,0 m).

RNDr. A Kullmanová, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Uprostred tohto súvrstvia vystupuje 6 m poloha sivých mikrozrnitých vápencov s hustou sieťou kalcitových žiliek. V jeho nadloží vystupujú červenofialové ílovce, piesčité ílovce s polohami kremitých pieskovcov a anhydritov (fácia keupru). Mikroskopický výskum červených slieňov, ako aj sivých mikrozrnitých vápencov ukázal, že ide o horniny bohaté na mikroorganizmy. Vo výbrusoch z červených slieňov bola zistená početná vrchnokriedová globotrunkánová mikrofauna z hĺbok



Situačná mapka lokalizácie vrtu SBM-1 Soblahov

1317 m, 1328 m a 1338 m. Zistenie globotrunkánovej mikrofauny bolo prekvapujúce, pretože výplavy z týchto vzoriek boli na mikrofaunu sterilné. Globotrunkány podľa určenia V. Gašparikovej z výbrusového materiálu rôznych hĺbok sú zastúpené koniacko-spodnokampánskymi druhmi: *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana elevata* (Brotzen), *Globotruncana arca* Cushman.

Mikrozrnité vápence patria na základe kalpionelovej mikrofauny do vrchného titónu – beriasu. Z nich boli zistené tieto druhy: *Crassicollaria intermedia* Durand-Delga, *C. brevis* Remane, *C. colomi* Doben, *C. parvulla* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu—Filipescu), *T. doliphormis* (Colom). Mikrofaciálnou zvláštnosťou tohto súvrstvia popri početných mikroorganizmoch, jednoznačne dokumentujúcich vek, je aj početné zastúpenie autigénneho kremeňa (na 2 cm^2 bolo zistených 120 kusov).

Záver

V práci uvádzam stratigraficky doložený výskyt pestrého globotrunkánového súvrstvia vrchnej kriedy (koniak—spodný kampan) vo vrte SBM-1 Soblahov. Územie kde bol realizovaný vrt sa považuje za súčasť vnútorných Karpát. Podložie študovaného súvrstvia sa považuje za tatridnú obalovú sériu Inovca. Ak je tento názor

správny, potom leží pestré súvrstvie na tatridnej jednotke a pod niekoľkými šupinami neistej tektonickej príslušnosti, na ktorých leží komplex hornín manínskeho príkrovu. Na rozdiel od doteraz známych výskytov vrchnej kriedy vo vnútorných Karpatoch (Šumiac, Ľadová jaskyňa, Brezovské pohorie) je iba na tejto lokalite pestré súvrstvie vrchnej kriedy prikryté presunutými tektonickými jednotkami.

Poďakovanie

Ďakujem Dr. V. Gašparikovej, CSc., za určenie globotrunkánovej mikrofauny z výbrusového materiálu.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

MAHEĽ, M.—KULLMANOVÁ, A. et al. 1975: Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MICROFACIES ITALIANE 1959: (dal carbonifero al miocene medio) AGIP Mineraria, 1—33, tab. 1—145, Milano.

RAKÚS, M. 1975: K problému existencie pestrej vrchnej kriedy "couches-rouges" v manínskom príkrove. Geol. práce, Správy 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—213.

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291, tab. 1—48.

SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley. (West Carpathians), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246, tab. 1—180.

Vorkommnis von bunten Mergeln der Oberkreide in der Bohrung SBM-1 Soblahov

Zusamenfassung

In der Bohrung SBM-1 Soblahov, lokalisiert an den Nordhängen des Inovec-Gebirges, wurden bunte Mergel mit identifizierter oberkretazischer (Coniac-Untercampan) Globotruncana-Mikrofauna festgestellt. Das Liegende der untersuchten bunten Mergel der Oberkreide bildet ein Gesteinskomplex von dunkelgrauen bis schwarzen Kalktonsteinen mit Lagen von Sandsteinen und polymikten Konglomeraten, der stratigraphisch dem Lias angehört und als die tatride Hüllenserie des Inovec-Gebirges betrachtet wird. Das Hangende der bunten Mergel ist von einigen Schuppen von liessischen und unterkretazischen Gesteinen gebildet, die mit Obertrias in Keuperfacies von unbestimmter tektonischer Zugehörigkeit wechsellagern, über welchen ein Komplex von Gesteinen der Manín-Decke von der Reichweite Obertrias bis Untercenoman liegt. Dieses ist ein weiteres dokumentiertes Vorkommnis der Oberkreide in den Inneren Karpaten, welches sich von den bisher bekannten dadurch unterscheidet, dass an dieser Lokalität die Oberkreide unter den überschobenen tektonischen Einheiten liegt.

Übersetzt von J. Pevný.

Vysvetlivky k tabuľkám I—IV

Tabuľka I
Obr. 1 Thalmanninella appenninica (Renz), zv. 60×.
Obr. 2 Praeglobotruncana sp., zv. 60×.
Obr. 3 Anomalina sp. zv. 60×.
Obr. 4 Globotruncana ex gr. coronata Bolli, zv. 90×.
Obr. 5 Thalmanninella appenninica (Renz), zv. 60×.
Obr. 6 Anomalina sp. zv. 60×.

Tabuľka II
Obr. 1 Globotruncana ex gr. coronata Bolli, zv. 90×.
Obr. 2 Globotruncana sp. zv. 90×.
Obr. 3 Globotruncana ex gr. coronata Bolli, zv. 90×.
Obr. 4 Thalmanninella sp. zv. 60×.
Obr. 5 Globotruncana sp. zv. 90×.
Obr. 6 Globotruncana sp. zv. 90×.

Tabuľka III
Obr. 1 Globotruncana linneiana linneiana (d'Orbigny), zv. 90×.
Globotruncana cf. linneiana tricarinata Quereau,
Obr. 2 Globotruncana ex gr. arca Cushman, zv. 90×.
Obr. 3 Hedbergella sp. zv. 60×.
Obr. 4 Globotruncana ex gr. arca Cushman, zv. 120×.
Obr. 5 Globotruncana linneiana linneiana (d'Orbigny), zv. 90×.
Obr. 6 Globotruncana, zv. 90×.

Tabuľka IV
Obr. 1—4 Globotruncana ex gr. arca Cushman, zv. 90×.
Obr. 5 Globotruncana sp. zv. 90×.

Tab. I—II
Lok. SBM-1 Soblahov č. v. 1667/76
hĺbka 1328 m

Tab. III—IV
Lok. SBM-1 Soblahov č. v. 1669/76
hĺbka 1338 m

Foto A. Kullmanová

Geologické Práce, Správy 71, s. 161—166, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

D. G. Akhvlediani

Microfauniferous zones of the Campanian of Georgia

Abstract. Basing upon the studies of microforaminifera of the Campanian deposits in various parts of Georgia, especially upon the vertical distribution of the representatives of *Globotruncana*, two zones and one subzone are distinguished: 1) *Globotruncana elevata* zone, Lower Campanian; 2) *Globotruncana rugosa* zone, Upper Campanian, with the 3) *Globotruncana calcarata* subzone, Uppermost Campanian.

The accumulated microfaunistic material determined from Campanian deposits of different regions of Georgia (Adjaro-Thrialethian folded system, Dzirula mass, Abkhasia), show a rather great diversity of species in foraminiferal complexes. The aspect of associations defines a great quantity of planktonic forms of the genus *Globotruncana*, that are accompanied by comparatively rare and agglutinated shells of benthonic foraminifers.

Basing on vertical distribution of representatives of *Globotruncana* the establishment of two foraminiferal zones became possible: *Globotruncana elevata* zone — of Lower Campanian, and *Globotruncana rugosa* zone with *Globotruncana calcarata* subzone of Upper Campanian (see the table).

Similar or slightly different division of the Campanian was made in different countries of the East and West Europe. Thus J. Vaptzarova establishes three zones: *Gl. elevata* — in the Lower Campanian, *Gl. rugosa* and *Gl. calcarata* — in the Upper Campanian. We agree with the distinction of the first two zones, but we don't share the opinion of the author concerning the establishment of the *Gl. calcarata* zone as an independent unit, as the *Gl. rugosa* zone overlaps it in all cases.

Globotruncana elevata zone

Index species: *Globotruncana elevata* (Brotzen 1934) is distinguished by Sturm (1969) in the Eastern Alps (Austria). The lower boundary of the zone is marked by the appearance and mass development of the index species, and also of *Globotruncana bolli* Gand. and *Bolivinoides decoratus* Jones. By means of the latter was drawn

Dr. D. G. Akhvlediani, Geological Institute of Georgian Academy of Science, Tbilisi, SSSR.

the lower boundary of the Campanian stage in Upper Cretaceous deposits of Crimea, North Caucasus, peninsular Mangyshlak and Russian platform (6), and also of Georgia (7). And the Upper boundary of the zone in question is marked by the disappearance of *Gl. elevata* (Brotz.) and appearance of numerous *Globotruncana rugosa* Marie.

In the foraminiferal association characteristic of the zone being described, together with forms, that do not pass through boundaries, there are species, existing during the whole Campanian time — *Gl. arca* Cushm., *Gl. forninicata* Plumm., *Gl. lapparenti* Brotz., *Gl. bulloides* Volger, *Gl. elevata elevata* (Brotz.), *Gl. elevata stuartiformis* Dalbiez, *Gl. globigerinoides* Brotz., and also species completing their life-span in the lower substage, such as Lower Senonian *Globotruncana coronata* Bolli. Some benthonic forms, appearing in the upper part of the zone, reach their flourishing in the Upper Campanian.

The given zone can be correlated with the *Globotruncana arca* zone reported from the Western part of the Carpathians (Slovakia) (2) as well as with the lowest part of the *Goessella carpathica* zone, distinguished in the East Carpathians (Rumania)(4).

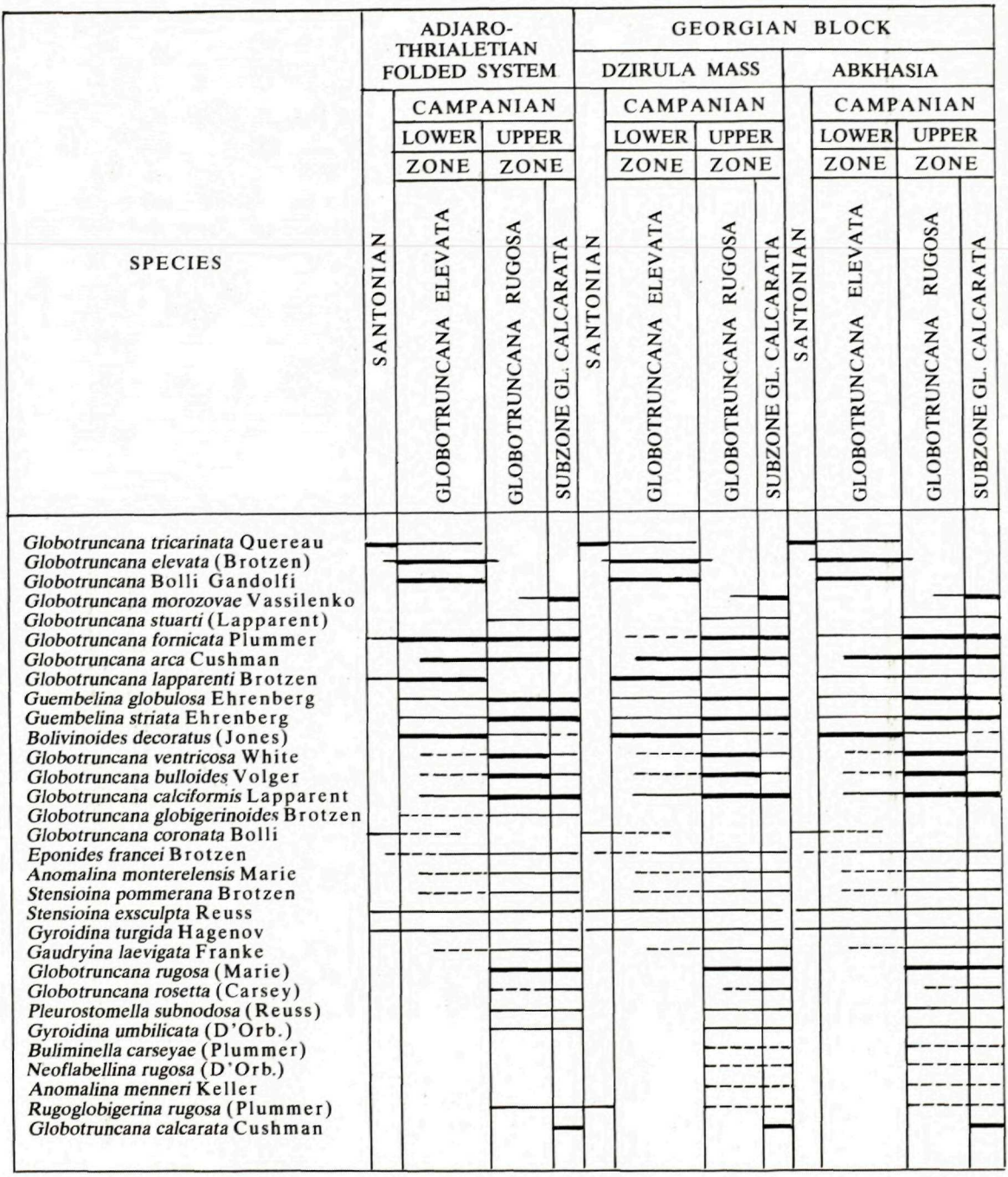
We agree with the opinion of Ja. Vaptzarova, who considers it rather groundless to establish a zone under the name *"Globotruncana arca"*. The author considers more acceptable the distinction of the *"Globotruncana elevata"* zone, as the index species of this zone is met everywhere and has a narrow stratigraphic range, limited to the Lower Campanian while *Globotruncana arca* (Cushm.) occurs from the Santonian to the Maestrichtian.

Globotruncana rugosa zone

Index — species: *Globotruncana rugosa* Marie, 1841. The zone is established by J. Salaj and O. Samuel in the Slovakian part of the West Carpathians in 1966. The lower boundary is marked by the appearance of *Gl. rugosa* Marie. Simultaneously *Gl. elevata* (Brotz.) and *Gl. bolli* Gand. disappear. The upper boundary is marked by the bottom of the *"Pseudotextularia elegans* strata", that approximately correspond to the Lower-Maestrichtian *Globotruncana falsostuarti* zone, recorded from Europe (2) and *Cibicides voltzianus* zone of Mangyshlak (8).

In the accompanying complex, among various species of foraminifers double-keeled Globotruncanas are dominating, such as: *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Gl. tricarinata* (Quereau), *Gl. ventricosa* White, *Gl. rugosa* Marie, *Gl. fornicata* Plumm., *Gl. rosetta* (Carsey), *Gl. calciformis* Lapp., *Gl. bullioides* Volger, *Gl. globigerinoides* Brotz., *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *Guembelina globulosa* (Ehrenb.), *G. striata* (Ehrenb.), *Gyroidina turgida* Hag., *G. umbilicata* (d'Orb.), *Stensioina exsculpta* Reuss, *Anomalina monterelensis* Marie, *Globorotalia michelianus* (d'Oeb.).

The association contains also species, characteristic both of the Upper Campanian



The number of copies: 1. single — — — — 2. rare ——— 3. many ———

and Maestrichtian: *Bolivina incrassata* Reuss, *Ataxophragmium crassum* d'Orb., *Gaudryina cretacea* Kar., *Anomalina menneri* Keller and others.

Analysing the foraminiferal complexes from adjacent strata of the Campanian and Maestrichtian of Georgia, we can confidently say, that species common to Maestrichtian, or their ancestors, appear in section before the change of the complex of species having a wide range in Upper Campanian, is finally fixed strata, in which this change becomes clear, correspond to the *Pseudotextularia elegans* strata in Georgia.

The *Globotruncana rugosa* zone is correlated with Upper Campanian *Globotruncana ventricosa* zone, recorded from Austria (3). In our opinsion, this zone is also comparable to the upper part of the *Goesella carpathica* zone, distinguished in Roumania (4), where T. Neagu has accepted tripartite division of the Campanian and the zone that we have established probably should correspond to the middle substage, which we believe belongs to the Upper Campanian.

Globotruncana calcarata subzone

Index — species: *Globotruncana calcarata* Cushman, 1927. In 1966 was as subzone, in the *Globotruncana ventricosa* zone in Austria (3).

This subzone we have established in the upper part of the *Globotruncana rugosa* zone and it corresponds to the upper part of Upper Campanian substage. The lower boundary is marked by the appearance of index-species and the upper one coincides with the upper boundary of the *Gl. rugosa* zone. The leading form of the association, characteristic of this zone is *Gl. calcarata* Cushman, having a limited vertical range (Upper Campanian—Lower Maestrichtian). Accompanying foraminiferal association does not differ in composition from that of the *Gl. rugosa* zone.

Globotruncana calcarata as subzone is well distinguishable in the Austrian part of the East Alps (3). As a zone it is established in Bulgaria, Spain (9) and North America (5).

References

1. BARSAROVA, JA. 1975: Paleontologia, stratigrafia i litologia. Sofia.
2. SALAJ, J.,—SAMUEL, O. 1969: Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
3. STURM, M. 1961: Rocz. Polsk. T-warz. Geol. Warszawa.
4. NEAGU, T. 1970: Memoires. Vol. XII, Bucuresti.
5. PESSAGNO, E. 1967: Paleontographica Americana.
6. MASLAKOVA, N. I. 1959: Trudy VNIGAZ, 7 (15), Moskva.
7. ACHVLEDIANI, D. C. 1969: Trudy Geol. Inst. AN GSSR, nov. sér., 19. Tbilisi.
8. VASILENKO, V. P. 1961: Trudy VNIGRI, 171. Leningrad.
9. KUHRU, B. 1970: Rev. Espanola Micropaleont.

Reviewed: O. Samuel.

Микрофаунистические зоны кампанского яруса Грузии

Резюме

В результате изучения вертикального распространения микрофораминифер, сохранившихся в кампанских отложениях различных районов Грузии, стало возможным выделение двух зон и одной подзоны: зона *Glotruncana elevata* — нижнего кампана, зона *Globotruncana rugosa* — верхнего кампана и подзона *Globotruncana calcarata* также верхнего кампана.

Geologické Práce, Správy 71, s. 167—176, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Dušan Hovorka—Jana Kubová

Distribúcia bóru v ultramafických horninách Západných Karpát

2 tab. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Unter den ultrabasischen Gesteinen im Mesozoikum des Zips-Gemerer Erzgebirges sind die niedrigsten Borgehalte in den serpentinisierten Peridotiten (d. h. in den Typen mit erhaltenen primären Pyroxenen -x̄-28 ppm enthalten; die dunklen Typen der Serpentinite mit grossblättrigen Pseudomorphosen bastitischen Typs haben einen höheren Durchschnittsgehalt von B(x̄-51 ppm). Hellgefärbte, intensiv alpidisch dynamometamorphierte Typen (in der Regel mit neuentstandenem Granat) haben niedrige Borgehalte (x̄-7 ppm). Der Borinhalt in den Serpentiniten aus metamorphierten Komplexen ist auch niedrig (x̄-11-18 ppm) und wird mit Erhöhung des Talkinhaltes niedriger. In den Talkschiefern, in aktinolitischen und chloritischen Schiefern aus der Reaktionszone der serpentinitischen Körper mit den Metamorphiten aus der Umgebung sinkt der Borgehalt auf die Grenze der Bestimmungsmöglichkeit, d. h. auf 1 ppm.

Bor ist in den Serpentinisierungsprozessen der ursprünglichen Ultrabasite und in den nachfolgenden dynamothermalen Prozessen ein ausdrücklich mobiles Element.

Úvod

Pre Západné Karpaty je charakteristická prítomnosť ultramafických hornín v rôznych geologicko-stratigrafických jednotkách. Nachádzajú sa v tatridnom, severoveporidnom a juhoveporidnom kryštaliniku, v mladšom paleozoiku (?) a v mezozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Ide prevažne o drobné masívy, ktorých geologická pozícia, petrografický charakter, prípadne i niektoré ďalšie problémy boli rozoberané v prácach niekoľkých autorov. Súčasný stav poznatkov je zhrnutý v práci D. Hovorku (v tlači).

Kým telesá v metamorfovaných komplexoch tatridného a severoveporidného kryštalinika predstavujú pravdepodobne syngenetické členy uvedených sedimentárne-magmatických komplexov, ultrabázické horniny nachádzajúce sa južne od muránskeho zlomu (zlomového systému) predstavujú typické nezakorenené telesá spinelových peridotitov alpinotypného charakteru. Ich tektonická pozícia je evidentná.

Západokarpatské ultrabázické horniny patria z petrogenetického hľadiska k dvom

Doc. RNDr. D. Hovorka CSc., Katedra petrografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.
RNDr. J. Kubová, Geol. ústav PF UK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava.

formáciám: telesá vystupujúce severnejšie od muránskeho zlomu patria ku gabroperidotitovej formácii, kým telesá, nachádzajúce sa južnejšie od daného tektonického fenoménu, tvoria peridotitovú, v podstate nediferencovanú formáciu. Čiastočne odlišné postavenie má pravdepodobne zložité teleso (sústava telies) v jz. časti košickej kotliny, kde boli zistené i gabropegmatitové diferenciáty (žily). Podľa nich možno dané teleso zaradiť medzi gabroperidotitové masívy.

Zvláštnu genetickú skupinu tvoria prevažne bezživcové efuzívne horniny, ktoré svojím chemickým zložením zodpovedajú nízkohorečnatým ultrabázickým, prevažne sklovitým horninám (bazanity, limburgity, augitity, pikrity). Problematika geochémie bóru tejto skupiny hornín nebola v tejto etape študovaná.

Okrem doteraz známych ojedinelých údajov o obsahu niektorých stopových prvkov v ultrabázických horninách (J. Kantor 1956) boli až v posledných rokoch vypracované základné hodnotenia obsahov petrogénnych i niektorých stopových prvkov v západokarpatských ultrabázických horninách (ultramafitoch) — D. Hovorka—M. Jaroš 1974, D. Hovorka 1975, D. Hovorka—I. Rojkovič 1975, D. Hovorka (v tlači). V uvedených prácach sú vyhodnotené obsahy Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu, Au v základných typoch ultramafitov (amfibolické peridotity, serpentinizované peridotity, serpentinity, mastencové, aktinolitické a chloritické bridlice) i v produktoch ich hypergénnej premeny (J. Zlocha 1973, D. Hovorka—I. Rojkovič 1975, J. Zlocha et al. 1975).

O obsahoch bóru v ultramafických horninách a ich metamorfovaných ekvivalentoch z oblasti Západných Karpát nie sú k dispozícii žiadne údaje.

Predkladaný článok chápeme ako doplnok k doterajším geochemickým charakteristikám ultrabázických hornín Západných Karpát. Závery práce sa zakladajú na 130 spektrochemických stanoveniach bóru v rôznych typoch ultramafických hornín z niekoľkých geologicko-stratigrafických jednotiek.

Pomer miešania: 3 diely vzorky : 1 diel prísady.
Fotografický materiál: ORWO WU-3.
Vyvolávanie: 5 min pri 20 °C, vývojka ORWO R 09.
Fotometer: Rýchlofotometer fy C. Zeiss VEB Jena — 4 dpt, štrbina 0,20 mm.
Merané spektrálne čiary: analytická čiara B I 249,773 nm; korekcia na SiO pri 249,756 nm; vnútorné porovnanie SiO pri 249,722; (O. D. Stavrov—V. G. Chitrov 1960, L. H. Ahrens—S. R. Taylor 1961 a i.).

Sčernanie spektrálnych čiar sme previedli na hodnoty intenzity cez kalibračnú krivku emulzie, použili sme vyhodnocovací prístroj Respektra fy Aristo Hamburg.

Štandardy sme pripravili takto: Základná syntetická hmota pozostávala zo SiO_2 39,41 %, MgO 34,71 %, Fe_2O_3 8,18 %, Al_2O_3 3,04 %, CaO 1,17 %, MnO 0,11 % a TiO_2 0,09 %.

Z tejto základnej hmoty sme pripravili štandardy s obsahom od 1 až do 10 000 ppm B. Všetky použité chemikálie boli spektrálne čisté látky (Johnson a Matthey London). Vzorky boli pred nasnímaním žíhané pri 900 °C dve hodiny.

Bór má len dve použiteľné analytické spektrálne čiary a tie sú rušené koincidenciou čiar železa a komponentov pásu SiO. Použitím dvojnásobného prechodu žiarenia mriežkou možno rozlíšiť použitú analytickú čiaru B od koincidujúcej čiary Fe 249,782 nm. Vplyv koincidencie spektrálnej čiary B so zložkou molekulového pásu SiO sme odstránili tak, že sme od intenzity spektrálnej čiary B I 249,773 nm odčítali intenzitu komponentu pásu SiO 249,756 nm; táto intenzita je rovnaká ako intenzita rušiaceho komponenta pásu SiO ležiaceho pri vlnovej dĺžke spektrálnej čiary B. Za uvedených podmienok dostaneme dobre merateľné hodnoty i pri obsahu jednotiek ppm B.

Ani jeden z uvedených odskúšaných vnútorných porovnávacích prvkov (Be, Pd, Co) nebol taký účinný pri eliminovaní náhodných zmien v podmienkach budenia ako komponent molekulového pásu SiO pri 249,72 nm. Keďže sa obsah Si v analyzovaných ultrabázických horninách pomerne málo mení, mohli sme spoľahlivo vyhodnocovať. Použili sme uvedený komponent molekulového pásu ako porovnávaciu veličinu.

Analytické kalibračné krivky boli konštruované v súradniciach $\Delta Y_{B\text{-}90}/\log c$.

Túto metódu kvantitatívneho stanovenia bóru v ultrabázických horninách možno použiť v koncentračnom rozmedzí 1—10 000 ppm. Relatívna štandardná odchýlka jedného stanovenia je 0,067. Bola vypočítaná z výsledkov paralelných meraní 50 vzoriek (E. Plško 1973).

Geochémia bóru v ultrabázických horninách

Problematike geochémie bóru v ultrabázických horninách a v ich serpentinizovaných ekvivalentoch sa v celosvetovom meradle venuje zvýšená pozornosť. Poznaním obsahu bóru v týchto horninách možno dospieť k rekonštrukcii jeho obsahu vo vrchnom plášti; sledovanie geochémie bóru pri serpentinizačných a dynamotermálnych procesoch dáva odpoveď na jeho kolobeh v zemskej kôre.

Súčasný stav poznatkov o geochémii bóru v ultrabázických horninách (najmä dunitovo-peridotitového radu) a v ich serpentinizovaných ekvivalentoch možno zhrnúť takto:

Obsah bóru vyjadrený v klarkoch v ultrabázických horninách dunitovo-peridotového radu sa uvádza v medziach 1.10^{-4}—30.10^{-4} (T. G. Sahama 1945, V. L. Barsukov 1961, K. K. Turekian—K. H. Wedepohl 1961, A. P. Vinogradov 1962, A. S. Varlakov—M. F. Žužgova 1964, H. Harder 1965, V. D. Otroščenko et al. 1966, G. G. Goles 1967 a i.). Pritom napr. S. F. Sobolev (1968) v rade dunit—peridotit—pyroxenit patriacom k „bazaltovej" formácii zistil postupné zvyšovanie priemerného obsahu bóru (3 : 4,5 : 9 ppm).

Pri serpentinizácii ultrabázických hornín sa spravidla zvyšuje obsah bóru. Jeho obsah v serpentinitoch, resp. serpentínových mineráloch, sa uvádza v desiatkach až

stovkách ppm (T. G. Sahama 1945, V. L. Barsukov—G. Je. Kuriľčichova 1957, A. S. Varlakov 1961, T. G. Faust 1963, H. Harder 1965, R. G. Coleman 1967, V. L. Barsukov 1968, V. D. Otroščenko et al. 1966, L. N. Ovčinikov et al. 1970, K. T. Damodaran—B. Somasekar 1974). Bór v serpentinitoch je takto prinajmenej dvojakého pôvodu: pôvodný bór v ultrabázickej hornine je pôvodu vrchnoplášťového (V. A. Dodatko 1969, N. L. Thompson

Obsah bóru v ultrabázických horninách — Tabuľka 1

Autor	Typ horniny	B (ppm)
T. G. Sahama 1945	„priemerná" ultrabázická hornina	30
R. V. Getling—Je. N. Savinova 1958	ultrabázické horniny	9
K. K. Turekain—K. H. Wedepohl 1961	„priemerná" ultrabázická hornina	3
A. P. Vinogradov 1962	„priemerná" ultrabázická hornina	1
A. S. Varlakov—M. F. Žužgova 1964	dunity	10
	peridotity	20
V. D. Otroščenko et al. 1966	„priemerná" ultrabázická hornina	6
G. G. Goles 1967	„priemerná" ultrabázická hornina	20
S. F. Sobolev 1968	dunity } „bazaltová" formácia Uralu	3
	peridotity } „bazaltová" formácia Uralu	4,5
	pyroxenity } „bazaltová" formácia Uralu	9
S. F. Sobolev 1969	dunity + harzb. } hlavný zlom Uralu	14
	peridotity } hlavný zlom Uralu	8,5
K. T. Damodaran—B. Somasekar 1974	peridotity (Karnatak, India)	5—46
T. G. Faust—K. J. Murata—J. J. Fahey 1956	serpentinity (z ultrabazitov)	60
	serpentinity (z karbonátov)	270
V. L. Barsukov—G. Je. Kuriľčichova 1957	serpentinity	400 (B_2O_3)
N. T. Starkov 1969	serpentinity (záp. sklon Uralu)	540
K. T. Damodaran—B. Somasekar 1974	serpentinity (Karnatak, India)	94—127
A. Je. Lisicyn—V. G. Chitrov 1962	serpentín (n = 1)	100
H. Harder 1965	chryzotil (n = 3)	28
	antigorit (n = 1)	25
	serpentín (n = 1)	160
	mastenec (n = 1)	1,8
T. G. Faust 1963	klinochryzotil	840
	lizardit	360
L. Keclík 1974	chryzotil (n = 3)	33,9

1970 a i.), bór viažúci sa na serpentinizačný proces má alometamorfný kôrový pôvod (G. T. Faust—K. J. Murata—J. J. Fahey 1956, A. S. Varlakov 1961. A. S. Varlakov—M. F. Žužgova 1964, J. Pokorný 1967, M. G. Seitz—S. R. Hart 1973 a i.).

Za zdroj bóru zúčastňujúceho sa serpentinizačných procesov bývajú považované samotné ultrabázické masívy (a to najmä ich spodné časti — V. L. Barsukov—G. Je. Kuriľčichova 1957), okolité sedimentárne komplexy, prípadne i mladšie kyslé plutonity. V tejto súvislosti je zaujímavé zistenie, že na Kube neexistuje genetická väzba bóru v ultrabázických horninách na granitové masívy (J. Polický 1972—P. Kühn—L. Keclík 1972).

Doteraz nie je jednoznačne vyriešená distribúcia bóru na jednotlivé minerály ultrabázických hornín. Podobne nie je jednoznačne interpretovaná forma väzby bóru na serpentínové minerály. Tak napr. izomorfiu Al—B v pyroxénoch predpok-

ladali A. Je. Lisicyn—V. G. Chitrov (1962). Časť autorov (A. S. Varlakov—M. F. Žužgova 1964, H. Harder 1965 a i.) považovali bór za izomorfnú prímes v serpentínových mineráloch; iní autori (napr. V. L. Barsukov—G. Je. Kuriľčichová 1957) predpokladali jeho väzbu v serpentínových mineráloch v podobe zeolitovej vody. Proti takejto interpretácii väzby bóru v serpentínoch bol napr. H. Strunz (1970). Existujú však aj ďalšie interpretácie, napr. sorbcia bóru na serpentínové minerály podobne, ako je to v prípade kaolinitu, ktorý má podobnú štruktúru (P. Kühn—L. Keclík 1972).

Geochémia bóru v procese vzniku žilného chryzotilu, resp. pri dynamotermálnych premenách ultrabázických hornín nachádzajúcich sa v metamorfovaných komplexoch nebola zatiaľ systematicky študovaná.

Obsah bóru v ultramafických horninách Západných Karpát

Priemerné obsahy bóru vo vyčlenených skupinách ultramafických hornín z rôznych geologicko-stratigrafických jednotiek sú rozdielne. Rozdiely dosahujú hodnoty jedného rádu. Rozdielny priemerný obsah bóru bol zistený aj v rámci jedného petrografického typu, ak navzájom porovnávame napr. serpentinity z rôznych jednotiek.

Najnižší priemerný obsah bóru sme zistili v serpentinitoch vystupujúcich v metamorfovaných komplexoch tatridného a veporidného kryštalinika. Tieto, na rozdiel od ostatných serpentinitov, podľahli dynamotermálnym procesom. Serpentinity v kryštaliniku majú najmä na okrajoch telies usmernený (bridličnatý) charakter, pričom pri metamorfóze vznikol mastenec, aktinolit a chlorit; tieto sú rozptýlené v celej hmote drobných telies serpentinitov, resp. koncentrované na okrajoch telies („blackwall").

I keď predpokladáme primárne rozdielny obsah bóru v ultrabázických horninách patriacich k odlišným formáciám, predsa je zreteľný nižší obsah bóru v dynamotermálne metamorfovaných typoch ultrabázických hornín v porovnaní s nemetamorfovanými typmi tej istej formácie (serpentinity typu 2.1 : 3.1 : 4.2; tab. 2).

Prechodným členom medzi serpentinitmi a mastencovými monominerálnymi bridlicami z okrajov ultrabázických telies v metamorfovaných komplexoch sú, podľa obsahu bóru i podľa minerálneho zloženia, steatitizované serpentinity. Do tejto skupiny sme zaradili serpentinity, v ktorých je obsah mastenca vyše 10 objemových percent. Obsah bóru v týchto typoch v porovnaní so serpentinitmi z metamorfovaných komplexov klesá o jeden rád a pohybuje sa v medziach jednotiek ppm ($\bar{x}_{n=15} = 4$ ppm B).

Obsah bóru je v peridotitoch tatridného a severoveporidného kryštalinika (telesá v Malej Fatre a pri Filipove na Horehroní) nízky a v podstate zhodný s obsahom bóru v serpentinitoch tejto geologickej pozície.

Najnižší priemerný obsah bóru majú spomedzi analyzovaných petrogenetických typov ultramafických hornín Západných Karpát horniny z reakčných lemov telies v metamorfovaných komplexoch. Obsah bóru v chloritických, aktinolitických a mastencových anchimonominerálnych bridliciach klesá prevažne až pod 1 ppm; len časť analyzovaných vzoriek týchto hornín obsahuje jednotkové množstvá bóru. Tieto výsledky sú v úplnej zhode napr. s údajom H. Hardera (1965), ktorý pre

Bór v ultramafických horninách Západných Karpát — Tabuľka 2

	n	min—max	x̄
1. Tatridné a severoveporidné kryštalinikum			
1.1 peridotity	4	5—20	11
1.2 serpentinity	4	3—22	10
1.3 aktinolitické bridlice	3	<1—4	2
1.4 chloritické bridlice	3	<1	<1
2. Juhoveporidné kryštalinikum			
2.1 serpentinity	9	9—40	18
2.2 steatitizované serpentinity	13	1—8	3,5
2.3 mastencové bridlice	4	<1	<1
2.4 aktinolitické bridlice	3	<1—8	3
2.5 chloritické bridlice	3	<1—4	2
3. Mladšie paleozoikum			
3.1 serpentinity	13	18—112	61
3.2 steatitizované serpentinity	2	4—7	5,5
3.3 mastencové bridlice	2	<1—2	1,5
3.4 aktinolitické bridlice	3	<1—1	<1
3.5 chloritické bridlice	4	<1—2	1,5
3.6 aktinolitický azbest	1		17
4. Trias Spišsko-gemerského rudohoria			
4.1 serpentinizované peridotity	7	20—46	28
4.2 tmavé typy serpentinitov	25	18—138	51
4.3 svetlé typy serpentinitov	10	1—23	7
4.4 granátické serpentinity	9	5—24	10
4.5 chryzotilový azbest	2	8—11	9,5
5. Komárovce			
5.1 apoperidotické serpentinity	4	<1	<1
i) steatitizované serpentinity (2.2+3.2)	15	1—8	4
i) mastencové bridlice (2.3+3.3)	6	<1—2	1
i) aktinolitické bridlice (1.3+2.4+3.4)	9	<1—8	2
i) chloritické bridlice (1.4+2.4+3.5)	12	<1—4	1,3

Poznámka: ak bola hodnota >1, pre výpočet x̄ bola braná hodnota 0,75.

mastenec (n = 1) uviedol 1,8 ppm B. Na zistenom nízkom obsahu bóru v horninách z reakčnej zóny ultrabázických telies nič nemení prítomnosť ojedinelých žiliek a hniezd turmalínu v chloritických bridliciach (Muránska Dlhá Lúka, Uhorské II). Typy chloritických bridlíc s turmalínom neboli na obsah bóru analyzované.

Nízky obsah bóru v horninách reakčnej zóny serpentinitových telies možno použiť pre interpretáciu týchto zón. Ak sa pri vzniku hornín reakčnej zóny uplatnila hydrotermálno-pneumatolytická fáza kyslých plutonitov, treba zákonite očakávať zvýšené koncentrácie bóru v horninách tejto geologickej pozície a študovanej genézy. Bór je totiž jedným z typomorfných prvkov uplatňujúcich sa v hydrotermál-

no-pneumatolitickej fáze kyslých plutonitov. Extrémne nízky obsah bóru v horninách reakčnej zóny serpentinitových telies (okrem uvedených ojedinelých hniezd a žiliek turmalínu) svedčí o vzniku týchto zón v procese dynamotermálnej premeny komplexov, v ktorých sa dané telesá nachádzajú. Prítomnosť ojedinelých turmalínov v externej časti reakčnej zóny, t. j. v chloritických bridliciach, nie je pravdepodobne dôsledkom magmatickej činnosti, ale len dôsledkom mobilizácie bóru v tektonometamorfných procesoch. Takúto mobilitu bóru v kryštalinických komplexoch Západných Karpát uviedol už V. Zoubek (1936).

Z prehľadu priemerného obsahu bóru v ultramafických horninách Západných Karpát (tab. 2) vyplýva, že sa mení aj v rámci jedného horninového typu rovnakej geologickej pozície. Z priemerného obsahu bóru vo vyčlenených typoch ultrabázických hornín v triase Spišsko-gemerského rudohoria (4.2—4.4; tab. 2) vyplýva, že najvyšší obsah bóru majú tmavé typy serpentinitov (obsahujú veľkolupeňovité pseudomorfózy bastitového typu), prípadne typy, v ktorých sa serpentinizácia uskutočnila na 60—80 %. Naproti tomu, zreteľne nižší obsah bóru majú svetlé (prevažne svetlozelené) typy serpentinitov bez zachovaných primárnych silikátov, ktoré zároveň predstavujú produkt uplatnenia sa alpínskych metamorfných procesov (vznik sekundárneho granátu).

Obsah bóru v serpentinitoch v triase Spišsko-gemerského rudohoria predstavuje takto dôsledok:

a) vzniku primárnej minerálnej asociácie (v prípade serpentinitov 4. skupiny v tab. 2 ich reprezentujú pyroxény v serpentinizovaných peridotitoch), v rámci ultrabázických hornín v triase majú typy so zachovanými primárnymi pyroxénmi najnižší priemerný obsah bóru ($\bar{x}_{n-7} = 28$ ppm);

b) zvýšenia obsahu bóru pri serpentinizačných procesoch;

c) úniku bóru zo serpentinitov počas alpínskych dynamotermálnych a tektonických procesov; dokumentuje to nízky obsah bóru v svetlých typoch serpentinitov, resp. granátických serpentinitoch (4.2, 4.3; tab. 2).

Podobne ako svetlosfarbené fácie serpentinitov majú nízky obsah bóru aj žilné chryzotily ($\bar{x}_{n-2} = 10$ ppm). Tento obsah je nižší než udáva H. Harder (1965 — 28 ppm B). Urobené dve stanovenia obsahu bóru v žilných chryzotiloch pre zovšeobecnenie nedostačujú.

Medzi serpentinitmi zaujímajú anomálne postavenie apoperidotitické serpentinity z telesa pri Komárovciach (jz. časť košickej kotliny). V štyroch analyzovaných vzorkách z jadra vrtu Ko-1 (typ 5, tab. 2) je obsah bóru vždy pod 1 ppm. Takáto extrémne nízka hodnota nebola zistená ani v jednej z ďalších skoro 80 analyzovaných vzoriek serpentinitov z rôznych telies nejednotnej geologickej pozície. Odlišnosť priestorovej pozície uvedených štyroch vzoriek spočíva v tom, že pochádzajú z hĺbok viac ako 1000 metrov pod povrchom, teda zo zóny, ktorú nezasahuje povrchová voda. Príčinu extrémne nízkeho obsahu bóru v danom vrtnom materiáli nevyriešilo ani orientačné mikroskopické štúdium.

Literatúra

AHRENS, L. H.—TAYLOR, S. R. 1961: Spectrochemical analysis. 1, Addison—Wesley, London, 1—435.

BARSUKOV, V. L. 1961: Nekotoryje voprosy geochimiji bora. Geochimija, 7, Moskva, 561—571.

BARSUKOV, V. L. 1968: Rasprostranennosť bora v izveržennych i osadočnych porodach zemnoj kory. Sb.: Geochimija endogennogo bora, Moskva, 84—90.

BARSUKOV, V. L.—KURIĽČICHOVA, G. Je. 1957: O boronosnosti serpentinitov. Geochimija, 5, Moskva, 389—391.

COLEMAN, R. G. 1967: Low-Temperature Reaction Zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington. US Geol. Surv. Bull, 1247, Washington, 1—49.

DAMODARAN, K. T.—SOMASEKAR, B. 1974: Geochemistry of boron in the ultrabasics of Nuggihalli schist belt, Karnatak State, India. Proc. Indian Acad, Sci., A 79, 6, 310—317.

DODATKO, V. A. 1969: Turmalin iz kory vyvetrivanija ulťraosnovnych porod Pridneprovija. Mineral. Sbor. 23, 2, Ľvov, 192—195.

FAUST, T. G. 1963: Minor elements in serpentine — aditional data. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, London, 665—668.

FAUST, G. T.—MURATA, K. J.—FAHEY, J. J. 1956: Relation of minor-element content of serpentines to their geological origin. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, London, 316—320.

GETLING, R. V.—SAVINOVA, Je. N. 1958: Nekotoryje dannyje o soderžaniji bora v izveržennych porodach Rurjinskogo polja na Urale. Geochimija, 4, Moskva, 374—375.

GOLES, G. G. 1967: Trace elements in ultramafic rocks. In (Wyllie, ed.): Ultramafic and Related Rocks. New York—London—Sydney, 352—362.

HARDER, H. 1965: Geochimija bora. „Nedra", Moskva, 1—135.

HOVORKA, D.—JAROŠ, M. 1974: Gold abundances in the West Carpathian ultramafic rocks. Geol. Zborn. Geol. Carpathica Slov. Akad. Vied, 25, 2, Bratislava, 355—362.

HOVORKA, D. 1975: Chromium in the West Carpathian ultramafic rocks. Preliminary results. X. Congr. CGGA, Repts., Min. Geoch. Petrol. Metal. Bratislava, 90—97.

HOVORKA, D.—ROJKOVIČ, I. 1976: Petrografický a geochemický charakter ultrabázického telesa pri Hodkovciach. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geol., 28, Bratislava, 5—74.

HOVORKA, D. (v tlači): Geochemistry of the West Carpathian alpine-type ultramafites. Náuka o Zemi, Veda, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

KANTOR, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KECLÍK, L. 1974: Příspěvek ke geochemii bóru v bazických a ultrabazických horninách některých moldanubických těles u Šlapanova jihovýchodně od Havlíčkova Brodu. Sborn. věd. prací VŠB, ř. horn.-geol. 20, 2, Ostrava, 115—138.

KECLÍK, L.—KÜHN, P. 1972: Spektrálně analytické stanovení stopových obsahů v bazických a ultrabazických horninách. Sborn. věd. prací VŠB, ř. horn.-geol., 18, 4. Ostrava, 31—43.

KÜHN, P.—KECLÍK, L. 1972: Izomorfie bóru v silikátech. Část 1. Sborn. věd. prací VŠB, ř. horn.-geol., 17, 1, Ostrava, 53—76.

LISICYN, A. Je.—CHITROV, V. G. 1962: Raspredelenije bora v mineralach nekotorych izveržennych i metamorfičeskich porod Srednevo Urala po rezuľtatam mikrospektraľnogo analiza. Geochimija, 3, Moskva, 259—268.

NOVÁ, A. 1971: Spektrální stanovení nízkych obsahů stopových prvků (Ba, B, V). Manuskript-archív Ústř. Úst. geol., Praha, 66—86.

OTROŠČENKO, V. D.—ZENIN, M. F.—ZARECKAJA, A. V. 1966: Geochimija bora v nekotorych paleozojskich komplexach porod Tjaň-Šaňa. Geochimija, 10, Moskva, 1228—1232.

OVČINNIKOV, L. N.—BORODIN, L. S.—LJACHOVIČ, V. V. 1970: Geochimija magmatičeskich porod. Geochimija, 4, Moskva, 446—459.
PLŠKO, E. 1973: Szinképelemzéni módszerek statisztikus paraméteteinek meghatározása üzemi minták alapján. Kémiai Közlemények, 39, Budapest, 351—361.
POKORNÝ, J. 1967: On the Geochemistry of Boron in the Ransko Basic Intrusion. Geochemie v Československu, Ostrava, 39—45.
POLICKÝ, J.—KECLÍK, L.—KÜHN, P. 1972: Bór v ultrabazických horninách ostrova Kuby. Sborn. věd. prací, 18, 4, Ostrava, 13—29.
SAHAMA, T. G. 1945: Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. Geol. Finl. Otaniemi, 1—135.
SEITZ, M. G.—HART, S. R. 1973: Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks. Earth and Planet, Sci. Lett., 21, 1, Amsterdam, 97—107.
SOBOLEV, S. F. 1968: Osobennosti genezisa i sostava porod dunit-piroksenit-gabbrovoj formaciji Urala. Sborn.: Kora i verchnaja mantija, Moskva.
STARKOV, N. P. 1969: Ultraosnovnyje porody Vyšersko-Saranovskovo pojasa. Sborn.: Magmatičeskije formaciji, metam. i metall. Urala, 2. Sverdlovsk, 56—73.
STAVROV, O. D.—CHITROV, V. G. 1960: Bor v porodach i pegmatitach Vostočnovo Sajana. Geochimija, 5, Moskva, 405—413.
STRUNZ, H. 1970: Mineralogische Tabellen, Leipzig.
STRZYZEWSKA, B. 1971: The action of spectral carriers in the method of Scribner and Mullin-II. The action of acide Carriers. Spectrochim. Acta, 26 B, 1. London, 51—58.
THOMPSON, N. L. 1970: Boron contents of serpentinites and metabasalt in the oceanic crust: implication for the boron cycle in the ocean. Earth and Planet, Sci. Lett., 8, 1, Amsterdam, 61—65.
TUREKIAN, K. K.—WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer., 72, New York, 175—192.
VARLAKOV, A. S. 1961: K geochimiji bora v metamorfičeskich processach v svjazi s diabazami na Bajkale. Geochimija, 6, Moskva, 521—525.
VARLAKOV, A. S.—ŽUŽGOVA, M. F. 1964: Geochimija bora v giperbazitach orenburskej oblasti. Geochimija, 8, Moskva, 795—801.
VINOGRADOV, A. P. 1962: Srednyje soderžanija chimičeskich elementov v glavnych tipach izveržennych gornych porod zemnoj kory. Geochimija, 7, Moskva, 551—571.
VUKANOVIČ, V. 1962: Erfahrungen über den Einfluss der Vorgänge im Plasma bei Spurenanalysen im Lichtbogen. Emissionsspektroskopie. Berlin, 9—220.
ZLOCHA, J. 1973: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku. Mineralia slovaca, 5, 3, Spišská Nová Ves, 247—255.
ZLOCHA, J.—TOMKO, I.—VALKO, J. 1975: Hodkovce — Ni rudy. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript-Geofond, Bratislava.
ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstn. Stát. geol. Úst., 12, 6, Praha.

Do tlače odporučil G. Kupčo.

Dušan Hovorka—Jana Kubová

Boron distribution in the West Carpathian ultramafic rocks

Summary

On the basis of 130 spectrochemical boron determinations in various types of West Carpathian ultramafites the following conclusion may be drawn.

Among the serpentinites of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. those with preserved pyroxenes (serpentinized peridotites) have the lowest boron contents — $\bar{x}_B = 28$ ppm; boron contents in dark coloured serpentinites usually with bastitetype pseudomorphs is 51 ppm; in light coloured serpentinites usually with newly formed garnet $\bar{x}_B = 7$ ppm. Serpentinites and peridotites from the metamorphic complexes (1.1, 1.2, 2.1 in table 2) have low boron contents ($\bar{x}_B = 10$—18 ppm). Among the studied rocks those from the reaction zone between serpentinite bodies and the adjacent schists (steatite, actinolite and chlorite schists — "blackwall") have the lowest boron contents $\bar{x}_B = 1$—2 ppm.

During serpentinization and during following processes of pre-alpine and alpine dynamothermal metamorphism boron in West Carpathian ultramafites behaves as a very mobile component.

Translated by authors.

Geologické Práce, Správy 71, s. 177—180, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Vladimír Baňacký

Mladá tektonika ako určujúci faktor pri formovaní geologickej stavby kvartéru Záhorskej nížiny

Abstract. The author presents information about the effects of young tectonics on the Quaternary geological history of the Záhorská nížina lowlands. Two types of movements are mentioned: synsedimentary resulting in thick accumulations of sediments, and uplifting-levelling movements characterized by vertical displacement of river terraces, and by erosive-deflation activity.

Úvod

Špecifické pomery v kvartéri Záhorskej nížiny sú podľa záverov nášho výskumu výsledkom zložitého, intenzívnymi tektonickými pohybmi, podstatne ovplyvneného kvartérneho vývoja v zložitých podmienkach predkvartérnej geologickej stavby a kvartérnych klimatických oscilácií.

Usporiadanie čiastkových tektonických jednotiek Záhorskej nížiny sa viaže najmä na sústavu zlomov sv. až ssv. smeru, ktorá tvorí sústavu hrastí a prepadlín. Priečne zlomy sa uplatňujú len zriedkavo. V pliocéne bola už väčšia časť Záhorskej nížiny stabilizovaná. Poklesávali len dve tektonické jednotky — zohorsko-plavecká depresia a jej južná časť, zohorská a kútska depresia (V. Baňacký, J. Harčár et A. Sabol 1965) s výplňou 200—300 m hrubých ílovitých, piesčitých a štrkovitých sedimentov pontu a levantu (T. Buday et al. 1962).

V týchto depresiách pokračovali poklesy i v kvartéri, dochádzalo k rýchlej sedimentácii, ktorá sa vyznačovala značnou hrúbkou jednotlivých vrstiev a sérií od starého kvartéru až po mladý pleistocén. Predpokladáme, že sa poklesy zintenzívnili práve na začiatku, teda v starom pleistocéne. Prejavilo sa to hlavne v perneckej a sološnickej depresii, kde sú najspodnejšie vrstvy pravdepodobne pliopleistocénne. Toto konštatovanie je v súlade so zisteniami v zohorsko-marcheggskej depresii (E. Vaškovská 1971) a zodpovedá ich vzťahu k terasovým zvyškom najstaršieho a stredného pleistocénu.

Osobitným útvarom je stupavsko-lamačská depresia. Ide pravdepodobne o tektonicky podmienenú depresiu vzniknutú v mladom pleistocéne. Táto depresia sa po

RNDr. Vladimír Baňacký, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

prerezaní potokov cez terasu pri Devínskej Novej Vsi vyprázdnila; v najmladších fázach würmu a v holocéne ju čiastočne vyplnili štrky a hliny okolitých potokov.

Spomínané synsedimentárne depresie sa začali vyvíjať v pleistocéne — hlavne v starom, pričom treba konštatovať, že nejde o vyznievanie vrchnopliocénnych poklesových pohybov, ale o pohyby kvartérne. Spodné partie perneckej a sološnickej depresie poklesli postsedimentárne. Z toho vidno, že hranica pliocén-pleistocén je nejasná, že ide skôr o postupný prechod a tiež o to, že najmladšie fázy vrchného pliocénu prebiehali na Záhorskej nížine už v znamení relatívneho tektonického kľudu.

Vedľa synsedimentárnych poklesov boli zistené i ďalšie pohyby počas kvartéru. Prejavili sa hlavne v druhotnom vertikálnom posune moravských terás. Bázy terás najstaršieho, stredného a mladého pleistocénu majú značne nevyrovnaný priebeh a všeobecne vykazujú značné skoky. Ide hlavne o terasy najstaršieho a stredného pleistocénu, ale aj báza terasy staršieho würmu výškove značne kolíše. To má úzky vzťah predovšetkým k tektonickému členeniu, ako ho uviedol T. Buday (l. c.); najväčšie nepravidelnosti sú podmienené tým, či sú terasy na tektonických elevá-ciach alebo na depresiách. Celkove bol zdvihový charakter severnej časti Záhorskej nížiny počas pleistocénu zrejme výsledkom diferencovaných protichodných pohybov vo vzťahu ku kvartérnym depresiám. Táto diferenciácia sa prejavila okrem iného v morfologickom zvýraznení celej severnej polovice nížiny (gajarsko-šaštínskej) a najmä lakšárskej elevácie. Na prvej je zachovaný gajarský terasový komplex (V. Baňacký 1963) a terasy na okolí Sekúl a Borského Jura. Na lakšárskej elevácii sú čiastočne zachované terasy najstaršieho pleistocénu. Aj zdvihové pohyby uvedených úsekov možno klásť do súvisu s kvartérnou fázou zintenzívnenia pohybov. Napr. lakšárska elevácia (lakšárska pahorkatina) bola intenzívne vyzdvihnutá tiež koncom starého pleistocénu a v jeho ďalších fázach.

Intenzita pohybov bola značná. Keď zoberieme do úvahy deniveláciu medzi lakšárskou elevá-ciou a bázou výplne sološnickej depresie, zistíme, že ide o hodnotu do 300 m. V iných prípadoch sa pohybuje okolo 100—200 m.

Možno teda povedať, že na Záhorskej nížine existovali dva druhy kvartérnych tektonických pohybov: a) synsedimentárne (sološnická, pernecká, zohorsko-marcheggská, kútska a čiastočne lamačsko-stupavská depresia), ktorých výsledkom je nahromadenie väčších hrúbok sedimentov syntektonického charakteru; b) vyrovná-vacie — zdvihové, charakterizované druhotným vertikálnym posunom prvkov geologickej stavby (v našom prípade hlavne riečnych terás), ktoré najviac podmienili erózny charakter značnej časti Záhorskej nížiny a morfologický prejav tektonických jednotiek.

Špecifičnosť Záhorskej nížiny sa prejavuje predovšetkým na naše pomery v súčas-nosti abnormálnym množstvom viatych pieskov, pričom chýbajú spraše, ako aj preukázaným vplyvom tektonických pohybov, ktoré podmienili vznik a vývoj

spomínaných synsedimentárnych depresií i druhotné zmeny jednotlivých prvkov kvartérnej geologickej stavby, najmä riečnych terás.

Na Záhorskej nížine sa podarilo zistiť sedimenty a formy všetkých období kvartéru, aj keď dosť nerovnomerne zastúpené. Vcelku môžeme z nášho hľadiska hovoriť o dvoch hlavných fázach vývoja. Staršia fáza, ktorá siaha po spomínané oživenie tektonických pohybov v starom pleistocéne, tektonicky znamená vyznievanie fázy pontsko-levantskej, o čom svedčí i charakter pochovaných pliopleistocénnych sedimentov a sedimentov najstaršieho pleistocénu.

Mladšia fáza podmienená spomínaným oživením pohybov v starom pleistocéne (mindel) znamená intenzívnejší geologický vývoj a mohutnú eolickú činnosť. Vcelku môžeme povedať, že kvartérne tektonické pohyby mali rozhodujúcu úlohu pri formovaní osobitnej geologickej stavby kvartéru, ako aj osobitej litologickej skladby sedimentov.

Záverom treba uviesť, že zložité kvartérne geologické pomery, spolu so značnou aktivitou geologickej stavby, podmieňujú aj zložitosť prírodného prostredia, a teda aj ťažkosti pri využívaní prírodných zdrojov. Preto nemožno geologické dianie a výskum považovať za ukončenú vec. Súvisí to jednak s uvedenou zložitosťou a špecifičnosťou problematiky, jednak s nutnosťou riešiť mnohé otvorené problémy prírodného prostredia.

Do tlače odporučil J. Šajgalík.

Literatúra

BAŇACKÝ, V. 1963: Stručné poznatky o terasách rieky Moravy v jz. časti Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Zošit geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—64.

BAŇACKÝ, V.—HARČÁR, J. et SABOL, A. 1965: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die Quartär-Entwicklung der Slowakischen Niederungen. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—83.

BAŇACKÝ, V. et SABOL, A. 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny v r. 1960. Manuskript Geofond, Bratislava, 149.

BUDAY, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Wien-Bratislava. Vyd. Geofond, Bratislava, 248.

VAŠKOVSKÁ, E. 1971: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—42.

Junge Tektonik als bestimmender Faktor beim Formen des Quartärs der Záhorie-Ebene

Resumé

Die Záhorie-Ebene hat sich schon seit dem Neogen in einem komplizierten System tektonischer Vorgänge entfaltet. Brüche von NO bis NNO Richtung schufen ganze Systeme von Horsten und Gräben. Im Pliozän war bereits der grössere Teil der Záhorie-Ebene stabilisiert. Es sanken nunmehr zwei tektonische Einheiten. Die Zohor-Plavec Depression und derer südlicher Teil, die Zohor- und die Kúty-Depression. In diesen Depressionen setzte das Absinken auch im Quartär fort. Zur intensivsten Absenkungen kam es im Altpleistozän, z. B. in der Pernek- und in der Sološnica-Depression, wo die untersten Schichten wahrscheinlich dem Pliopleistozän angehören, ähnlich wie auch in der Zohor-Marchegg-Depression. Wir stellen fest, dass es sich nicht um ein Ausklingen von oberpliozänen Absenkungen handelt, sondern um quartäre Bewegungen.

Neben den synsedimentären Absenkungen wurden Hebungsausgleichbewegungen festgestellt, die sich besonders in sekundärer vertikaler Veschiebung der mährischen Terrassen bemerkbar machten. Die Terrassenbasen des ältesten, mittleren und jungen Pleistozäns haben einen ziemlich unausgeglichenen Verlauf und weisen im allgemeinen bedeutende Sprünge auf. Es handelt sich um die Terrassen des ältesten und mittleren Pleistozäns.

Im Gebiete der Záhorie-Ebene unterscheiden wir zwei Entwicklungsphasen. Eine ältere Phase, die bis zum Wiederaufleben der tektonischen Bewegungen im Altpleistozän reicht, diesse stellt ein tektonisches Ausklingen der Pontien-Levantien-Phase dar; davon zeugt auch der Charakter der begrabenen plio-pleistozänen Sedimente und der Sedimente des ältesten Pleistozäns. Die jüngere, durch das Wieder aufleben der Bewegungen im älteren Pleistozän (Mindel) bedingte Phase, bedeutet eine intensive geologische Entwicklung und eine mächtige eolische Tätigkeit.

Im Allgemeinen konstatieren wir, dass die quartärtektonischen Bewegungen eine wesentliche Rolle beim Formen des geologischen Baues des Quartärs der Záhorie-Ebene spielten.

Übersetzt von S. Smolíková.

Geologické Práce, Správy 71, s. 181—190, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Darina Čabalová—Tibor Ďurkovič

Výskum fyzikálno-mechanických vlastností a petrografického zloženia pieskovcov makovických a strihovských vrstiev magurského flyšu na východnom Slovensku.

3 obr., 4 fotografie, 5 tab., nemecké resumé

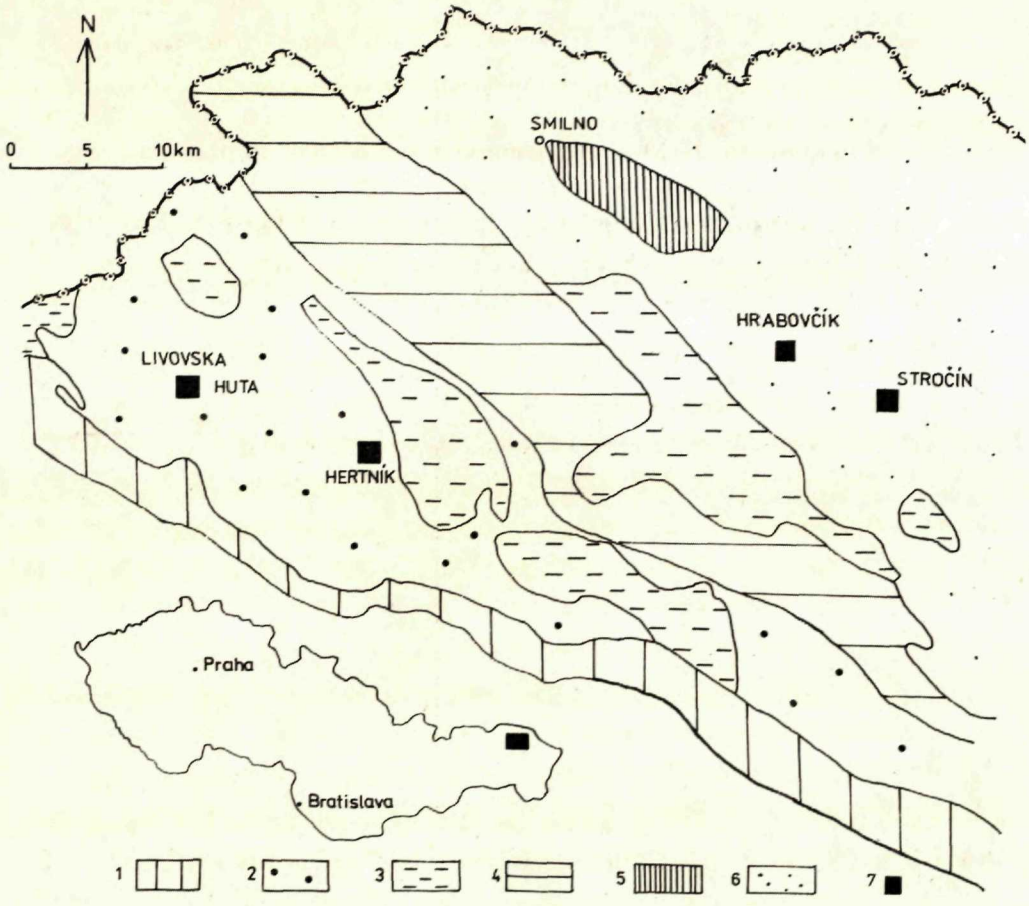
Abstract. The authors present the results of the study of physical-mechanical properties and petrografic composition of sandstones of the Strihov and Makovica beds in the Magura Flysch of East Slovakia. The parameters of mechanical properties of rocks are stastically valuated. The data obtained were confronted with petrographic composition of the rocks studied.

Úvod

Požiadavky stavebného priemyslu na Slovensku čo do množstva spotrebného materiálu neustále stúpajú. Táto skutočnosť si vyžaduje zabezpečiť dostatočné množstvo stavebného kameňa pre rozsiahlu bytovú výstavbu, cestné stavby (diaľnice), ako aj pre veľké priemyselné a inžinierske stavby.

Ako vyplýva z materiálov III. celoslovenskej geologickej konferencie (1974), je pri vyhľadávaní vhodných surovín nevyhnutne potrebné venovať pozornosť aj doposiaľ netradičným materiálom, pieskovcom flyšového pásma Karpát. Preto sme prikročili k zhodnoteniu pieskovcových komplexov hornín flyšového pásma na východnom Slovensku. Na základe archívnych údajov o vhodnosti použitia pieskovcov flyšového pásma na východnom Slovensku pre stavebnú prax, ako aj po konzultácii s geológmi pracujúcimi v tejto oblasti (T. Koráb, J. Nemčok, I. Križáni, J. Varcholová) konštatujeme, že pre priemyselnú ťažbu prichádzajú do úvahy: 1. pieskovce strihovských vrstiev čerhovskej (krinickej) jednotky, 2. pieskovce makovických vrstiev račianskej jednotky, 3. pieskovce cisnianskych vrstiev dukelskej jednotky. Prvé dva spomínané komplexy pieskovcov (obr. 1) boli predmetom podrobného štúdia; niektoré čiastkové výsledky predkladáme v tejto práci. Tretie perspektívne súvrstvie pieskovcov — pieskovce cisnianských vrstiev dukelskej jednotky — zostáva ako rezerva surovinovej základne pre najvýchodnejšiu časť východného Slovenska.

RNDr. D. Čabalová, CSc., Katedra geotechniky stavebnej fakulty SVŠT, Radlinského 11, Bratislava; RNDr. T. Ďurkovič, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava



Obr. 1. Schematická geologická mapa s vyznačením študovaných lokalít (magurský flyš východného Slovenska). 1 — paleogén bradlového pásma; 2 — strihovské vrstvy čerhovskej jednotky; 3 — malcovské vrstvy; 4 — bystrická čiastková jednotka; 5 — smilenské tektonické okno; 6 — račianska čiastková jednotka; 7 — študované lokality.

Geologická a petrografická charakteristika pieskovcov makovických a strihovských vrstiev

Makovické vrstvy nie sú paleontologicky dostatočne doložené pre nedostatok fosílnych organizmov. Na základe superpozície sú považované za spodnolutétske (B. Lešku—O. Samuel 1968). Makovické vrstvy, tvorí mohutný pieskovcový komplex medzi belovežskými a zlínskymi vrstvami račianskej jednotky magurského flyšu. V sz. časti Ondavskej vrchoviny dosahujú makovické vrstvy najväčšiu hrúbku 900—1200 m (Z. Stránik 1965). Smerom k JV zanikajú. Makovické vrstvy predstavujú strednorytmický až hruborytmický flyš, na báze s výraznou prevahou

pieskovcov oproti ílovcom (3 : 1 až 8 : 1). Pieskovce (30—300 cm, ojedinele až 500 cm hrubé) sú vápnité, modrošedé, striedajú sa s ílovcami 2—20 cm hrubými. Z mikroskopického štúdia výbrusov zhotovených z monolitov odobraných v kameňolomoch (lokalita Stročín a Hrabovčík) vyplýva, že majú charakter jemnozrnných kremenných pieskovcov) H_3, H_2, S_2), jemnozrnných drobových pieskovcov (H_1) a jemnozrnných arkózových pieskovcov (S_1; tab. 1, obr. 2).

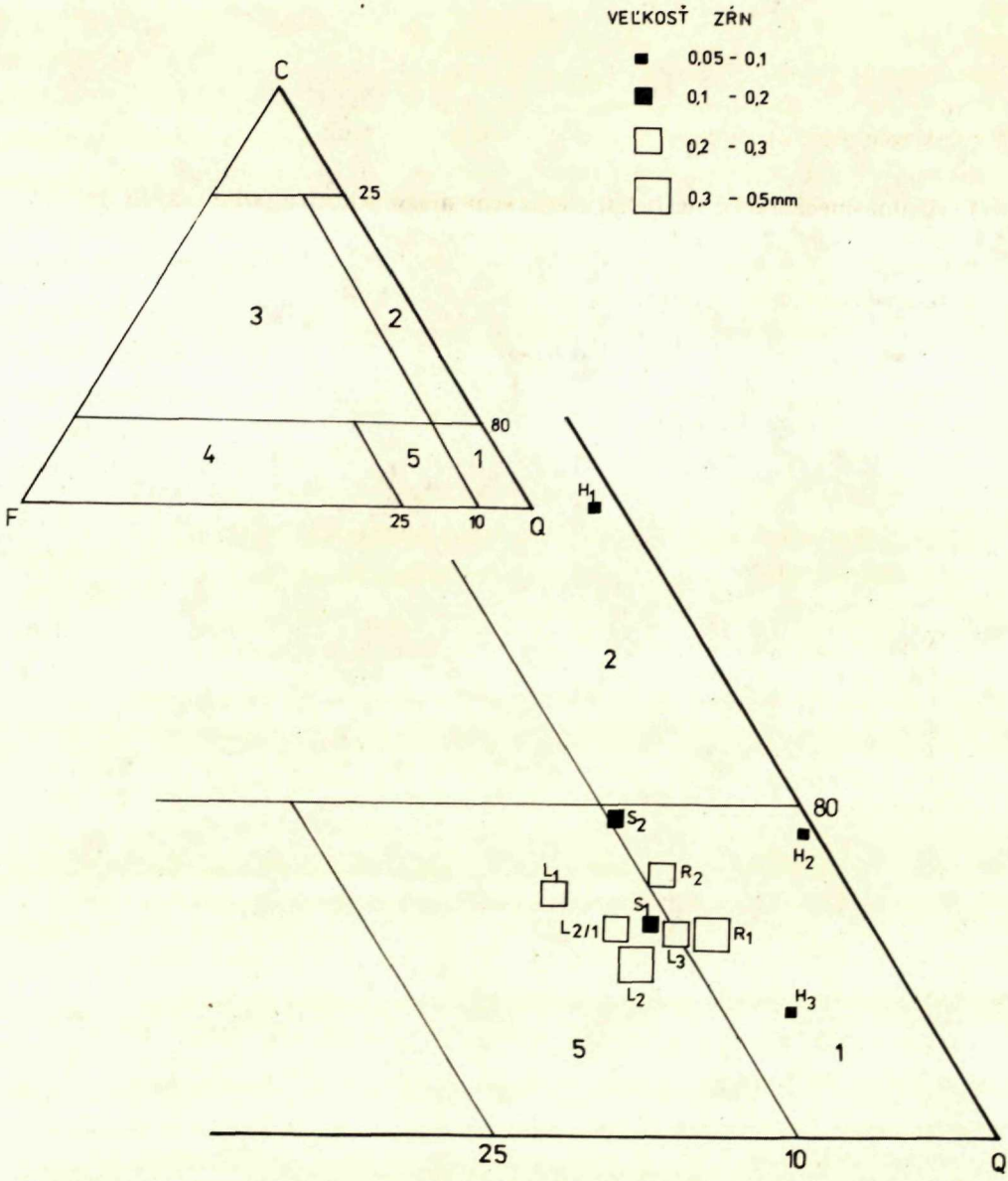
Modálne zloženie pieskovcov makovických vrstiev račianskej jednotky — Tabuľka 1

	Hrabovčík			Stročín	
	H_1	H_2	H_3	S_1	S_2
kremeň	43,6 %	69,0 %	71,1 %	68,9 %	66,1 %
živce	2,6	1,1	4,3	2,8	2,7
sľudy	2,6	3,5	2,7	2,5	2,0
rohovce	—	—	0,9	1,9	0,7
vápence	—	—	2,7	6,2	7,3
kremence + pieskovce	—	—	—	1,9	—
základná hmota	27,6	13,8	8,0	13,0	17,2
kalcitový tmel	23,2	12,6	7,1	2,8	4,0
Md zŕn v mm	0,06	0,05	0,08	0,12	0,18

Modálne zloženie pieskovcov strihovských vrstiev čerhovskej jednotky — Tabuľka 2

	Livovská Huta				Hertník	
	L_1	L_2	$L_{2/1}$	L_3	R_1	R_2
kremeň	59,1 %	57,7 %	66,3 %	63,0 %	68,4 %	61,5 %
živce	11,5	7,0	5,3	8,4	3,4	7,8
sľudy	2,0	4,2	1,9	5,5	3,4	3,9
rohovce	1,0	3,1	1,9	1,2	1,3	0,5
vápence	2,7	3,5	4,4	0,8	4,0	1,1
kremence + pieskovce	7,9	11,9	3,7	6,5	4,0	9,5
ílovce	0,3	—	1,2	0,8	0,8	0,5
bázické horniny	—	1,0	0,6	—	0,9	—
základná hmota	6,5	11,9	12,5	12,1	13,0	14,0
kalcitový tmel	9,0	1,7	1,9	1,7	0,8	2,2
Md zŕn v mm	0,3	0,5	0,2	0,28	0,35	0,3

Strihovské vrstvy (B. Leško—O. Samuel 1968) predstavujú flyšový komplex čerhovskej jednotky (paleocén—stredný eocén). Súvrstvie je tvorené hruborytmickým flyšom s prevahou pieskovcov, v ktorom ílovce často úplne chýbajú. Pieskovce sú šedé až modrošedé, tvoria 20—800 cm hrubé lavice s hojným gradačným zvrstvením. V pieskovcoch sa často vyskytujú 2—10 mm úlomky kremencov a rohovcov. Polohy mikrokonglomerátov sa vyskytujú v spodnej časti hrubozrnných



Obr. 2. Klasifikačný diagram pieskovcov podľa J. Petránka (1963). Q-kremeň a stabilné úlomky hornín, F-živce a nestabilné úlomky hornín, C — íl. 1 — kremenné pieskovce; 2 — drobové pieskovce; 3 — droby; 4 — arkózy; 5 — arkózové pieskovce. Čierne štvorce—pieskovce makovických vrstiev, biele štvorce — pieskovce strihovských vrstiev.

pieskovcov, resp. tvoria samostatné vrstvy. Hrúbka strihovských vrstiev v Čerhovskom pohorí je 800—1000 m. Mineralogické zloženie pieskovcov strihovských vrstiev sme študovali vo výbrusoch zhotovených z monolitov odobratých z kameňolomov (lokalita Hertník a Livovská Huta). Modálne zloženie študovaných hornín

uvádzame v tab. 2. Vzorky z lokality Hertník (R_1, R_2) sú strednozrnné kremenné pieskovce; vzorky z lokality Livovská Huta sú strednozrnné a hrubozrnné arkózové pieskovce (obr. 2).

Fyzikálno-mechanické vlastnosti pieskovcov makovických a strihovských vrstiev

Na viacerých lokalitách (Hrabovčík, Stročín, Hertník, Livovská Huta) sme získali pomerne reprezentatívne súbory hodnôt fyzikálno-mechanických vlastností pieskovcov zo strihovských a makovických vrstiev. Tieto súbory sme štatisticky spracovali, aby sme získali porovnávacie údaje pre oba typy pieskovcov, ktoré sa budú v blízkej budúcnosti používať pre rôzne stavebné účely. Základné štatistické charakteristiky oboch súborov sú uvedené v tab. 3.

Na základe získaných údajov konštatujeme, že pieskovce strihovských vrstiev majú o niečo vyššie hodnoty mernej hmotnosti, objemovej hmotnosti a nižšie hodnoty pórovitosti a nasiakavosti. Približne rovnaké sú hodnoty otĺkavosti a všeobecne vyš ie hodnoty pevnosti v prostom tlaku — v suchom stave, po nasýtení i po zmrazení. Fyzikálno-mechanické vlastnosti dvoch študovaných súborov pieskovcov strihovských a makovických vrstiev sme porovnali na základe testu dobrej zhody Kolmogorova—Smirnova. Týmto testom hodnotíme zhodu v rozdelení početnosti dvoch porovnávaných súborov. Na základe výsledkov testovania súborov hodnôt fyzikálnych vlastností makovických a strihovských pieskovcov (tab. 4.) možno konštatovať, že sa v ich rozdeleniach nepreukázali štatisticky významné rozdiely. Na základe toho predpokladáme, že sa tieto charakteristiky riadia podľa jednej teoretickej distribúcie. Pri testovaní mechanických vlastností (pevnosť v jednoosom tlaku — v suchom stave, po nasýtení, po zmrazení) sa rozdelenie hodnôt pevnosti potvrdilo ako významne rôzne na skúšobných valčekoch, na skúšobných kockách sa rozdelenie hodnôt pevnosti potvrdilo ako významne rôzne len pri skúšaní pevnosti za sucha (tab. 4).

Výsledky komplexných skúšok makovických a strihovských pieskovcov umožnili sledovať i korelačné vzťahy medzi jednotlivými skúmanými veličinami. Pre korelačné vzťahy sme vypočítali regresie lineárne, exponenciálne a logaritmické. Podľa dosiahnutých koeficientov korelácie sme zvolili pre grafické znázornenie najvhodnejšiu regresiu. Na obr. 3 je znázornený lineárny vzťah medzi pórovitosťou a nasiakavosťou študovaných pieskovcov. V tabuľke zachytené kritické hodnoty koeficientov korelácie mali pomerne prísnu hodnotu hladiny významnosti ($\alpha = 0{,}01$) a príslušné stupne voľnosti; ukázali, že v prípade znázornenom na obr. 3 ide o veľmi významnú koreláciu ($r = 0{,}964$, $r = 0{,}963$). Analýzou korelačných vzťahov medzi nasiakavosťou a objemovou hmotnosťou, pórovitosťou a objemovou hmotnosťou, porovitosťou a nasiakovosťou, pórovitosťou a pevnosťou pri tlaku za sucha sme v študovaných pieskovcoch zistili veľmi významné korelačné vzťahy.

Pri porovnávaní makovických a strihovských pieskovcov sme sledovali aj vplyv

Štatistické vyhodnotenie fyzikálno-mechanických vlastností pieskovcov strihovských a makovických vrstiev — Tabuľka 3

	Merná hmotnosť		Objemová hmotnosť		Nasiakavosť váhová		Pórovitosť		Otlk	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
N	54	74	54	74	54	74	54	74	54	74
$\bar{x}$	2,679	2,694	2,549	2,580	1,756	1,277	4,822	4,245	38,025	39,05
Md	2,683	2,694	2,55	2,59	1,77	1,15	4,63	3,93	37,77	38,90
$\tilde{M}$	2,68	2,69	2,55	2,62	1,85	0,95	4,50	3,50	37,50	37,50
Q1	2,672	2,686	2,53	2,54	1,46	0,92	4,00	3,14	34,00	33,12
Q3	2,688	2,701	2,58	2,62	2,10	1,58	5,63	5,27	49,18	42,40
s	0,0142	0,0114	0,0474	0,0484	0,512	1,512	1,533	1,575	6,940	7,575
V%	0,53	0,42	1,86	23,0	23,0	40,11	31,00	37,00	18,29	19,40

N — rozsah súboru, $\bar{x}$ — aritmetický priemer, Md — median, $\tilde{M}$ — modus, Q1 — kvartil I., Q3 — kvartil III, s — štandardná odchýlka, V% — koeficient variácie v %, a — pieskovce makovických vrstiev, b — pieskovce strihovských vrstiev

Pokračovanie tabuľky 3

Pevnosť v tlaku

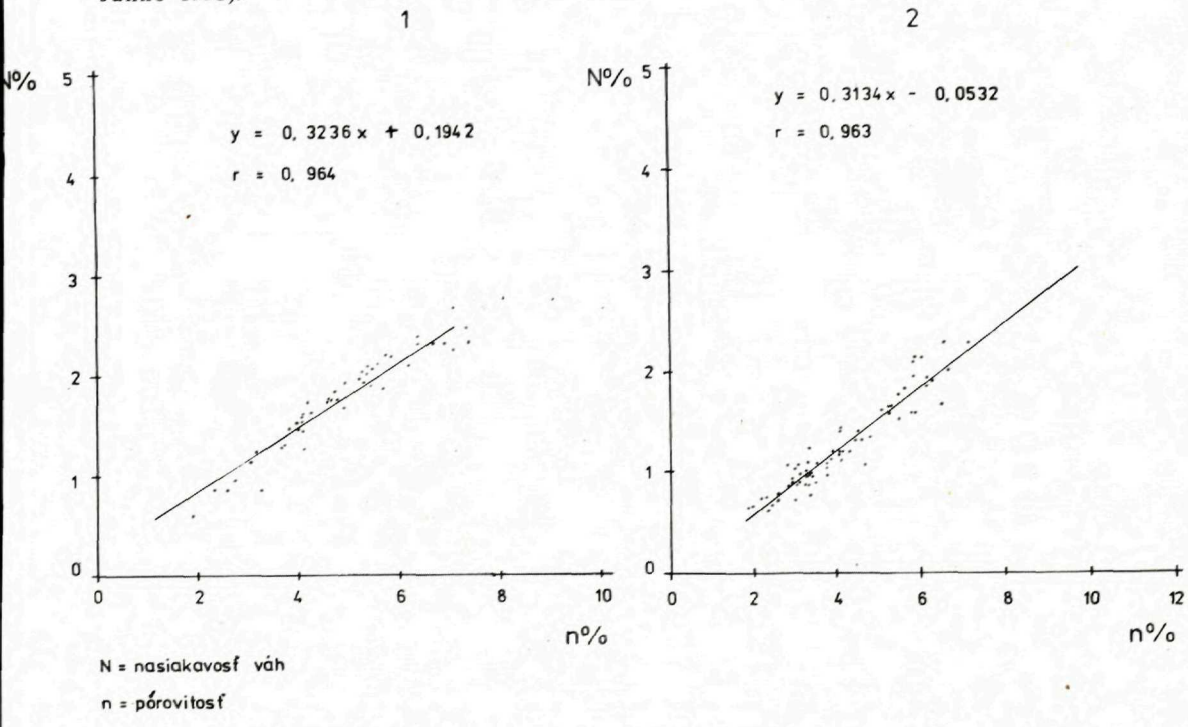
	za sucha				po nasýtení				po zmrazení			
	kocky		valčeky		kocky		valčeky		kocky		valčeky	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
N	187	224	112	173	188	215	93	174	185	224	114	175
$\bar{x}$	1123,245	1164,366	863,750	1312,931	924,361	895,651	740,698	1099,971	923,135	876,235	694,120	1099,877
Md	1095	1150	810	1300	908	910	700	1090	860	898	658	1075
$\tilde{M}$	1050	1050	750	1250	1050	1050	750	1050	850	1050	350	1050
Q1	955	987,5	650	1190	703	675	520	1030	705	655	450	1015
Q3	1275	1072,5	1033	1446	1060	1110	925	1170	1100	1110	895	1170
s	273,348	260,185	288,876	160,965	295,938	290,369	293,209	109,580	299,126	298,799	283,129	124,805
V%	24,355	22,345	33,444	12,259	32,015	32,419	39,585	9,962	32,403	34,098	10,784	11,347

Testovanie hodnôt pre pevnosť u valčekov a kociek — Tabuľka 4

Pevnosť v jednoosom tlaku

za sucha		po nasýtení		po zmrazení	
kocky	valčeky	kocky	valčeky	kocky	valčeky
$y = 2{,}3496$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 \neq Fn_2$	$y = 5{,}8353$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 \neq Fn_2$	$y = 0{,}6383$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 = Fn_2$	$y = 5{,}3834$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 \neq Fn_2$	$y = 0{,}9764$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 \neq Fn_2$	$y = 5{,}9608$ $y > 1{,}36$ $Fn_1 \neq Fn_2$

Ak hodnota $y > 1{,}36$ pre dané rozsahy súborov, potom $P \leqq \alpha = >$ pevnostné charakteristiky makovických a strihovských pieskovcov sa neriadia podľa jednej teoretickej distribúcie ($Fn_1 \neq Fn_2$; porov. J. Janko 1958).



Obr. 3. Grafické znázornenie lineárnej korelácie medzi pórovitosťou (n) a nasiakovasťou váhovou (N). 1 — pieskovce makovických vrstiev; 2 — pieskovce strihovských vrstiev; r — koeficient korelácie.

hĺbky na ich jednotlivé vlastnosti. Zo získaných výsledkov vyplýva, že v hĺbkach 40—140 m sa neukázali nijaké významné zmeny v hodnotách sledovaných vlastností. Z toho vyplýva, že sledovaný hĺbkový interval je príliš krátky na to, aby sa významne prejavil vplyv diagenetických a ostatných procesov na fyzikálno-mechanické vlastnosti študovaných hornín.

Priemerné mineralogické zloženie pieskovcov strihovských a makovických vrstiev

Tabuľka 5

	pieskovce	
	vrstvy strihovské	vrstvy makovické
kremeň	62,9 %	60,4 %
živce	7,2	2,7
sľudy	3,1	2,6
rohovce	1,5	1,1
vápence	2,7	5,4
kremence + pieskovce	6,9	1,9
ílovce	0,6	—
bázické horniny	0,8	—
základná hmota	11,6	15,9
kalcitový tmel	2,8	10,0
Md zŕn v mm	0,30	0,09

Záver

Pri interpretácii získaných výsledkov fyzikálno-mechanických vlastností pieskovcov makovických a strihovských vrstiev sme vychádzali z mineralogického zloženia študovaných hornín. Z kvantitatívnych mineralogických údajov sme vypočítali priemerné zloženie študovaných pieskovcov (tab. 5). Pri práci sme použili klasifikačný diagram J. Petránka (1963; obr. 2). Podstatné rozdiely medzi študovanými pieskovcami sú v zastúpení živcov, úlomkov kremencov a pieskovcov i vápencov, ako aj základnej hmoty (tab. 5). Študované horniny sa výrazne odlišujú zrnitostným zložením. Hrubozrnnejšie pieskovce strihovských vrstiev sa vyznačujú menšou pórovitosťou ako pieskovce makovických vrstiev (tab. 3).

Dosah uvedených rozdielov medzi študovanými pieskovcami možno interpretovať napr. na výsledkoch pevnosti v prostom tlaku (tab. 3). Vyššie pevnostné charakteristiky pieskovcov strihovských vrstiev možno odôvodniť: 1. nižším percentom pórovitosti, 2. vyšším zastúpením pevných zŕn minerálov a úlomkov hornín, 3. nižším obsahom tmelu a základnej hmoty. Zaujímavé je zistenie, že sa výrazné rozdiely v granulometrickom zložení pieskovcov (pieskovce strihovských vrstiev-Md zrnitosti — 0,30 mm, pieskovce makovických vrstiev-Md zrnitosti — 0,09 mm) nemusia výrazne prejaviť na fyzikálno-mechanických vlastnostiach pieskovcov. Je pravdepodobné, že v klastických horninách môže byť význam granulometrie zastretý charakterom tmelu, základnej hmoty, pórovitosťou a pod.

Získané dielčie výsledky predstavujú prvú etapu inžiniersko-geologického výskumu pieskovcov flyšového pásma Karpát. Ďalší výskum v tejto oblasti si vynucuje

samotná technická prax ako aj potreba zostavenia inžiniersko-geologického atlasu hornín Karpát.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

JANKO, J. 1958: Statistické tabulky. Vydavateľstvo ČSAV, Praha, 251.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydavateľstvo Slov. akadémia vied, Bratislava, 256.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Nakladatelství ČSAV, Praha, 688.

STRÁNIK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. Zbor. geol. vied, Rad ZK (Bratislava) 3, 125—178.

KRIŽÁNI, I. 1969: Bardejov okolie — stavebný kameň. Manuskript-Geofond, Bratislava.

VARCHOLOVÁ, J.—DOJČÁKOVÁ, V.—VALKO, P. 1975: Záverečná správa a výpočet zásob Svidník — stavebný kameň. Manuskript Geofond, Bratislava.

Darina Čabalová—Tibor Ďurkovič

Die Untersuchung der physikalischen und mechanischen Eigenschaften und der petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine der Makovica- und Strihovce-Schichten des Magura Flysches in der Ostslowakei

Zusammenfasung

Im vorgelegten Artikel werden die Ergebnisse des Studiums der physikalischen und mechanischen Eigenschaften, wie auch die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine der Makovica- und Strihovce-Schichten des Magura Flysches in der Ostslowakei erläutert.

Die Sandsteine der Makovica Schichten sind von feinkörnigen Kieselsandsteinen, feinkörnigen Grauwackensandsteinen und feinkörnigen arkosen Sandsteinen vertreten.

Durch Methoden der mathematischen Statistik haben wir die Ergebnisse der physikalischen und mechanischen Eigenschaften der Sandsteine der studierten Schichten (Spezifisches Gewicht, Volumen-Gewicht, Wasseraufnahme im Gewichts — %, Porosität, Druckfestigkeit) ausgewertet.

Die Ergebnisse der Prüfungen sind in Tab. 3 angegeben. Die erhaltenen Angaben ermöglichten die Korelationsbeziehungen zwischen den studierten Charakteristiken zu verfolgen (Abb. 3).

Bei der Interpretation der erhaltenen Ergebnisse der physikalischen und mechanischen Eigenschaften der Makovica- und Strihovce-Schichten haben wir die mineralogische und petrographische Zusammensetzung der studierten Gesteine in Anbetracht genommen. Von den kvantitativen petrographischen Angaben haben wir den Mittelwert der Zusammensetzung der ausgewertenen Sandsteine ausgerechnet (Tab. 5). Die Beziehung zwischen der petrographischen Zusammensetzung der Gesteine und ihrer mechanischen Eigenschaften wird in dieser Arbeit durch das Beispiel der Druckfestigkeit interpretiert. Höhere Festigkejtscharakteristiken der Strihovce-Sandsteine können wir durch niedrige % Porosität, höheren Inhalt fester Körner der Mineralien und Bruchstücke von Gesteinen und durch einen niederen Inhalt von Bindemittel erklären.

Übersetzung D. Čabalová.

Geologické Práce, Správy 71, s. 191—194, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1978

Ondrej Franko

„Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR." Celoštátna konferencia s medzinárodnou účasťou

V dňoch 8—11. novembra 1977 sa konala v Bratislave celoštátna konferencia s medzinárodnou účasťou na tému „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Konferencia bola usporiadaná pre vedeckotechnických pracovníkov, ekonómov, riadiacich pracovníkov, ako aj ostatných záujemcov z odboru geológie, zdravotníctva, vodného hospodárstva, poľnohospodárstva, cestovného ruchu a národných výborov. Usporiadateľom konferencie bola pobočka Slovenskej vedeckotechnickej spoločnosti pri Slovenskom geologickom ústave v Bratislave v spolupráci s ďalšími organizáciami, hlavne Geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave. Konferencia bola organizovaná za predsedníctva Ing. Ivana Kravjanského a odborného garanta RNDr. Miroslava Račického, CSc. Na konferencii bolo 173 účastníkov, z toho 36 zo zahraničia (PĽR, ZSSR, RSR, MĽR, SFRJ a Rakúska). Konferencia pozostávala z prednáškovej a exkurznej časti.

Prednášková časť konferencie trvala prvé dva dni. Celkom odznelo dvadsať prednášok. V úvodnej prednáške vyznačil M. Račický (SGÚ Bratislava) hlavné smery v geologickom výskume, prieskume, vo využití a v ochrane geotermálnych zdrojov v SSR. S tematikou geologického charakteru odzneli tieto prednášky: O. Fusán—A. Biely (GÚDŠ Bratislava) — Geologická stavba Západných Karpát s ohľadom na akumuláciu geotermálnych zdrojov; I. Lizoň—I. Marušiak (Geofyzika Bratislava) — Geotermické pole Západných Karpát; L. Zbořil (Geofyzika Bratislava)—O. Franko (GÚDŠ Bratislava)—J. Plančár (Geofyzikálny ústav SAV Bratislava) — Geofyzikálny výskum hlbokých hydrogeologických štruktúr v centrálnej časti Západných Karpát; O. Franko (GÚDŠ Bratislava) — Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR; S. Gazda (GÚDŠ Bratislava) — Genetické typy termálnych vôd podunajskej panvy; Z. Bondarenková (IGHP n. p. Žilina)—A. Porubský (Geologický ústav SAV Bratislava)—M. Račický (SGÚ Bratislava) — Úlohy hydrogeologického výskumu a prieskumu pri ochrane minerálnych a termálnych vôd; V. Čermák (Geofyzikálny ústav ČSAV Praha) — Mapa tepelného toku na území Českého masívu a jej interpretácia pri vyhľadávaní geotermálnych zdrojov; M. Hazdrová—V. Myslil—G. Kačura (ÚÚG Praha) — Zámery geotermálneho výskumu v ČSR.

Ďalej odzneli referáty, týkajúce sa využívania geotermálnej energie: K. Rybecký (Ministerstvo poľnohospodárstva a výživy SSR Bratislava) — Využívanie geotermálnych vôd v poľnohospodárstve na Slovensku; V. Horák (Výskumný ústav cestovného ruchu Bratislava) — Súčasný stav a zámery využívania novozískaných termálnych vôd na rekreáciu a cestovný ruch; J. Uhliarik (Slovakoterma Bratislava) — Využívanie tepelnej energie liečivých termálnych vôd v kúpeľoch na Slovensku.

Zahraniční odborníci oboznámili účastníkov konferencie s nasledujúcimi témami: B. F. Mavrickij — A. A. Špak — Geotermálne zdroje v ZSSR; K. Korim — Hlavné typy a charakteristické znaky rezervoárov termálnych vôd v Maďarsku; J. Balogh — Využívanie geotermálnej energie (termálnych vôd) v Maďarsku; P. S. Petrov — Výskum, prieskum a využívanie tepla geotermálnych zdrojov v BĽR; B. Milovanovič — Hydrogeotermálne systémy vo vzťahu ku geologickej stavbe na území Srbska; M.

RNDr. Ondrej Franko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Jovanovič — Stav a tendencia rozvoja využitia termálnych vôd vo Vojvodine; C. Opran et al. — Súčasný stav rozvoja geotermálnych zdrojov v Rumunsku; F. Ronner — Súčasný stav rozvoja geotermálnych zdrojov v Rakúsku.

V priebehu prednáškových dní boli účastníkom konferencie premietnuté dva krátkometrážne filmy o geotermálnej energii na Slovensku a v Maďarsku.

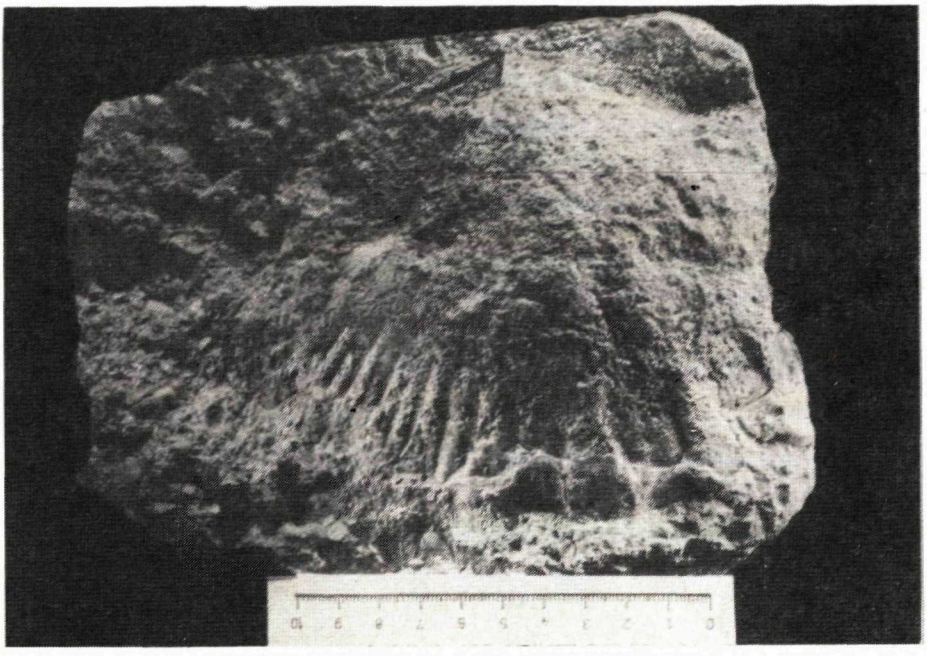
Ďalšie dva dni nasledovala exkurzná časť konferencie. V prvý deň exkurzie sa účastníci oboznámili s horúcimi vodami centrálnej depresie podunajskej panvy. Hydrogeotermálne pomery a využívanie horúcich vôd boli demonštrované na lokalitách v Dunajskej Strede (vykurovanie fóliových krytov, rekreácia), v Topoľníkoch (vykurovanie skleníkov a fóliových krytov, príprava krmív, rozpúšťanie herbicídov, využívanie vody v malom bazéne pre pracovníkov zeleninárstva), v Diakovciach (rekreácia) a v Galante (zámery využitia vôd v poľnohospodárstve a pre rekreáciu). Výdatnosť vrtov na týchto lokalitách sa pohybuje v rozsahu 12—23 l/s, teplota vôd v rozsahu 40—92°C a mineralizácia v rozsahu 0,5—6,9 g/l. Sú to vody chemických typov HCO_3—Na a HCO_3—Cl—Na.

Na druhý deň boli na príklade lokality Piešťany demonštrované termálne vody jadrových pohorí vnútorných Západných Karpát. Účastníci exkurzie sa oboznámili s akumulačnou stanicou termálnych vôd a s využívaním tepelnej energie týchto vôd prostredníctvom tepelných korobonových výmeníkov. Tepelnou energiou sa zásobujú rehabilitačné a rekreačné bazény, práčovne a očistné sprchy.

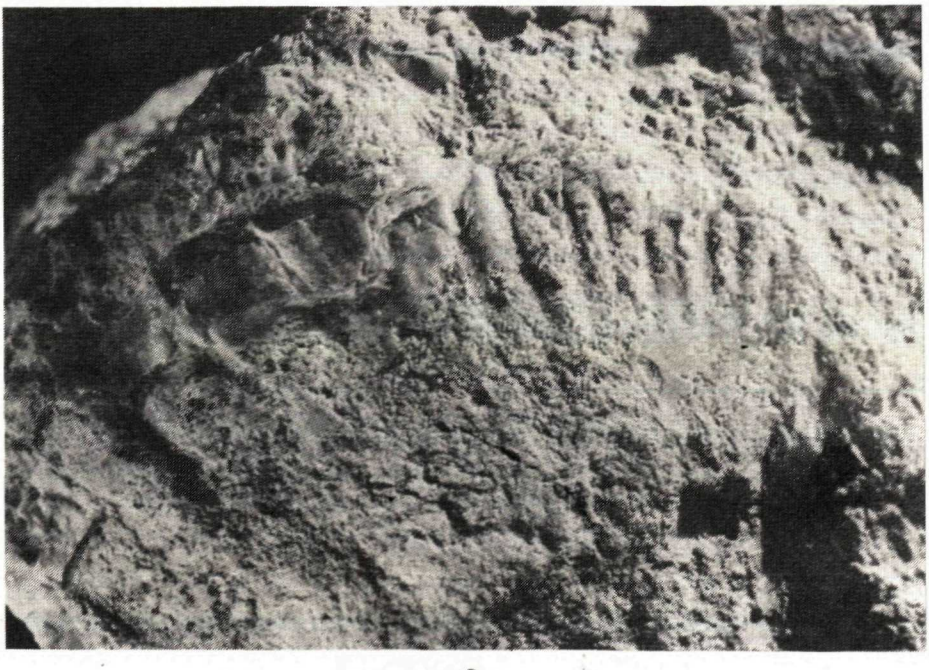
Konferencia demonštrovala výsledky dosiahnuté u nás od roku 1971, porovnala ich s výsledkami dosiahnutými v okolitých krajinách a poukázala na spoločensko-ekonomickú efektívnosť využívania geotermálnych zdrojov energie. Z konfrontácie rozvoja geotermálnych zdrojov u nás s rozvojom v susedných krajinách vyplynuli poznatky o správnom prístupe k celej problematike a o veľmi dobrej úrovni dosiahnutých výsledkov v ČSSR. Aby však bola efektívnosť čo najvyššia, treba geotermálnu energiu využívať komplexne. Príkladom v tomto smere je ZSSR a MĽR. V záveroch konferencie sa okrem iného odporúčalo, aby sa touto problematikou zaoberala samostatná komisia v rámci Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie a aby sa podobné konferencie uskutočňovali každé dva roky v inej krajine. Najbližšia konferencia by sa mala konať v MĽR.

Materiály konferencie sú uverejnené v Zborníku prednášok, ktorý vydala Slovenská vedeckotechnická spoločnosť (Edičné stredisko Bratislava). So zborníkom disponuje Pobočka SVTS pri SGÚ v Bratislave, ktorá vydala pre potreby účastníkov aj príručku Exkurzný sprievodca.

Fotografická príloha
Photographs



1

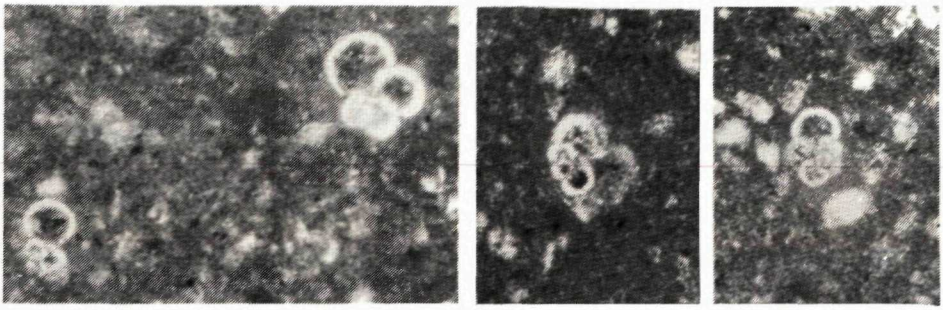


2

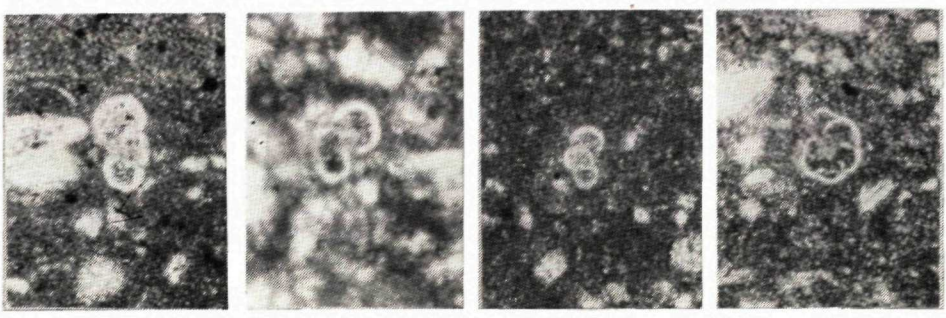
1

2

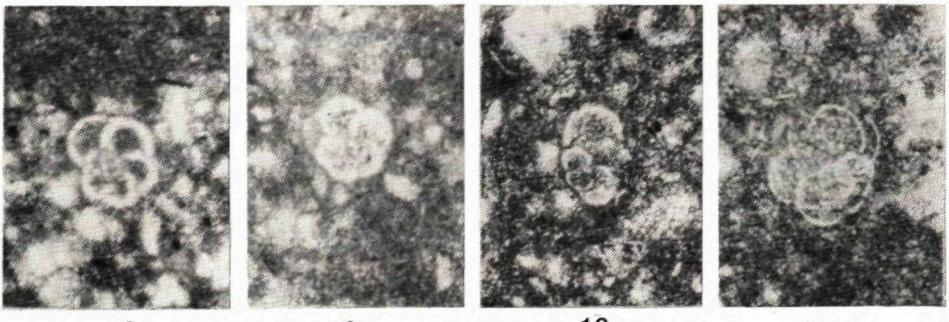
3



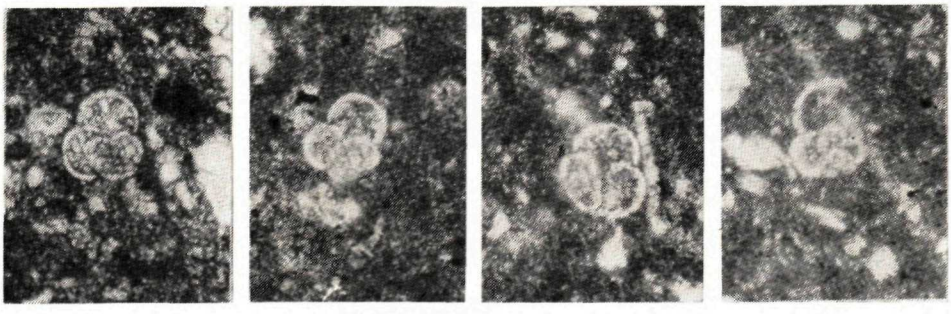
1 2 3



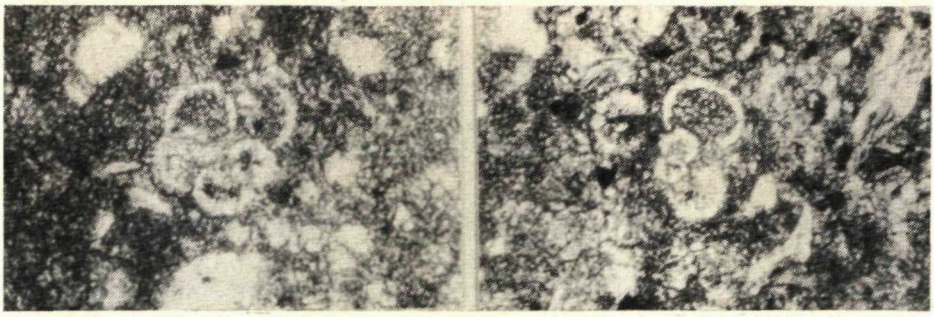
4 5 6 7



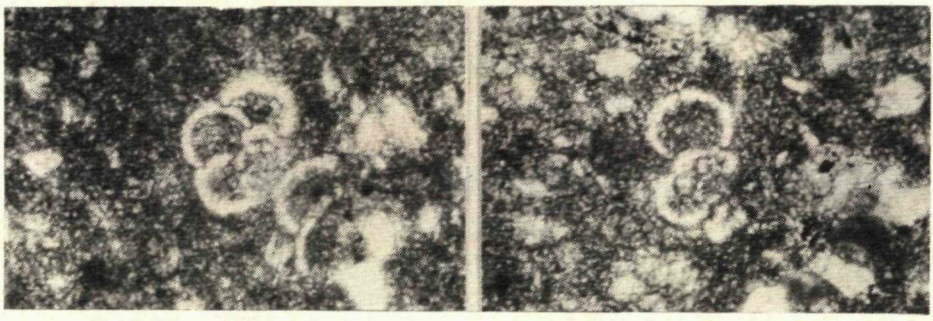
8 9 10 11



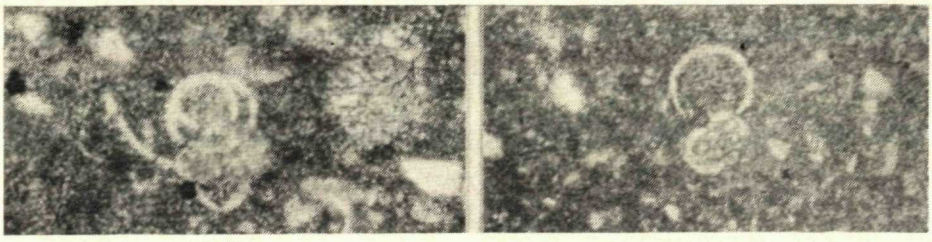
12 13 14 15



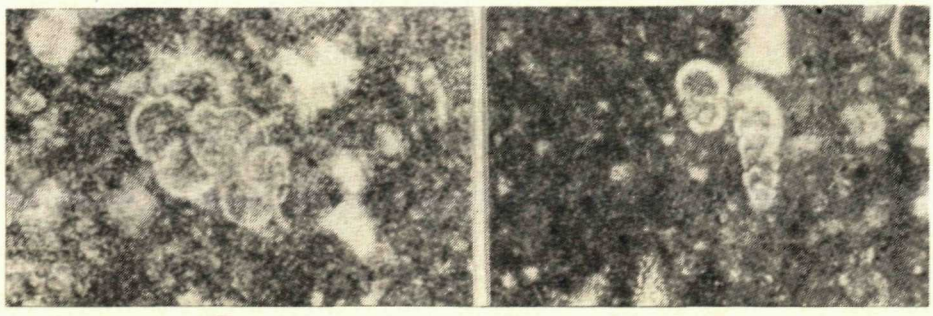
1 2



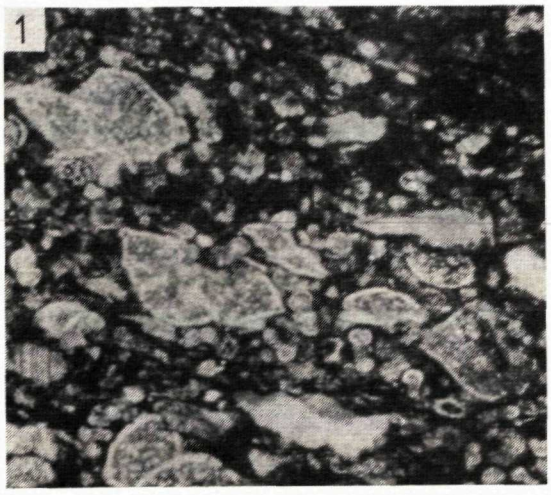
3 4



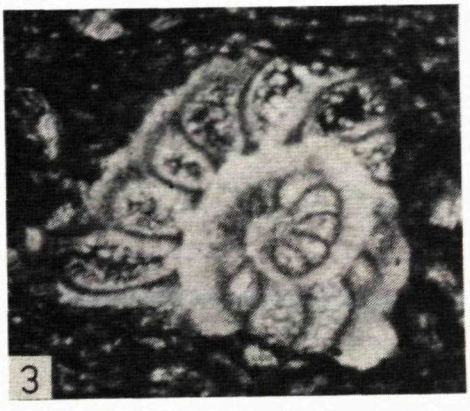
5 6



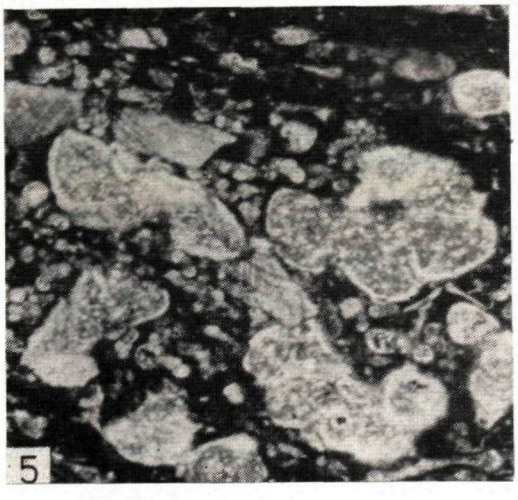
7 8


1

2


3

4


5

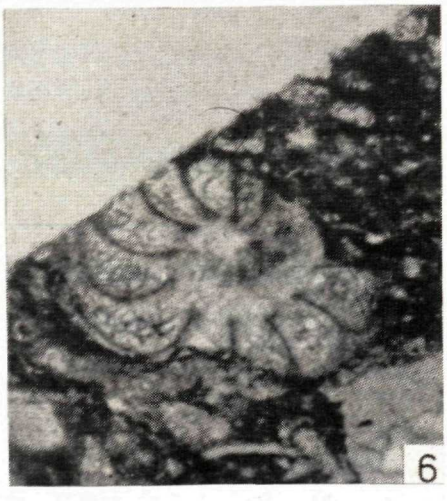

6

Foto 1. Makovické vrstvy račianskej jednotky magurského flyšu. Lokalita Hrabovčík.

Foto 2. Makovické vrstvy račianskej jednotky magurského flyšu. Lokalita Stročín.

Foto 3. Strihovské vrstvy čerhovskej jednotky. Lokalita Hertník.

1m
1

3

Foto 4. Strihovské vrstvy čerhovskej jednotky. Lokalita Livovská Huta.