GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 18

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1960

1819a

Geologický ústav Dionýza Štúra - Kolížnica

1197/60

OBSAH

1. Leško B.: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričného 5
2. Fusán O.: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory . . . 31
3. Bystrický J.: Niekoľko poznámok o jure Slovenského krasu 39
4. Grenár A.: Příspěvek k mineralogii, petrografii a paragenesi některých rudních ložisek v záp. části Spišsko-gemerského rudohoří 49
5. Hovorka D.: Poznámky o kremitých porfyritoch severnej časti Považského Inovca 65
6. Slávik — Cmuntová — Horáková — Volfová: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce 1 (*tab.* I) 71
7. Marschalko — Samuel: Predbežná zpráva o nálezoch oligocénu v paleogéne Centrálnych Karpát 89
8. Vass D.: Zpráva o geologickom mapovaní východne od rieky Ipeľ (*tab.* III—IV) 99
9. Špička V.: Příspěvek ke geologické stavbě okolí Malacek 109
10. Salaj J.: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny 119
11. Bieda F.: Veľké foraminifery priútesového flyša na východnom Slovensku (*tab.* V—VI) 131
12. Čtyroký P.: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Považské Bystrice (*tab.* VII—X) 141
13. Nemčok J.: Výskyt vrchnokriedových inocerámov v povodí Uhu na východnom Slovensku (*tab.* II) 153
14. Klír S.: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici 159
15. Krystek I.: Příspěvek k petrografii kvartérních vulkanických popelů Voroněžské oblasti SSSR 175

INHALT

1. Leško B.: The Magura Flysch to the North of the Vihorlat and Popričný Mountains 5
2. Fusán O.: Beitrag zur Stratigraphie des Mesozoikums der Gebirge Branisko und Čierna hora 35
3. Bystrický J.: Einige Bemerkungen zum Jura des Gebirges Slovenský kras . . 39
4. Grenár A.: Beitrag zur Mineralogie, Petrografie und Paragenese einiger Erzlagerstätten im westlichen Teil des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie 49
5. Hovorka D.: Bemerkungen über die Quarzporphyrite des nördlichen Teiles des Gebirges Považský Inovec 69
6. Slávik — Cmuntová — Horáková — Volfová: Biostratigraphische und petrographische Auswertung der Bohrung Čelovce 1 (*Taf.* I) 71
7. Marschalko — Samuel: Vorläufiger Bericht über die oligozänen Ablagerungen im Paläogen der Zentralkarpaten 89
8. Vass D.: Bericht über die geologische Kartierung östlich des Flusses Ipeľ (*Taf.* III—IV) 99
9. Špička V.: Beitrag zur Frage des geologischen Baues der Umgebung von Malacky 109
10. Salaj J.: Vorläufiger Bericht zur Mikrobiostratigraphie der Gossauer Kreide im Gebirge Berozvské pohorie und des Paläogens des Hügellandes Myjavská pahorkatina 119
11. Bieda F.: Foraminiferenfauna des klippennahen Flysches in der Ostslowakei (*Taf.* V—VI) 131
12. Čtyroký P.: Die fossile Fauna der litoralen Ablagerungen Unterburdigals aus der Umgebung von Považská Bystrica im Waagtal (*Taf.* VII—X) 141
13. Nemčok J.: Vorkommen von oberkretazeischen Inoceramen im Gebiet des Flusses Uh in der Ostslowakei (*Taf.* II) 153
14. Klír S.: Hydrogeologische Verhältnisse des Reviers des František-Schachtes in Banská Štiavnica 159
15. Krystek I.: Beitrag zur Petrographie der quartären vulkanischen Aschen aus dem Voronesch-Gebiet in der UdSSR (Zusammenfassung in russ. Sprache) . . . 175

BARTOLOMEJ LEŠKO

MAGURSKÝ FLYŠ NA SEVER OD VIHORLATU A POPRIČNÉHO

(Anglické resumé, 1 mapa príl.)

Úvod

Územie na sever od andezitových masívov Vihorlatu a Popričného, široké niekoľko km, je čo do geologického vývoja zhodné s vývojom magurského flyša západných oblastí našich Karpát. V tejto práci podávam jeho litofaciálne-stratigrafickú analýzu a tektoniku.

Študovaná oblasť sa rozprestiera od čiary Pichné—Ubľa na juh, až k severnému okraju andezitových masívov. Orograficky patrí na západe Ondavskej vrchovine, na východe od rozvodia Cirochy k Uhu Užskej hornatine a na juhu úpätiu Popričného a Vihorlatu.

Geologicky toto územie patrí magurskej skupine flyša, a vyčleňujem v ňom tri fácie v stratigrafickom rozpätí od spodného do vrchného eocénu, zoskupené do troch dielčich podjednotiek: *račanskej, bystrickej* a *kochanovskej.*

Pri bradlovom pásme na okolí Podhoroďa a Beňatiny je vyvinuté flyšové pásmo, ktoré som doposiaľ označoval ako *priútesový flyš* (Leško 1959a, b; Książkiewicz—Leško 1959) so špecifickým, odlišným vývojom od magurských fácií. Pretože rôzni autori používali názvy ako: predskalkový, medziskalkový, hraničný flyš a pod., v snahe vyvarovať sa nedorozumeniam, ktoré by mohli prípadne nastať z názvu „priútesový" na označenie paleogénnej série flyšových útvarov bradlového pásma východného Slovenska užívam termín *beňatinský flyš.* (Názov je podľa obce Beňatina, ležiacej neďaleko československo-sovietskej hranice.)

Beňatinský flyš vytvára paleogénny obal bradlového pásma na východnom Slovensku, s ktorým súvisí geneticky i tektonicky. Magurská skupina flyša ďalej na JV od Pienín prestáva byť geneticky i tektonicky spätá s kriedou bradlového pásma, pravdepodobne v dôsledku paleogeografického zásahu paleozoika a mezozoika marmarošského pásma v paleogéne smerom na SZ medzi bradlové pásmo

a magurskú oblasť. Magurský flyš stáva sa na území východného Slovenska oproti bradlovému pásmu severnejšou jednotkou flyšového pásma než v Západných Karpatoch. Jeho pozíciu pri bradlovom pásme preberá beňatinský flyš z faciálno-stratigrafickým vývojom, špecificky odlišným od všetkých členov paleogénu troch magurských fácií: *kochanovskej, bystrickej a račanskej.*

Séria beňatinského flyša od podložia sa skladá: 1. z vrstiev so silne vápnitými pieskovcami a zlepencami jarmutského vývoja, (paleocén — spodný eocén); 2. z pestrých ílovcov a globigerinových slieňov (stredný eocén — časť vrchného eocénu); 3. z menilitových vrstiev bez rohovcov, ale s vložkami jasielských lúpkov; 4. z bridličnatých krosnenských vrstiev (vrchný eocén — oligocén). Južný pás beňatinského flyša vo vyšších členoch paleogénu tvoria vrstvy prevažne centrálnokarpatského vývoja so zlepencami a pieskovcami súľovského typu a s pestrými ílovcami (stredný eocén), menilitové bridlice a vrstvy krosnenského typu (vrchný eocén — oligocén).

Z toho teda vyplýva, že v beňatinskom flyši nie je zastúpený ani jeden člen magurského vývoja. Naopak, do jeho sérií patria členy blízke alebo celkom zhodné so stratigraficky rovnocennými členmi krosnenského flyšového pásma a centrálnokarpatského paleogénu. Preto i vzhľadom na jeho tektonický vzťah ku kochanovskej dielčej magurskej jednotke vyčleňujem beňatinský („priútesový") flyš z magurskej skupiny flyša. Podrobnejšie o ňom bude reč v inej práci spolu s bradlovým pásmom od Hanušoviec a Podhoroďa.

Staršie práce

Prvé geologické poznatky z územia severne od Vihorlatu a Popričného pochádzajú z minulého storočia od Artura v. Glosa (1859) a C. M. Paula (1869), ktoré podávajú hlavne litologický opis flyšových útvarov. Z východnej časti nášho územia z tohto obdobia zostavil geologickú mapu G. Stache (1871), na ktorej nachádzame i stratigraficko-faciálne rozdelenie flyšových vrstiev. Za najstarší útvar flyša považoval Stache ropianske (= naše belovežské) vrstvy a pripisoval im kriedový vek. Ako najvyšší člen uvádza Stache magurský pieskovec, ktorý na mape dosť správne zakresľuje na okolí Ruského Bystrého. Územie medzi Ruským Hrabovcom a Paprtným (621,1) podľa neho budujú pieskovce so slienitými bridlicami, ktoré zaraďuje do belovežských vrstiev.

Z neskorších prác geológie nášho územia sa dotýkajú hlavne práce tektonických syntéz flyšových Karpát v súvislosti s priebehom nasunutia a pokračovania magurského flyša do Východných Karpát (Nowak 1927; Świdziński 1934, 1947; Andrusov 1936; Matějka — Kodym 1949, 1952; Vjalov 1957; Leško 1957 a iní).

Časť územia na okolí Sniny a Sninských Hámrov som už spracoval dávnejšie (Leško 1953); v tejto práci vychádzam aj z výsledkov vtedy získaných.

A. Faciálno-stratigrafický vývoj a rozčlenenie

I. Račanská fácia

Spodný oddiel paleogénu — belovežské vrstvy

Stratigraficky najspodnejším členom račanskej fácie je spodný oddiel paleogénu, zvýraznený belovežskými vrstvami. Vystupuje v úzkych antiklinálnych pruhoch pri čele magurského nasunutia, rozprestierajúceho sa na JV v prerývanom oblúku, severne od Sniny medzi povodím Cirochy a Uhu pri Klenovej a Ubli, až k čs.-sovietskym hraniciam.

Belovežské vrstvy predstavujú pestrú flyšovú fáciu, prevažne ílovcovú, s vložkami pieskovcov. V tomto území vývoja račanskej fácie nepozoroval som nikde polohy masívnych pieskovcov, ktoré by boli podložím belovežských vrstiev alebo by ich sprevádzali.

Pichňanské antiklinálne pásmo. Belovežské vrstvy pichňanského antiklinálneho pásma vyvinutého od obce Pichné na JV k južným svahom Širkane (337,7) sú vyvinuté v pestrom flyšovom vývoji, pokiaľ neboli tektonicky redukované nasunutím k SV na pásmo tektonických šupín Miková—Snina a potom zakryté ich spätným presunutím k SZ. Vyznačujú sa vývojom nevápnitých zelenavosivých, zelenkastomodrých a červených, pomerne mäkkých ílovcov a vzácne sa vyskytujúcich tenkolavicovitých krivoľupenatých modrošedých drobnozrnitých a vápnitých pieskovcov. Pomer pieskovcov k bridliciam je asi 1 : 5 až 1 : 10. Pestré červené a zelené ílovce tvoria buď niekoľkocentimetrové prúžky, alebo i vyše 1 m mocné polohy. Hrúbka belovežských vrstiev tohto antiklinálneho pásma sa pre intenzívne tektonické poruchy nedá zistiť.

Sninsko-ubľanské antiklinálne pásmo. Južne od predošlého antiklinálneho pásma sa postupne vynorujú k JV, na tektonickej línii v zlínskych vrstvách, na úseku južne od Pichného postupne belovežské vrstvy. Od Sniny na JV k Ubli sa stáva táto línia tektonickou líniou nasunutia račanskej jednotky na pásmo dukelských vrás. Belovežské vrstvy v antiklinálnom pásme Snina—Ubľa sú dobre odkryté na východnom svahu Viničnej hory (350,3) pri Snine; ďalej na východ tvoria podklad širokej aluviálnej nivy Cirochy a rudimentárne vystupujú, tektonicky späté s belovežskými vrstvami pichňanského antiklinálneho pásma, na južných svahoch Širkane (337,7), Magurice (477,1) a východne od Stakčína v doline potoka Ternovca. Odtiaľ na JV ku Klenovej pri okraji magurského nasunutia, belovežské vrstvy už nevystupujú a objavujú sa len v elevačnom úseku antiklinály, od Klenovej k Ubli smerom k čs.-sovietskym hraniciam.

Belovežské vrstvy tohto pásma sa vyznačujú hojnými vložkami až polohami vápnitých i nevápnitých červených ílovcov. V sivých, sivomodrých vápnitých a sivozelených nevápnitých ílovcoch sú tenké prúžky alebo niekoľko 10 cm hrubé vložky tmavých nevápnitých ílovcov a zelené, sklovité jemnozrnné pieskovce.

Ináč v belovežských vrstvách sú väčšinou tenké lavice modrosivých vápnitých, často krivolupenatých pieskovcov. Len ojedinele sú vyvinuté pieskovce tohto druhu v laviciach 50—120 cm hrubých.

Červené ílovce tvoria buď polohy v prevažne ílovcovom flyši, alebo len tenkorytmické flyšové vložky, pričom sa sivé, sivozelené, sivomodré a červené ílovce striedajú s tenkými lavicami vápnitých a kremito-vápnitých pieskovcov. Mocnejšie pieskovce alebo pieskovcové polohy sa v belovežských pestrých vrstvách nevyvinuli. Mocnosť belovežských vrstiev račanskej jednotky tohto antiklinálneho pásma odhadujem na 200—300 m.

Vyšší oddiel paleogénu — zlínske vrstvy

Vyšší oddiel paleogénu reprezentujú zlínske vrstvy račanskej fácie, podľa niektorých poľských autorov nazvané podmagurskými vrstvami. Celkovým charakterom sa tu zhodujú s račanským vývojom Západných Karpát magurského flyša, ktorý opísali Matějka a Roth (1949). Na našom území vystupujú v dvoch pruhoch, a to v synklinálnom pásme Stredného grúňa (511) a v sninskom synklinálnom pásme.

Zlínske vrstvy tvoria nevápnité i vápnité ílovce sivej, sivomodrej, sivohnedej farby s počiatočným lastúrnatým rozpadom. Pri konečnom zvetrávaní sa, zvlášť sivomodré a olivozelené nevápnité ílovce, rozpadajú na drobné šupinky. Miestami, hlavne v spodnejších partiách zlínskych vrstiev, ako som už dávnejšie uviedol (Lešku 1952), objavujú sa tmavohnedé vápnité ílovce vo viac ako 1 m polohách v sprievode čiernohnedých nevápnitých ílovcov so šupinkovitým rozpadom, ktoré vystupujú v slabších vložkách a často pripomínajú čierne menilitové ílovce, avšak bez svetlomodrého náletu pri konečnom zvetrávaní.

Na niektorých miestach sa v zlínskych vrstvách vyskytujú tvrdé kremité zelenosivé ílovce s drobným šupinkovitým rozpadom, vo vyšších častiach súvrstvia tmavosivé jemne až silne piesčité vápnité ílovce miskovito-lastúrnatého rozpadu.

Pieskovce v zlínskych vrstvách račanskej fácie na našom území sú dvojaké. Základným typom pieskovca zlínskych vrstiev je glaukonitický jemnozrnný, kremito-vápnitý tmavomodrý až zelenkavomodrý pieskovec, vyskytujúci sa obyčajne v 15—80 cm laviciach. Zastupuje piesčitú zložku v ílovcových polohách a vyznačuje sa výraznými mechanoglyfmi na spodnej, a náznakom krivolupenatosti na vrchnej strane. Iným typom pieskovca v zlínskych vrstvách račanskej fácie je modrosivý vápnitý, obyčajne drobnozrnný pieskovec, na vrchnej strane krivolupenatý, na spodnej strane bez výrazných hieroglyfov. Tvorí lavice 5—10 cm hrubé v sprievode glaukonitických pieskovcov, alebo vytvára samostatné pieskovcové polohy vo vyšších horizontoch zlínskych vrstiev.

Pieskovcová zložka v zlínskych vrstvách sa výraznejšie zoskupuje v sninskom synklinálnom pásme medzi Kolonicou a Ladomirovom. Tam sa vo vyšších hori-

zontoch vytvárajú 10—30 m pieskovcové polohy, ktoré v celkovom priebehu a vývine zlínskych vrstiev študovaného územia tvoria v prevažne ílovcových vrstvách niekoľko km dlhé piesčité šošovky.

Pieskovce, ktoré tu vystupujú v laviciach od 30 cm do 4 m hrubých, sú tmavomodré, sivomodré, drobno až strednozrnité, vápnité, na povrchu krivolupenaté s jemne zastúpeným muskovitom a uhoľnou sečkou, a obyčajne prechádzajú do piesčitých sivomodrých, sivozelených muskovitických nevápnitých ílovcov. Kremito-glaukonitické variety pieskovcov v týchto polohách nepozorujeme. Ílovce sú zastúpené iba podradne v pomere 1 : 5 až 1 : 10, sú nevápnité, sivé, sivozelené, sivomodré, rôzne piesčité, s nepravidelne lístkovitým rozpadom.

Všeobecne môžeme zlínske vrstvy račanskej fácie na našom území charakterizovať ako flyšový útvar s veľkou prevahou ílovcovej zložky, pričom sa zdá, že v spodných partiách vrstiev prevláda zložka ílovcovo-kremitá, menej piesčitá s kremitými pieskovcami, smerom k nadloží piesčitejšia a vápnitejšia s vápnitými pieskovcami. V synklinálnom pásme Stredného grúňa vyvinutého od Zubného smerom na JV po severné okolie Sniny sa len nepatrne uplatňujú silnejšie pieskovcové lavice, takže zlínske vrstvy tohto pásma môžeme označiť ako prevažne ílovcové. Pomer ílovcov k pieskovcom sa pohybe od 5 : 1 až do 10 : 1 i viac.

V sninskom synklinálnom pásme sa pieskovce zoskupujú v stredných a vyšších polohách zlínskych vrstiev.

Vo vyšších horizontoch sú pieskovce zastúpené častejšie ako v nižších (asi v pomere 1 : 3, 1 : 5, /p : br/). Domnievam sa však, že pre tektonické redukcie magurského pásma na študovanom území najvyššie horizonty zlínskych vrstiev, vystupujúce v severozápadnej časti vých. Slovenska, nie sú tu zastúpené.

Opísaný typ zlínskych vrstiev račanskej fácie litofaciálne najviac odpovedá charakteru podmagurských vrstiev niektorých poľských autorov. Ich celkovú hrúbku, vzhľadom na to, že sú na niektorých úsekoch tektonicky nahromadené, odhadujem na vyše 1000 m.

Pokiaľ ide o vekové zaradenie zlínskych vrstiev, z nášho územia sa nám nepodarilo získať spoľahlivé paleontologické dáta. S a m u e l (1959) stanovil z niektorých vzoriek faunu, stratigraficky málo presvedčivú.

Podľa analógie s inými oblasťami karpatského flyša magurskej skupiny na západe a na poľskom území (B i e d a 1951) predpokladáme ich stredno- až vrchnoeocénny vek.

II. B y s t r i c k á f á c i a

Južne, smerom do vnútra karpatského oblúka je vyvinuté magurské flyšové pásmo odlišného litofaciálneho charakteru ako pásmo predošlé. Na základe faciálneho rázu a podobnosti tohto pásma s flyšovým pásmom západných oblastí našich Karpát, zaraďujeme ho do bystrického faciálneho vývoja flyšových sérií. Na

našom území, severne od vulkanických masívov Vihorlatu je vyvinuté na povrchu v 0,5—3 km širokom pruhu. Na jeho stavbe sa zúčastňujú: *antiklinálne pásmo podvihorlatské a michajlovské* a *synklinálne pásmo ladomirovské*. Tektonické štruktúry sú budované spodným a vrchným oddielom paleogénu, a podobne ako v pásme račanského faciálneho vývoja ani tu nie sú zastúpené staršie ako paleogénne útvary.

Spodný oddiel paleogénu

Spodný oddiel paleogénu je tu vyvinutý v troch faciálne odlišných útvaroch: *v bazálnych pieskovcoch, v belovežských vrstvách* a vo vrstvách *typu podmenilitového eocénu* z dukelských vrás.*

Podvihorlatské antiklinálne pásmo bolo označené už skôr (Lešku 1953) v úseku Sninských Hámrov, kde sa pri okraji andezitových výlevov Vihorlatu najvýraznejšie uplatňuje. Za jeho severozápadné pokračovanie v povodí Laborca považujú Pesl—Menčík (1959) antiklinálne pásmo hunkovské. Na východ od Sninských Hámrov v úseku 9—10 km na povrchu nepozorujeme belovežské vrstvy pre mocné andezitové sutiny Vihorlatu. Preto pri Ladomírove flyšové útvary spodného paleogénu interpertujem už v novej tektonickej štruktúre, v antiklinálnom pásme michajlovskom.

Bazálne pieskovce sú vyvinuté asi v 4 km dlhom pásme pri Sninských Hámroch. Na východe i západe vyznievajú na tektonickej línii nasunutia bystrickej jednotky k severu. V doline Cirochy ich pozorujeme až západne od Dlhého n/Cirochou na kóte Trist (367,5) v antiklinálnom pruhu hunkovskom (Pesl—Menčík 1959).

Bazálne pieskovce tvoria masívne lavice o mocnosti 30 cm až 3 m. Pieskovce sú drobno až strednozrnité, niekedy hrubozrnné, silne rozpukané, pomerne mäkké, s tmelom prevažne ílovitým alebo slabo vápnitým, zvetrávajú do svetložltohneda na nepravidelne hranaté úlomky. Pieskovce majú často roztrúsené 0,5 až 1 cm veľké zrná kremeňa a iných kryštalických hornín; niekedy sú v nich šmuhovité alebo šošovkovité zlepencovité partie s 0,5—2 cm valúnikmi kremeňa a fylitov. V niektorých zlepencovitých polohách sú časté i závalky zelených ílovcov a tvrdších pieskovcov, veľkých 5—15 cm. Na spodných polohách pieskovcových lavíc nepozorujeme nijaké glyfy ani nerovnosti.

Vo vyšších polohách sa objavujú 3—10 cm vložky sivozelených i sivomodrých jemnepiesčitých a muskovitických nevápnitých ílovcov. Mocnosť bazálnych pieskovcov je v tomto úseku antiklinálneho pásma premenlivá a odhadujem ju na 100—200 m. Mikropaleontologicky tieto polohy neposkytli žiadne dáta, na základe ktorých by ich bolo možno presne stratigraficky zhodnotiť. Podľa analógie

---

* Vo vysvetlivkách k tektonickej mape (viď príl.) boli vrstvy typu podmenilitového eocénu (dukelsko-užockých vrás) nedopatrením zaradené k vrchnému oddielu paleogénu.

s vývojom podobných pieskovcov v podloží belovežských vrstiev v západných častiach Karpát u nás (Matějka — Roth 1949) a na poľskej strane (Bieda 1951), považujem pieskovce z bázy belovežských vrstiev v podvihorlatskom antiklinálnom pásme za spodnoeocénne.

Belovežské vrstvy najvýraznejšie vystupujú nad bazálnymi pieskovcami pri Sninských Hámroch. Smerom na západ i na východ od tejto oblasti tektonicky miznú podobne ako bazálne pieskovce.

Belovežské vrstvy tvoria tu flyšové súvrstvie prevažne ílovcové, tenko až stredno rytmické, s červenými, zelenými, zelenkavomodrými, občas tmavosivými až čiernymi ílovcami s kremito-vápnitými vložkami sivomodrých, drobnozrnných pieskovcov.

Modrozelené a červené pestré ílovce sú značne mäkké, jemne sľudnaté a vápnitejšie ako belovežské ílovce račanskej fácie. V súvrství vystupujú nepravidelne, raz v spodných, inokedy vo vyšších partiách vrstiev. Obyčajne vytvárajú 1 až 10 m mocné polohy v sprievode sivých a sivohnedých nevápnitých, jemnopiesčitých ílovcov a kremito-vápnitých pieskovcov, vyvinutých len ako vložky v pestrých ílovcoch. Niekde je tomu naopak; pestré mäkké ílovce tvoria 10—40 cm vložky v sivých, sivomodrých, tmavosivých nevápnitých ílovcoch a siltových ílovcoch.

Pieskovce sú v belovežských vrstvách vyvinuté obyčajne v 3—10 cm, zriedkavejšie 20—40 cm laviciach. Sú to jednak modrosivé vápnité jemnozrnné pieskovce so zeleným ílovitým povlakom na povrchu a s hojnými hieroglyfmi na spodnej strane, jednak aleurolitické ílovce so sľudou na plochách, v laviciach 2—5 cm mocných, krivolupenato zvrstvené. Hrúbka belovežských vrstiev podvihorlatského antiklinálneho pásma kolíše od 100 do 200 m. Od vrstiev račanského vývoja sa odlišujú iba väčšou vápnitosťou ílovcov a menším zastúpením pieskovcovej zložky.

Michajlovské antiklinálne pásmo. Od Ladomirova na JV bazálne paleogénne pieskovce nevystupujú vôbec, a belovežské vrstvy sa objavujú len v prerývanom pruhu smerom na JV k čs.-sovietskym hraniciam. V tejto časti bystrickej fácie ich rozsah ovplyvňujú hlavne tektonické pomery, napr. nasunutie jednotky k SV, čím sa belovežské vrstvy, a azda i bazálne pieskovcové polohy vyvalcovali; k tomu pristupuje spätné presunutie račanskej jednotky k juhu na bystrickú; týmto presunutím bazálne členy paleogénu v tomto antiklinálnom pásme boli čiastočne alebo úplne zakryté. Tak si vysvetľujeme nepatrný vývoj pestrých ílovcov, hrubých niekoľko metrov, v Ladomirove pri kostole, a ich úplné redukovanie na vzdialenosť 1 a ½ km až k Michajlovu. Ďalej k východu sa belovežské vrstvy vytrácajú a iba rudimentárne sa objavujú v úzkom pruhu na svahoch Polomu (464,1) a Kosmatca (581,4) južne od Uble.

Pri Michajlove vidno belovežské vrstvy len čiastočne spod prevráteného sninského synklinálneho pásma. Tvoria ich červené, mäkké ílovce, vyvinuté v nie-

koľko m polohách v sprievode sivozelených až modrozelených ílovcov, veľmi jemne piesčitých. Len nepatrne sa objavujú lavičky (3—5 cm) kremito-vápnitých, jemnozrnných, na plochách muskovitických pieskovcov.

Ďalej od Michajlova na JV sú pestré ílovce belovežských vrstiev tektonicky ešte nápadnejšie redukované a na svahoch Polomu a Kosmatca sa objavujú sotva v niekoľkometrových polohách. Tam vystupujú pestré ílovce — ako pozorujeme v profile potoka — na báze flyšového súvrstvia *typu podmenilitového eocénu* nad presunutou plochou bystrickej jednotky. Blízko bystricko-račanskej tektonickej línie sú vyvinuté červené ílovce v 5—20 cm vložkách, v sivomodrých, sivozelených, muskovitických tvrdších ílovcov zvetrávajúcich do špinavozelena až svetlosiva. Vyššie sa už červené ílovce neobjavujú a súvrstvie má litofaciálny ráz vrchných polôh podmenilitového eocénu z dukelských vrás alebo, v ponímaní poľských autorov, ráz tzv. hieroglyfových vrstiev. Hrúbka tohto súvrstvia v úseku severného svahu Kosmatca (581,4) kolíše od 200 do 300 m. Sú to v podstate tenkorytmické flyšové vrstvy, rýchlo sa striedajúce so sivomodrými, sivozelenými muskovitickými ílovcovými bridlicami (3—5 cm) a s vápnitými drobnozrnnými tmavomodrými pieskovcami (3—10 cm), len ojedinele v hrubších laviciach (20 až 40 cm).

Nad týmto tenkorytmickým flyšovým súvrstvím leží stredno až hruborytmické flyšové súvrstvie, ktoré vystupuje pod zlínskymi vrstvami ladomirského synklinálneho pásma. Súvrstvie vytvára nápadný, prevažne pieskovcový pruh, ktorý možno kartograficky vymedziť. Pieskovcové pásmo tvorí dlhú pozdĺžnu šošovku z kóty Ostra pri Michajlove smerom na JV, na severný svah Kosmatca a mizne v doline Ubľanky. Hrúbka 100—200 m.

Vápnité jemnozrnné, tmavomodré a svetlosivé pieskovce vystupujú v laviciach 80 cm až 5 m hrubých. Medzi nimi sú vložky sivozelených, sivomodrých, muskovitických ílovcov a siltových ílovcov. Flyšové polohy, prevažne pieskovcové v nadloží vrstiev typu podmenilitového eocénu zaraďujem k báze zlínskych vrstiev. Žiaľ, mikrobiostratigrafické rozbory S a m u e l a (1959) nepriniesli žiadúce dáta pre stratigrafické zhodnotenie tohto súvrstvia, faciálne odlišného od belovežských vrstiev.

Predpokladám však, že celé flyšové súvrstvie pod zlínskymi vrstvami — belovežské vrstvy a vrstvy podmenilitového typu (hieroglyfové vrstvy) — stratigraficky zahrňuje spodný, prípadne i časť stredného eocénu a je mocné ca 700 až 800 m.

Vyšší oddiel paleogénu — zlínske vrstvy

V bystrickej jednotke je vyšší oddiel paleogénu zastúpený zlínskymi vrstvami bystrického faciálneho vývoja (v zmysle M a t ě j k u — R o t h a 1949), ktorý na rozdiel od vývoja račanských zlínskych vrstiev, je pomerne hrubozrnitejší, s konštantným vývojom sivomodrých slieňovcov.

Oproti západným flyšovým Karpatom pozorovať tu väčšie faciálne zbliženie vývoja račanských a bystrických zlínskych vrstiev. Silne vápnité pieskovce až piesčité vápence ako diagnostický znak zlínskych vrstiev bystrického vývoja Západných Karpát v tomto úseku magurského flyša úplne miznú. Jemnozrnné vápnité pieskovce, podobné pieskovcom z bystrických zlínskych vrstiev sa objavujú aj v račanskej fácii.

Ladomirovské synklinálne pásmo sa vynára v povodí Uhu na západnom okolí obce Ladomirov spod hrubých sutín, náplavových kužeľov a andezitových prúdov Vihorlatu. V úseku Sninských Hámrov môžeme toto synklinálne pásmo sledovať iba v izolovaných odkryvoch zlínskych ílovcov. Pri Ladomirove tvorí 300—400 m široký pruh a smerom na JV sa rozrastá; vytvára 2 km široké pásmo a na našom území tvorí masív Kosmatca (581,4). Zlínske vrstvy pri Ladomirove majú na báze vyvinuté 0,5—1,80 m lavice vápnitých, stredne zrnitých pieskovcov zvetrávajúcich do žltohneda až hrdzava; vyššie silne vápnité, jemnejšie, stredne zrnité, do svetlosiva zvetrávajúce pieskovce (20—40 cm) a jemne zrnité vápnité, niekedy viacej kremito-glaukonitické pieskovce už s vložkami alebo polohami, za čerstva tmavomodrých, črepovite a do svetlomodra zvetrávajúcich slieňovcov (lupky z Lącka), typických pre bystrickú fáciu zlínskych vrstiev.

Svetlomodré slieňovce, vyvinuté v niekoľkometrových polohách, sú dokonale odkryté v Ladomírove v potoku južne od kostola. Uzavierajú v sebe niekoľko cm hrubé tmavomodré prekremenené pruhy (rohovce) šošovkovitého charakteru, ktoré sa pozvoľne vyvíjajú z nevápnitých ílovcov. Okrem tmavosivých, svetle navetrávajúcich slieňovcov objavujú sa v týchto polohách pravidelne olivovozelené a sivohnedé tvrdé ílovce drobnošupinkovitého rozpadu a vápnité drobnozrnné, pružkované a všesmerne sedimentované pieskovce v laviciach 10—40 cm mocných. Pri Ladomirove nad ílovcovo-pieskovcovým pásmom je vyvinutá 10—100 m mocná, prevažne zlepencovo-pieskovcová poloha. Pieskovce sú stredno až hrubozrnné, s málovápnitým tmelom, drobivé, zvetrávajúce do žltohneda až oranžovohneda a vystupujú v laviciach 50—200 cm hrubých.

V úseku Ladomirova nepozorujeme vývoj vyšších partií zlínskych vrstiev. Naproti tomu v západných oblastiach bystrickej jednotky východoslovenského flyša v povodí rieky Topľe prevažne pieskovcové a ílovcové polohy zlínskych vrstiev sa nad sebou vertikálne niekoľkokrát opakujú a tvoria vyše 1000 m hrubé súvrstvie. Podľa toho by zlínske vrstvy v ladomirovskom synklinálnom pásme predstavovali iba ich nepatrnú, spodnú časť.

Východnejšie, v úseku Kosmatca (581,4) je vývoj zlínskych vrstiev bystrickej fácie čo do hrúbky mohutnejší a faciálne pestrejší. Nad pieskovcovým horizontom, ktorý zaraďujem do nadložia spodného paleogénneho oddielu, sa pozvoľne objavujú medzi vápnitými pieskovcami (20—100 cm) a sivomodrými ílovcami sivomodré slieňovce a sivohnedé ílovce s črepovitým až jemnošupinkovitým rozpadom (lupky z Lącka). Smerom do nadložia raz viacej, inokedy menej prevláda

nad pieskovcami ílovcová a slieňovcová zložka. V najvyšších partiách v tomto úseku zlínskych vrstiev pozorujeme značný vývin hnedých, zelenkavohnedých ílovcov šupinkovitého rozpadu, v sprievode silne vápnitých, jemnozrnných pieskovcov a sivomodrých slieňovcov črepovito-muskovitého rozpadu. Hrúbka zlínskych vrstiev bystrickej fácie sa zväčšuje smerom k JV, takže pri opustení nášho štátneho územia odhadujem ich mocnosť na 700—800 m. O ich vývine v doline Uhu a pokračovaní ďalej k JV do Zakarpatskej oblasti USSR zatiaľ nemáme žiadne dáta. Vek: stredný — (?) vrchný eocén.

III. Kochanovská fácia

Z flyšového pásma, nazvaného „flyš severne od bradlového pásma" (Matějka — Leško 1953) som litofaciálne a stratigraficky vyčlenil (Leško 1957) vonkajší, severný faciálny vývoj pod názvom *severná flyšová fácia.* Túto špecificky odlišnú fáciu zahrňujem do kochanovskej dielčej jednotky toho istého tektonického radu, aký zastáva na východnom Slovensku račanská alebo bystrická dielčia jednotka magurskej flyšovej skupiny.

Kochanovská fácia (podľa obce Kochanovce, SV od Humenného) je vyvinutá južne od bystrickej. Na našom území je v západnej časti úplne prikrytá vulkanitmi Vihorlatu. Od severovýchodného okraja Vihorlatu, z okolia Strihoviec až na východ k čs.-sovietskej hranici tvorí 6—7 km široký pás. Smerom na SZ objavuje sa za aluviálnou nivou Cirochy smerom ku Kochanovciam a pokračuje ďalej na SZ do povodia Ondavy a Tople. Z úseku Laborca a Ondavy ju uvádzajú Pesl — Menčík (1958) ako jednotku udavskú, z úseku Čerhovského pohoria Roth a Stránik (1959) ako jednotku čerhovskú.

Flyšové útvary kochanovskej fácie líšia sa od bystrického a račanského vývoja. Faciálne rozdiely medzi nimi sa prejavujú hlavne vo vrchnom oddiele paleogénu. Kým spodný oddiel paleogénu je v podstate pre všetky tri fácie rovnaký (belovežské vrstvy), vrchný oddiel sa podstatne líši od račanskej fácie. S bystrickou fáciou má spoločné iba pieskovcové a pieskovcovo-zlepencové polohy, vyvinuté v zlínskych vrstvách bystrického vývoja. Vrchný oddiel kochanovskej série sa vyznačuje neprítomnosťou zlínskych vrstiev (typických zlínskych ílovcov a kremito-vápnitých glaukonitických pieskovcov); charakteristický je preň hrubozrnný, pieskovcovo-zlepencový flyšový vývoj, zastúpený tu a tam nepravidelne v nižších horizontoch vývojom ílovcovo-pieskovcovým.

Spodný oddiel paleogénu — belovežské vrstvy

Na našom území vystupujú v dvoch antiklinálnych jednotkách, v dúbravskom antiklinálnom pásme a v antiklinálnej šupine Ruského Hrabovca.

Dúbravské antiklinálne pásmo. Belovežské vrstvy v antiklinálnom pásme Dúbravy sa objavujú v 1—2 km širokom pásme medzi SV úpätím Vihorlatu a čs.-

sovietskou hranicou na okolí Dúbravy. Ich vývoj môžeme pomerne dobre sledovať v profile Ladomirovského potoka, na JV od obce, v potoku Savko a pri Dúbrave na JZ svahoch chrbta Veľké dolinky (422,0). Belovežské vrstvy kochanovskej fácie vyznačujú sa vývojom prevažne ílovcovým, kde pieskovce tvoria poväčšine vložky 2—5 cm hrubé, v pomere 1 : 5, 1 : 3 (p : b). Sivomodré, sivozelené a tmavosivé jemne sľudnaté ílovce v polohách hrubých niekoľko metrov sa striedajú s vložkami až polohami hnedočervených a tmavočervených, značne mäkkých ílovcov. Pieskovce v belovežských vrstvách sú dvojaké: *jemnozrnné vápnité*, na plochách jemne sľudnaté, tmavomodré, obyčajne vo vložkách 3—10 cm; menej sa vyskytujú *kremitovápnité až sklovito-sivomodré* jemnozrnné pieskovce, ktoré bývajú vyvinuté v laviciach hrubých 10—20 cm, na spodnej strane s výraznými glyfmi.

Pestré červené ílovce netvoria v belovežských vrstvách stratigraficky stabilné horizonty, ale sú vyvinuté v celom súvrství v rozličných hrúbkach. V profile Ladomirovského potoka nad tektonickou plochou nasunutia kochanovskej jednotky na bystrickú sa objavujú len sivomodré a sivozelené ílovce s vápnitými pieskovcami. Vyššie, smerom do nadložia sú v belovežských vrstvách pestré, červené mäkké a sivomodré ílovce zreteľne v troch niekoľkometrových polohách, medzi ktorými sú belovežské vrstvy zastúpené polohami tenkorytmického ílovcovo-pieskovcového flyša. Len na jednom mieste tohto profilu v pestrých polohách belovežských vrstiev pozorujeme 80 cm hrubé lavice drobnozrnného, sivomodrého vápnitého pieskovca.

Najvyššie polohy belovežských vrstiev dúbravského antiklinálneho pásma tvoria tenko až strednorytmické flyšové súvrstvie so sivými, sivomodrými a sivozelenými ílovcami a vápnitými a vápnito-kremitými drobnozrnnými pieskovcami. Tieto najvyššie horizonty na prechode do pieskovcovo-zlepencových vrstiev vrchného oddielu môžeme sledovať na mnohých miestach antiklinálneho pásma. Tak na Z a SZ od Dúbravy v potokoch Rovný, Savkov a Ladomirovský nad pestrými červenými ílovcami je súvrstvie sivých, sivomodrých a sivozelených ílovcov s vápnitými a kremitovápnitými jemnozrnnými pieskovcami, v hrúbke 20—30 m a tenko až strednorytmické flyšové súvrstvie, nad ktorým sa už objavujú hrubolavicovité pieskovce vyššieho oddielu paleogénu.

Antiklinálna šupina Ruského Hrabovca. Južnejšie, na úseku Hrabová Ráztoka—Ruský Hrabovec prebieha tektonická línia SZ—JV smeru. V dôsledku tejto tektonickej línie presunového charakteru v úseku Ruský Hrabovec—čs.-sovietska štátna hranica je vyvinutá antiklinálna šupina vo vyšších polohách belovežských vrstiev. Vrstvy sú odkryté v koryte Tichého potoka, na V od kóty 294,4 pri Ruskom Hrabovci a nepatrne obnažené v dolinkách potokov na JV od obce. Tvoria ich sivomodré, sivozelené ílovce v tenkorytmickom striedaní s modrými vápnitými hrubozrnnými pieskovcami. Častejšie sa tu objavujú kremitovápnité jemnozrnné pieskovce, v laviciach hrubých 20—40 cm.

Belovežské vrstvy kochanovskej fácie považujem na základe analógie vývoja s inými oblasťami za spodný eocén, čiastočne azda i časť paleocénu, lebo podľa Samuela (1959) obsahujú druhy *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Hormosina ovulum* (Grzyb.) *Trochamminoides proteus* (Karrer), a iné. Hrúbka belovežských vrstiev kochanovskej série kolíše medzi 200 a 300 m.

Vrchný oddiel paleogénu — pieskovcovo-zlepencové vrstvy

Na našom území je vyvinutý v dvoch synklinálnych pásmach: v *strihovskom* a južnejšie *v pásme Ruskej Bystrej*. Vývoj pieskovcovo-zlepencových vrstiev týchto synklinálnych pásiem je podobný.

Pieskovcovo-zlepencové vrstvy kochanovskej fácie ležia nad pestrým flyšovým súvrstvím belovežských vrstiev veľmi nápadne a tvoria niekoľko 100 m hrubé súvrstvie. Na študovanom území, i pri redukcii magurského flyšového pásma, smerom k JV dosahuje hrúbku vyše 1000 m.

Vrchný oddiel paleogénu tvoria prevažne pieskovcové polohy s pieskovcami o mocnosti 1—5 m v sprievode drobnozrnných až strednozrnných zlepencov v laviciach 60 cm—3 m mocných. Medzi týmito pieskovcami prevládajú modrosivé jemnozrnné, premenlivo vápnité a ílovité pieskovce v laviciach 40—60 cm hrubých, zvetrávajúce do sivožlta až bielosiva s doskovitým rozpadom. V niektorých psiekovcových laviciach badať konkrecionálne guľovité tvary. Pieskovce zvetrávajú a rozpadávajú sa poväčšine hrubokusovito až drobivo. Zlepence tvoria buď hrubozrnitejšie brekcie spodných častí pieskovcov alebo samostatné lavice, až 3 m hrubé v pieskovcových polohách. Zrná zlepencov tvoria prevažne kremene, kremence, menej horniny mezozoika (vápence, sliene, dolomity) a kryštalinika (ruly, svory, fylity) o veľkosti 1—10 cm. Okrem zŕn kryštalinika sa objavujú v niektorých polohách zlepencov závalky zelených, zelenomodrých ílovcov a starších tvrdých vápnitých pieskovcov. Najbežnejším typom zlepencov je v podstate hrubozrnný ílovitý pieskovec alebo drobnozrnné zlepence s nepravidelne roztrúsenými valúnmi kryštalinika a mezozoika, veľkými 0,5—1 cm. Ílovce v prevažne pieskovcovo-zlepencových vrstvách sú len nepatrne vyvinuté. Pieskovce a zlepence sa tu buď k sebe priamo prikladajú bez ílovcovej zložky, alebo sa medzi nimi objavuje vložka (3—10 cm) sivomodrých, sivozelených ílovcov a ílovcových siltovcov. Hrubozrnnejšia sedimentačná zložka sa prejavuje poväčšine vo vyšších horizontoch súvrstvia. Nie je zriedkavosťou, že v prevažne pieskovcovo-zlepencových polohách býva často vyvinutá 2—6 m poloha modrosivých vápnitých, mierne sľudnatých mäkkých ílovcov, bridličnato zvetrávajúcich.

V pieskovcovo-zlepencových vrstvách kochanovskej série objavujú sa aj vyše 100 m hrubé ílovcovo-pieskovcové polohy. Ležia obyčajne nad belovežskými vrstvami, kde tvoria prechod z pieskovcovo-ílovcových flyšových vrstiev do pieskovcovo-zlepencových.

Pieskovcovo-ílovcové flyšové polohy sa vyznačujú okrem vyššie uvedených pieskovcov aj vývojom silne vápnitých, jemnozrnných modrých pieskovcov (10 až 80 cm) na spodnej strane s bioglyfmi a s uhoľnou rastlinnou sečkou na vrchnej ploche. Ílovce sú vápnité, sivomodré, sivozelené a sivohnedé, lístkovitého rozpadu. Nepodobajú sa, ani nepripomínajú vývoj zlínskych alebo belovežských ílovcov. Pri Kobylnici v oblasti Giraltoviec som ich označil ako vrstvy *kobylnické* (Lešku 1959). Pomer zastúpenia pieskovcov a ílovcov je 2 : 1 alebo 3 : 1. Okrem nich sa pri Giraltovciach v pieskovcovo-zlepencových vrstvách vyskytujú vložky až polohy (2—5 m hrubé) červených vápnitých ílovcov, ktoré na našom území nepozorujeme. Pesl — Menčík (1959) uvádzajú pestré ílovce z pieskovcových vrstiev z okolia Humenného.

Pesl — Menčík (1959) zaraďujú pieskovcovo-zlepencové vrstvy svojej udavskej (= kochanovskej) jednotky na SZ od nášho územia do spodného oddielu paleogénu v rozpätí paleocén — stredný eocén, pričom do vrchného paleogénu tejto jednotky zaraďujú slienito-ílovcové vrstvy s menilitmi. Je málo pravdepodobné, žeby spodný oddiel paleogénu na území spracovanom uvedenými autormi bol zastúpený pieskovcovo-zlepencovými vrstvami, keď na uvedenom území na SZ (Giraltovce) a na JV v oblasti Vihorlatu spodný oddiel paleogénu je vyvinutý v belovežských vrstvách.

V šarišskej oblasti vých. Slovenska interpretujú Stránik — Roth (1959) južné pásma magurského flyša stratigraficko-tektonicky odlišne ako to robíme my v paralelnej oblasti na východe. Podľa Stránika a Rotha (1959) existuje jednotka Čerhovského pohoria *sensu lato* s južnou sériou kyjovského a ujackého vývoja, a sériou Čerhovského pohoria *sensu stricto*. Z genetického hľadiska podľa našich skúseností ide tu o dva odlišné stratigraficko-faciálne a tektonické celky.

Séria Čerhovského pohoria s. s. je podľa nás časťou magurského flyša s belovežskými a zlepencovo-pieskovcovými vrstvami, s faciálno-stratigrafickými členmi, ktorými sa vyznačujú najjužnejšie série magurského flyša. Táto séria, i keď v niektorých rysoch faciálne odlišná, odpovedá kochanovskej sérii, a je dielčou jednotkou magurskej skupiny flyša.

Stránikova a Rothova (1959) tzv. južná séria Čerhovského pohoria s. l. s vývojom kyjovským a ujackým je z nášho hľadiska paleogénnou sériou bradlového pásma, s ktorým paleogeograficky i tektonicky súvisí, a teda nepatrí do skupiny magurského flyša. Ani jeden zo stratigrafických členov tejto série nepoukazuje na *magurský* vývoj. Vrstvy spodného oddielu paleogénu sú vyvinuté vo vývoji jarmutskom (tzv. vývoj kyjovský Stránika a Rotha, 1959; vápnitá fácia magurského flyša A. Matějku, 1959), vrstvy vrchného oddielu paleogénu majú vývoj krosnenský a centrálnokarpatský (pestré ílovce, menilitové vrstvy a vrstvy krosnenského typu). V našom ponímaní je flyš tzv. južnej série Čerhovského pohoria s. l. severozápadným pokračovaním beňatinského flyša.

Preto tiež tvrdenie A. Matějku (1959, str. 147), že bradlá a ich kriedový obal medzi riekou Popradom a Sekčovským potokom tvoria normálne podložie magurského paleogénu, neodpovedá skutočnosti.

B. Tektonika

a) Tektonika dielčich jednotiek magurského flyša

Jednotka račanská

Antiklinálne pásmo Pichného zvýraznené v belovežských vrstvách, som skúmal od Pichného smerom na JV. Jeho štrukturálny charakter je podmienený dvoma činiteľmi:

a) nasúvaním račanskej jednotky k SV, s belovežskými vrstvami antiklinálneho pruhu;

a) spätným presunutím, prevrátením severnejších antiklinálnych šupín pásma Miková—Snina k JZ.

Preto má antiklinálne pásmo od Pichného až k miestu zániku v doline Cirochy štrukturálny ráz tektonicky intenzívne drveného, vyvalcovaného, až v konečnom úseku vyredukovaného antiklinálneho pruhu. Belovežské vrstvy v ňom sú rozlične uklonené, avšak prevažne prevrátené k JZ.

Synklinálne pásmo Stredného grúňa. Zlínske vrstvy tohto pruhu sa vyvíjajú z belovežských vrstiev antiklinálneho pásma Pichného. V úseku Stredného grúňa sú zlínske vrstvy vyvinuté asi na 1 km širokom páse; smerom SV hrúbka ubúda, až spolu s podložnými belovežskými vrstvami antiklinálneho pruhu Pichného tektonicky miznú v alúviu Cirochy pri Snine.

Toto synklinálne pásmo má ráz nesymetrickej štruktúry, prevrátenej k JZ. Pri JZ okraji sa zlínske vrstvy tektonicky stýkajú s belovežskými vrstvami južnejšieho ubľanského antiklinálneho pruhu.

Ubľanské antiklinálne pásmo. Východne od Zubného v zlínskych vrstvách sa k JV vždy markantnejšie vyvíja pozdĺžna SZ—JV dislokačná línia prešmykového charakteru, na ktorej sa od Stredného grúňa na JV postupne objavujú belovežské vrstvy, ktoré pri Snine na svahoch Viničnej hory (350,3) tvoria asi 200 m pruh. Ďalej v redukovanom úzkom pruhu cez alúvium Cirochy a sedlo južne od Rovenky (415,4) belovežské vrstvy smerujú do doliny Ternovca a oblúkom ďalej na JV ku Klenovej Ubli.

Podľa úklonov belovežských vrstiev od Stredného grúňa (511) do doliny potoka Luhu [45—85° k SV, v doline Ubli 40—80° k JZ a na úpätí Polomu (464,2) 60—80° k JZ] má antiklinálne pásmo vztýčenú, až mierne k JZ prevrátenú štruktúru. Podľa priebehu celého antiklinálneho pásma a zlínskych vrstiev južnejšieho synklinálneho pruhu predpokladám, že belovežské vrstvy miznú úplne ešte pred alúviom Uhu na území SSSR.

Dukelsko-užocké vrásy reprezentované tu synklinálnym pásmom Kalnej Roztoky, v okolí Ubli nie sú prevrátené na ubľanské antiklinálne pásmo. Pri severnom okraji ubľanského antiklinálneho pásma v nadloží belovežských vrstiev v úzkom pruhu sú vyvinuté zlínske vrstvy. Šikmé utínanie belovežských a zlínskych vrstiev je dôkazom strižného nasunutia račanskej dielčej jednotky na dukelsko-užocké vrásy.

Sninské synklinálne pásmo vyvíja sa v zlínskych vrstvách v niekoľko km širokom páse na J a JZ od ubľanského antiklinálneho pásma. Synklinálne pásmo na SZ od Cirochy je tiež prevrátené k JZ,ako tomu nasvedčujú úklony v zlínskych vrstvách. Vrstvy tu upadajú 45—65° k SV, s hieroglyfmi i na SV strane. Smer vrstiev je karpatský (115°—135°).

Od alúvia Cirochy na východ sa zlínske vrstvy stáčajú smerom na V až SV, do smeru 100°—90°, pri úklone 50—80° na S až SV. V brehoch potoka Koloničky zlínske vrstvy nadobúdajú už opäť normálny karpatský smer (115—135°), a smerujú do povodia Uhu k Ubli, na severné úpätie Polomu (464,2) a Kosmatca (581,4). Pri SV vonkajšom okraji synklinálneho pásma, na úseku medzi potokom Kolonička a Klenová, sú zlínske vrstvy uklonené prevažne k JZ (40—60°) s podložím na SV. Vo vyšších polohách, bližšie do stredu synklinálneho pásma, nad pieskovcovými polohami sú zlínske vrstvy zvisle vztýčené alebo prevrátené k JZ. Domnievam sa, že značná hrúbka zlínskych vrstiev v synklinálnom pásme medzi Sninou a ladomirovským sedlom je čiastočne spôsobená nahromadením vrstiev pozdĺžnymi prešmykmi v súvrství.

Ďalej na V pozorujeme, že osovou elevaciou ubľanského antiklinálneho pásma sa smerom na JV redukujú aj zlínske vrstvy sninského synklinálneho pásma na úseku Ladomirov—Ubľa—čs.-sovietska hranica. Pri Ubli zlínske vrstvy môžeme sledovať iba v 200—300 m hrúbke, pred opustením nášho štátneho územia je ich hrúbka ešte menšia. Predpokladám, že podobne ako v SZ časti, belovežské vrstvy antiklinálneho pásma Pichného a zlínske vrstvy synklinálneho pásma Stredného grúňa vyznievajú osovou elevaciou severne od Sniny na tektonickej ploche nasunutia račanskej jednotky; podobne v úseku Ubľa—Uh vyznieva antiklinálnym pásmom ubľanským a sninským synklinálym pásmom račanská jednotka z magurského príkrovu vôbec.

Jednotka bystrická

Južne od račanskej jednotky bazálne pieskovce, belovežské a zlínske vrstvy sú v tektonickom styku so zlínskymi vrstvami jej sninského synklinálneho pásma. Tektonická línia medzi vrstvami je vyššieho radu a môžeme ju sledovať z nášho územia ďalej na SZ do povodia Laborca. Južne od tejto tektonickej línie je v našom teréne vyvinutá bystrická dielčia jednotka magurského flyša, vyjadrená vrásou — antiklinálnym pásmom podvihorlatským a synklinálnym pásmom ladomirovským.

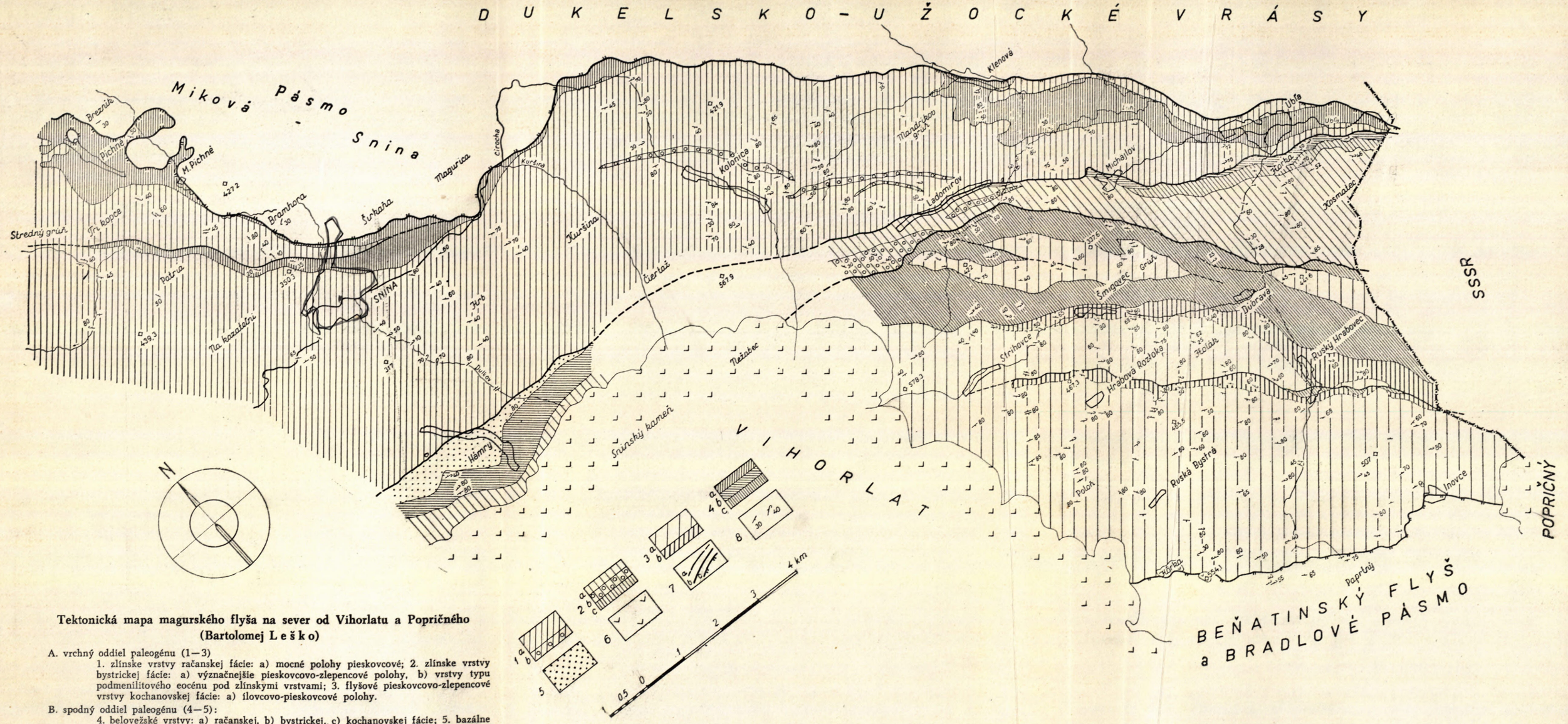
Antiklinálne pásmo podvihorlatské som v západnom úseku nášho územia opísal (Leško 1953) ako nesymetrickú, k juhu prevrátenú antiklinálu, v jadre s pieskovcovými polohami spodného oddielu paleogénu. Antiklinálne pásmo je výrazne vyvinuté asi v 1 km širokom pruhu v priestore Sninských Hámrov. Južné rameno antiklinálneho pruhu tvoria belovežské vrstvy, často detailne prevrásnené. Väčšina úklonov v belovežských vrstvách je 60—80° k severu i s hieroglyfmi na severnej strane pieskovcových lavíc. Severné krídlo antiklinálneho pásma je vytiahnuté a jeho belovežské vrstvy vystupujú útržkovite len na jednom mieste, na S od bazálnych pieskovcových polôh v potoku Dalkov.

Bazálne pieskovce a belovežské vrstvy tohto antiklinálneho pásma sú zakryté mocnými náplavami a sutinami z vihorlatského andezitového masívu a čiastočne i jeho severnými výbežkami. Podľa celkového priebehu bazálnych pieskovcov a belovežských vrstiev sa zdá, že tieto smerom JV zanikajú na násunovej ploche bystrickej jednotky. Už na V od Sninských Hámrov pozorujeme náhle stenčenie pieskovcových vrstiev východným smerom, a ani na severnom úpätí Vihorlatu ich nepozorujeme, lebo by sa boli morfologicky uplatnili.

Belovežské vrstvy podvihorlatského antiklinálneho pruhu sa na JV objavujú až v Ladomírove, v záreze cesty pod kostolíkom a ďalej na JV v okolí Michajlova. V najvýchodnejšom úseku nášho územia vyvíja sa *michajlovský antiklinálny pruh* v belovežských vrstvách a vo vrstvách typu podmenilitového eocénu, ktoré som opísal v stratigrafickej časti. Vrstvy antiklinálneho pruhu sa vyvíjajú na severných svahoch Polomu (464,2) a pokračujú na JZ po severných svahoch masívu Kosmatca (581,4) k čs.-sovietskej štátnej hranici. Úklon vrstiev v antiklinálnom pruhu, napr. v potoku Brusný, je 45—80°, raz k JZ inokedy k SV. Podobné tektonické pomery vrstiev nachádzame v ďalších paralelných potokoch, ktoré pretínajú antiklinálny pruh. Šírka antiklinálneho pruhu pri povrchu v najvýchodnejšom úseku je 100—300 m.

Ladomirovské synklinálne pásmo. Zlínske vrstvy južne od podvihorlatskej antiklinály, vyvíjajúce sa z jej belovežských vrstiev, vystupujú na povrch v SZ časti územia len na niekoľkých miestach. Sú zakryté hrubými sutinami Vihorlatu a jeho andezitovými výlevmi. Smerom na SZ toto pásmo pravdepodobne tektonicky úplne mizne. Na JV sa objavuje už západne od Ladomírova, v zlínskych vrstvách bystrickej fácie, spočiatku v 0,5 km širokom páse; ďalej na JV sa rozrastá do šírky, takže pri čs.-sovietskych hraniciach na povrchu už tvorí 2—2,5 km široké pásmo. Značný vývoj zlínskych vrstiev smerom JV je podmienený pravdepodobne pozvoľnou priečnou depresiou osi synklinály na JV.

Zlínske vrstvy, ílovcovo-pieskovcové polohy a polohy s prevahou pieskovcov na úseku Ladomírov—Michajlov, ako pozorujeme v prirodzených odkryvoch, sa skláňajú všeobecne k JZ. V tomto úseku je synklinálne pásmo naklonené k SV, pričom jadro synklinálneho pásma a jeho južné rameno je zakryté od JZ nasunutím kochanovskej jednotky.



Tektonická mapa magurského flyša na sever od Vihorlatu a Popričného
(Bartolomej L e š k o)

A. vrchný oddiel paleogénu (1—3)
1. zlínske vrstvy račanskej fácie: a) mocné polohy pieskovcové; 2. zlínske vrstvy bystrickej fácie: a) významnejšie pieskovcovo-zlepencové polohy, b) vrstvy typu podmenilitového eocénu pod zlínskymi vrstvami; 3. flyšové pieskovcovo-zlepencové vrstvy kochanovskej fácie: a) ílovcovo-pieskovcové polohy.

B. spodný oddiel paleogénu (4—5):
4. belovežské vrstvy: a) račanskej, b) bystrickej, c) kochanovskej fácie; 5. bazálne paleogénne pieskovce; 6. andezity; 7. tektonické línie; a) miestneho významu, b) dielčích jednotiek, c) okraj magurského príkrovu a beňatinského flyša; 8. smer, úklon a podložie vrstiev.

Od Michajlova k čs.-sovietskym štátnym hraniciam majú zlínske vrstvy ladomirovského synklinálneho pásma úklon k SV 20—80° s podložím na SV strane, takže synklinálne pásmo je tu prevrátené k JZ. Jeho južné rameno nie je ani v tejto časti vyvinuté.

Bystrická jednotka, na našom území budovaná jednou vrásou — antiklinálnym pásmom podvihorlatským a synklinálnym pásmom ladomirovským, sa smerom JV značne rozrastá do šírky a pokračuje do Zakarpatskej oblasti SSSR v 2 až 4 km širokom pásme. O jej vývine a priebehu v doline Uhu a ďalej na JV nemáme žiadne zprávy. S z a l a y (1947) síce prináša geologický profil doliny Uhu, ale v úseku, kde má pokračovať bystrická jednotka, zakresľuje tzv. pestré trochaminoidové ílovce, pod ktorými zhrňuje aj veľa iných stratigraficky i tektonicky rôznorodých flyšových útvarov, takže o jeho opis sa tu nemôžeme opierať.

Kochanovská jednotka

Južne od bystrickej jednotky s faciálne odlišným vrchným oddielom paleogénu je vyvinutá kochanovská jednotka. Vo vrchnom oddiele paleogénu kochanovskej fácie úplne chýbajú prvky zlínskych vrstiev, ktoré sú spoločné a podstatné pre dva predchádzajúce dielčie vývoje magurského flyša.

Antiklinálne pásmo Dúbravy objavuje sa na povrchu belovežskými vrstvami na úpätí Vihorlatu na V od Ladomirova, odkiaľ sa smerom na JV rozrastá do 2—3 km širokého pásma. V jeho detailnom zvrásnení južne od Ladomirova vzniká úzky synklinálny pruh budovaný pieskovcovými polohami vyššieho oddielu paleogénu. Ďalej na JV na dielčí synklinálny pruh, smerujúci z kóty 389,5, postupne a diagonálne naväzuje druhý a tretí synklinálny pruh, takže v priestore medzi Dúbravou a kótou 389,5 južne od Ladomirova vzniká zložitá antiklinála z belovežských vrstiev, v strede s tromi úzkymi synklinálnymi pruhmi pieskovcových vrstiev, ktoré asi 1 km od Dúbravy vyznievajú.

Severne od Dúbravy zo synklinálneho zvrásnenia belovežských vrstiev sa smerom na JV vyvíja ďalšie *dielčie synklinálne pásmo dúbravského antiklinória.* Tento pruh, ktorý je budovaný hlavne pieskovcovými polohami, smeruje k čs.-sovietskym štátnym hraniciam a rozdeľuje belovežské vrstvy na úzky severný, a pomerne široký južný pás antiklinály. Podľa úklonov vrstiev v dielčích synklinálnych a antiklinálnych pruhoch štrukturálny ráz celého antiklinória javí sa nám ako antiklinálne pásmo vzpriamené až prevrátené k JZ.

Strihovské synklinálne pásmo. Južne od dúbravského antiklinálneho pásma sú v belovežských vrstvách vyvinuté flyšové pieskovcovo-ílovcové a pieskovcovo-zlepencové vrstvy vyššieho oddielu paleogénu, ktoré vytvárajú *strihovské synklinálne pásmo.* Úklon vrstiev je pri smere 110—130°, väčšinou 70—85° k JZ, takže tieto spolu s dúbravským antiklinoriálnym pásmom tvoria vztýčenú vrásu. Synklinálne pásmo je na SZ široké 1—1,5 km, smerom k JV sa zužuje, až v doline Uhu v SSSR asi celkom vyznieva.

Antiklinálne pásmo Ruského Hrabovca. Belovežské vrstvy v antiklinálnom pruhu sú vyvinuté iba rudimentárne na južnom krídle, kým jadro a severné krídlo antiklinály je tektonicky vyvalcované. Vrstvy v ňom sa skláňajú 90—80° k JZ. V Ruskom Hrabovci, kde sú belovežské vrstvy v celom priebehu antiklinálnej šupiny najzreteľnejšie vyvinuté, je antiklinálne pásmo široké 50—150 km.

Synklinálne pásmo Ruskej Bystrej je najjužnejšou štruktúrou kochanovskej jednotky. Na SZ sa objavuje spod andezitového masívu Vihorlatu pri Ruskej Bystrej a pokračuje na JV v 3 km širokom pruhu do Zakarpatskej oblasti SSSR. Medzi Ruskou Bystrou a Strihovcami nemôžeme zistiť v pieskovcovo-zlepencovom súvrství priebeh prešmykovej línie medzi synklinálnym pásmom strihovským a Ruskej Bystrej, pretože belovežské vrstvy sa na tejto tektonickej línii objavujú až pri Ruskom Hrabovci.

Synklinálne pásmo Ruskej Bystrej budujú pieskovcovo-zlepencové flyšové vrstvy vyššieho oddielu paleogénu. Úklon vrstiev pri smere 110—130° vo vonkajších, severnejších pruhoch synklinálneho pásma je prevažne 60—80° k JZ. Ďalej do vnútra a stredu synklinálneho pásma sú vrstvy prevrátené k JZ s úklonom 45—80° k SV. Domnievam sa, že južné rameno synklinálneho pásma nie je vyvinuté, pretože hieroglyfy vrstiev i v najjužnejších pruhoch synklinálneho pásma sú na SV strane obrátené k belovežským vrstvám antiklinálnej šupiny Ruského Hrabovca.

Na juhu je kochanovská jednotka synklinálneho pásma Ruskej Bystrej v tektonickom styku s pásmom beňatinského flyša. Z celkového priebehu kochanovskej jednotky môžeme konštatovať na našom území postupné vyznievanie jej synklinál a antiklinál smerom JV. V dôsledku osovej elevácie k JV sa objavujú na povrchu častejšie spodnejšie členy flyšových súvrství, a diagonálne na presunovej kochanovsko-bystrickej línii tektonické štruktúry kochanovskej jednotky postupne na JV vyznievajú.

b) Severné a južné ohraničenie magurského flyša

Na sever sa magurský flyš nasúva ako príkrov na najjužnejšiu jednotku vonkajšieho — krosnenského flyša. Rozsah jeho nasunutia potvrdzujú tektonické okná vonkajšieho flyša v západnejších oblastiach čs.-poľských flyšových Karpát (Smilno, Grybów a iné) a tektonické trosky magurských útvarov (Kluczowa v Poľsku) ďaleko od dnešného čela magurského príkrovu.

Čelo magurského nasunutia v časti študovaného územia prebieha zhruba na čiare Pichné—Snina—Klenová—Ubľa, kde sa belovežské alebo zlínske vrstvy nasúvajú na rozličné členy vonkajšieho flyša. Pri južnej vergencii vonkajšieho flyša sa rozličné členy pásma Miková—Snina spätne nasúvajú na zlínske alebo belovežské vrstvy magurských jednotiek. Podľa okraja magurského príkrovu sa domnievam, že plocha nasunutia na jednotky vonkajšieho flyša je mierne uklonená k JZ.

Od Sniny čiara nasunutia magurského príkrovu smeruje na SV po svahoch Širkany (337,7) a úpätím Magurice (477,1) do doliny Ternovca, odkiaľ k Ubli a čs.-sovietskym hraniciam severný okraj magurského nasunutia má opäť normálny karpatský smer SZ—JV a prebieha po línii, ktorú dávnejšie v tomto úseku stanovili Matějka — Kodym (1949).

Avšak ďalej od rieky Cirochy smerom na SZ doterajšie ponímanie priebehu magurského nasunutia treba podstatne revidovať na základe výsledkov môjho výskumu, na území Medzilaborce—Pichné (Leško 1958). Dokázalo sa, že na JZ od pôvodne stanovenej magursko-krosnenskej línie, na čiare Čertyžné—Medzilaborce—Svetlice—Pčoliné vystupujú flyšové útvary krosnenskej, dukelsko-užockej fácie, tvoriace tu zväzok tektonických šupín, a až na tieto sa nasúva magurský príkrov od JZ. Preto staršie názory (Świdziński 1934, 1947; Teisseyer 1932: Opolski 1936; Matějka — Kodym 1949, 1952 a Leško 1952) o priebehu magurského nasunutia na východnom Slovensku treba opraviť v tom zmysle, že SV okraj magurského príkrovu prebieha oveľa južnejšie než sa pôvodne predpokladalo.

Treba dodať, že od doliny Pichoňky k Snine a ďalej ku Klenovej sú južné štruktúry vonkajšieho flyša prevrátené a až mierne druhotne spätne nasunuté na račanskú dielčiu jednotku magurského flyša.

Na juhu skúmaného terénu veľkú časť magurského flyša, reprezentovaného kochanovskou fáciou, zakrývajú andezitové výlevy Vihorlatu a Popričného. Len na rozhraní obidvoch masívov pri Podhorodí a Beňatine vystupujú na povrch najjužnejšie pruhy magurského flyša. Kochanovská jednotka sa tu tektonicky stýka s beňatinským flyšom, ktorý sa na ňu od juhozápadu nasúva.

C. Vulkanizmus

Asi 3 - 6 km od dnešného okraja andezitového masívu Vihorlatu vystupujú na flyšovom území izolovane a roztrúsene andezitové žily. Sú to intruzívne telesá žilného tvaru, ktoré vystupujú na povrch na J a V od Ladomirova, na S od Inoviec a Podhoroďa nezávisle od tektoniky flyšových útvarov, v plošnom rozsahu najviac 100—500 m^2. Na styku so sedimentárnym prostredím, napr. so zlínskymi vrstvami, kontaktne premieňajú zlínske ílovce v hrúbke 20—50 cm.

Podľa petrografických rozborov Fr. Fialu (1953) ide tu o intruzívne andezity dvojakého druhu: 1. *bazaltoidné andezity pyroxenicko-olivinické* a 2. *pyroxenické andezity s praeexistujúcimi výrastlicami amfibolu.* Predpokladám, že sú, podobne ako hlavné andezitové útvary Vihorlatu a Popričného, veku vrchnopanónskeho. Na andezitových žilách nášho územia sa neprejavila tektonika flyšového prostredia.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Geologické výzkumy v Podkarpatské Rusi v letech 1932—1934, Carpatica, Praha. — [2] Artur v. Glos (in Hauer — Fr. Richthofen) 1859: Bericht über die geolog. Übersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. X, Wien. — [3] Bieda Fr., 1951: Starszi trzeciorzęd. In Reg. Geol. Polski, T. I, zesz. 1, Warszawa. — [4] Książkiewicz M. — Lešk o B., 1959: On the relation between the Krosno- and Magura-flysh. Bull. d. l'Acad. Polonaise des Sciences, Vol. VII, No. X, Warszawa. — [5] Lešk o B. — Čechovič Vs. — Seneš J. — Hano Vl., 1951—1952: Geologická mapa pohoria Vihorlatu, Popričného a priľahlých oblastí. Archív Geol. pries., Turč. Teplice. — [6] Lešk o B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, zoš. 35, Bratislava. — [7] Lešk o B., 1953: Magurský flyš v oblasti Sniny. Geol. sbor. III, č. 3—4, Bratislava. — [8] Lešk o B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, zoš. 46, Bratislava. — [9] Lešk o B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zpr. 14, Bratislava. — [10] Lešk o B., 1959a: Facialnoje razvitije fliša vo Vostočnoj Slovakiji. Geol. sbor. Karp.-Balk. assoc. v Kijeve—Lvove r. 1958, Lvov. — [11] Lešk o B., 1959 b: Vývin menilitových vrstiev v Slovenských Karpatoch. Geol. práce, Zpr. 17, Bratislava. — [12] Matějka A. — Kodym O., 1949: Magurské nasunutí na východ. Slovensku. Věst. st. geol. ústavu, roč. XXIV, Praha. — [13] Matějka A. — Roth Zd., 1949: Geologie magurské skupiny flyše v povodí Kysuce. Sborník SGÚ, svazek XVI, Praha. — [14] Matějka A. — Kodym O., 1952: Geologie flyšového pásma mezi Dukelským a Lupkovským průsmykem na východ. Slovensku. Sbor. ústř. geol. ústavu, sv. XIX, Praha. — [15] Matějka A. — Lešk o B., 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východ. Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. Geol. sbor. III, Bratislava. — [16] Matějka A. — Roth Zd., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy Ústř. ústavu geol., sv. 22, Praha. — [17] Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski. Kraków. — [18] Opolski Zd., 1936: Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1935 w okolicach Smorzego i na Rusi Zakarpatkie. Pos. nauk Inst. Geol. No. 45, Warszawa. — [19] Paul C. M., 1869: Die nördlichen Teile des Zempliner und Ungher Comitates. Verhandl. d. k. k. Geol. R.-A., Wien. — [20] Pesl V. — Menčík E., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na východ. Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha. — [21] Samuel O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z krosnenského flyša na východ od Cirochy. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [22] Stránik Zd. — Roth Zd., 1959: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerhovském pohoří a záp. bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha. — [23] Stache G., 1871: Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Ungvar in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. Geol. R.-A. XXI B., Wien. — [24] Świdziński H., 1934: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses. Bull. d. l'Inst. Géol. d. Pologne, T. VIII, Warszawa. — [25] Świdziński H., 1947: Slownik stratigraficzny Północnych Karpat fliszowych. Bull. d. l'Inst. Géol. d. Pologne, T. 37, Warszawa. — [26] Szalai T., 1947: Geology of the Northeastern Carpatians. Annal. Inst. Geol. publ. Hungarici, Budapest. — [27] Vjalov O. S., 1957: K otázke pokračovania magurského pásma v sovietskych Karpatoch. Geol. práce, zoš. 46, Bratislava.

BARTOLOMEJ LEŠKO

THE MAGURA FLYSCH TO THE NORTH OF THE VIHORLAT AND POPRIČNÝ MOUNTAINS

The territory to the north of the Vihorlat and Popričný mountains belongs, geologically, to the Magura Flysch Group. The author distinguishes in it three facies, in a stratigraphic span extending from the Lower to the Upper Eocene, grouped in three subunits, namely the Rača, Bystrica and Kochanovce, subunits.

Near the Klippes zone in the surroundings of Podhorod and Beňatina there is a flysch zone which has hitherto been described by the author under the name „near-klippes flysch" (Leško 1959 a, b; Książkiewicz — Leško 1959), with a specific development different from the Magura facies. Since various authors referring to near-klippes flysch, used different names, such as pre-klippes, inter-klippes, boundary flysch, etc., the writer resolved, in an effort to avoid possible misunderstandings which might arise from employing the name „near-klippes flysch" in reference to the Palaeogene series of the Klippes zone of East Slovakia, to adopt the term „Beňatina flysch" (Beňatina is a village near the Czechoslovak-Soviet frontier).

The Magura Flysch Group to the SE of Pieniny ceases to be genetically and tectonically connected with the Cretaceous of the Klippes zone — probably in consequence of a palaeogeographic interference by the Palaeozoic and Mesozoic of the Marmaros zone with the territory extending between the Klippes zone and the Magura region in the Palaeogene in a northwest direction. On the territory of East Slovakia the Magura Flysch thus becomes, in relation to the Kippes zone, a more northern unit of the Flysch Zone than it is the case in the West Carpathians. Its place at the Klippes zone is taken by the Beňatina flysch with a facial and stratigraphic development closely related, or wholly corresponding, to the Krosno flysch and the Central-Carpathian Palaeogene in the Palaeocene — Oligocene range.

A. Facial and Stratigraphic Development and Division

I. The Rača Facies

The Lower Part of Palaeogene — the Beloveža Beds

The stratigraphically lowest constituent of the Rača facies is the lower part of Palaeogene, represented by Beloveža beds. It occurs in narrow anticline stripes at the front of the Magura nappe, extending to the southeast in an inerrupted arc, to the north of Snina towards Ubľa and the Czechoslovak-Soviet frontier.

The Beloveža beds are a variegated flysch facies built up mainly of shales, with sandstone insertions. The red shales in the Beloveža beds form layers in the predominantly shaly flysch or insertions alternating in thin rhytmus, with grey-blue and grey-green shales and quartzy-calcareous sandstones (3—10 cm). The thickness of the Beloveža beds of the Rača unit is put by the author at 200—300 m; the age as determined according to the microfauna is Lower Eocene.

The Higher Part of Palaeogene — the Zlín Beds

The higher part of Palaeogene is represented by the Zlín beds of the Rača facies, by the „sub-Magura beds", as they are called by Polish authors. The Zlín beds form non-calcareous and calcareous shales of grey, grey-blue and grey-brown colour, with commencing shell decomposition. During the final stage of decomposition, especially the grey-blue and olive-green non-calcareous shales fall to tiny scales. The sandy component in shale layers of the Zlín beds is represented by a glauconitic, fine-grained, quartzy-calcareous dark-blue sandstone and a blue-grey

calcareous, fine-grained sandstone; at its surface the latter is curvy-cortical, at the bottom usually without hieroglyphs. The sandstone-to-shale ratio is 1 : 5 to 1 : 10 and more. In the higher horizons sandstones occur more often than in the lower ones (approximately in a sandstone-to-shale ratio of 1 : 3, 1 : 5). The whole depth of the Zlín beds is estimated by the author to be over 1000 m.

As regards determination of age of the Zlín beds, no reliable palaeontologie data could so far be obtained from the territory of this country. On account of their analogy with other regions of the Carpathian Flysch of the Magura Group in the west and on the territory of Poland (Bieda 1951), they are assumed to be of Middle to Upper Eocene Age.

II. The Bystrica Facies

To the south, in direction to the inner portion of the Carpathian arc there is a Magura flysch zone of a lithofacial character different from that of the foregoing zone. Going by its facial character and similarity with the flysch in the West Carpathians, the author looks upon it as belonging to the Bystrica facial development.

The lower part of the Palaeogene has developed here in three facially different formations, namely in basal sandstones, in Beloveža beds and in beds of the Submenilite Eocene type, from the Dukla folds. As in the Rača series, formations older than Palaeogene do not occur in the Bystrica series either.

The basal sandstones form massive ledges having a thickness of 30 cm to 3 m. They are fine- to middle-grained, relatively soft, with a cement of shale or lime, frequently with a dispersed corn of quartz or other crystalline rocks (0,5—1 cm). In the higher strata of the basal sandstones there apear 3—10 cm thick insertions of grey-green and grey blue fine-grained shales. The thickness of the basal sandstones is put by the author at 100—200 m. They are of the Higher (?) Palaeocene to Lower Eocene Age.

The Beloveža beds of the Bystrica facies represent a flysch succession which is composed mainly of shales, is thin- to medium-rhythmical, with red, green, greenish blue, sometimes even black shales, containing quartzy-calcareous insertions (3—10 cm) of grey-blue, sometimes sandstones. From the Beloveža beds of the Rača series they only differ by higher chalk content of the shales and lesser participation of the sandstone component. Their depth is 100—200 m.

Over the Beloveža beds to the south of Ubľa there occur strata, lithofacially identical with the Submenilitic Eocene of the Dukla folds. At the bottom these are thin-rythmical flysch strata with grey blue and grey-green muscovite shales (5—8 cm) and calcareous sandstones (3—10 cm). The thickness of these beds is 200—300 m. Over the thin-rhythmical flysch succession there is a medium- to gross-rhythmical flysch succession having a thickness of 100—200 m. It is made up of calcareous, fine-grained, dark-blue and light-grey sandstones, forming ledges of 80 cm to 5 m. Between them there are insertions of grey-green and grey-blue muscovitic shales and silty shales. The flysch strata consisting mainly of sandstones in the overlier of the Submenilitic Eocene type are considered by the author to belong to the basal part of the Zlín beds. The whole flysch succession under the Zlín beds represents Palaeocene to Lower Eocene, occasionally even part of the Middle Eocene.

The higher part of the Palaeogene — the Zlín beds — are, in comparison to the Zlín beds of the Rača series, relatively rather coarse grained. In contrast to the West Flysch Carpathians, one can note here a greater facial approximation between the Rača and Bystrica Zlín beds. The strongly calcareous sandstones, which are a diagnostic sign of the Bystrica-Zlín beds of the West Carpathians, disappear in this section of the Magura Flysch.

In their basal part the Zlín beds of the Bystrica facies form 0,5—1,80 m deep ledges of calcareous middle-grained sandstones, higher up fine-grained calcareous and quartzy-calcareous

glauconitic sandstones, with insertions or layers of dark-blue, pot-crumbly marls (marls from Lącko). Besides marls, there occur olive-green and grey-brown hard shales with scaly crumbling.

The thickness of the Zlín beds of the Bystrica facies on the territory of this country is estimated by the author to be 700—800 m. Their age may be described as Middle to (?) Upper Eocene.

The Kochanovce Facies

has developed to the south of the Bystrica facies; it differs from the Rača and Bystrica facies by a Higher Palaeogene development. The lower part of the Palaeogene has developed in Beloveža beds, which in their lithotypes are wholly identical with the Beloveža beds of the two foregoing facies. The upper part of the Palaeogene has developed in predominantly sandstone-conglomerate flysch beds of a thickness of over 1000 m.

The sandstones form here 1—5 m thick ledges, accompanied by fine- to middle-grained conglomerates. The conglomerates form either the more coarse-grained constituents of the lower parts of the sandstones or independent ledges up to a thickness of 3 m. The shales are grey-green, fine-grained, containing muscovite; their occurrence is only rudimentary. Going by the microfauna (S a m u e l 1958), the succession may be considered to belong to the Middle to Upper Eocene.

In the Šariš region of East Slovakia S t r á n i k Zd. and R o t h Zd. (1959) interpret the southern zones of the Magura Flysch in quite a different way. According to my opinion — what is acc. to S t r á n i k & R o t h involved from a genetical point of view into the Čerhov Mountains Unit — are two distinct stratigraphic-facial and tectonic units. The S t r á n i k ' s series s. s. of the Čerhov Mountains is a part of the Magura Flysch; it corresponds to our Kochanovce series. The so-called southern series s. l. of the Mountains Čerhovské pohorie are (l. c.), a palaeogene series of the Klippes zone and the continuation of the Beňatina flysch nortwesterly direction. Thus, A. M a t ě j k a ' s (1959) assertion that Klippes zones constitute the normal substratum of the Magura Palaeogene is, in this area, in obvious contradiction to actual facts.

Tectonics of Part Units of the Magura Flysch

The Rača Unit

The anticline zone of Pichné, accentuated in the Beloveža beds from Pichné as far as the place of its disappearance in the Cirocha valley, has the structural character of a tectonically intensely crushed and rolled-out anticline stripe.

The syncline zone of Stredný grúň. The Zlín beds of this stripe arise from the Beloveža beds of the anticline zone of Pichné. This synclinal has the character of an asymmetrical structure, overturned to SW.

The Ubľa anticline zone. To the east of Zubné along a dislocation line of the character of an uplift, extending to southeast, there appear gradually Beloveža beds, which form, towards Snina and Ubľa, a narrow anticline stripe. According to inclinations of the Beloveža beds the anticlinal has an uprighted to moderately towards SW overturned structure.

The Snina syncline zone extends in Zlín beds in a several kilometres wide belt to the south and southwest of the Ubľa anticline zone. As it is shown by the inclinations in the Zlín beds, the synclinal is overturned in a southwesterly direction. The considerable thickness of the Zlín beds in the syncline zone between Snina and the Ladomirov saddle is due in part to agglomeration of strata, as a result of lengthwise uplifts in the succession.

In the Ubľa — Uh section the Rača unit is probably finished off by the Ubľa anticline zone and the Snina syncline zone from the Magura Nappe as such.

The Bystrica Unit

To the south of the Rača unit there extends a tectonic line of higher order to the south of which there has developed the Bystrica (part) unit of the Magura Flysch, represented by a fold — by the sub-Vihorlat anticline zone and the Ladomirov syncline zone.

The sub-Vihorlat anticline zone has been described in the western part of the territory of this country by the author (Lešk o 1953) as an asymmetrical anticlinal overturned to the south, with sandstone strata of the Lower Part of Palaeogene in its core and with Beloveža beds on its wings. In the southeast this anticline zone is tectonically finished off by the fault line of the Bystrica unit towards northeast.

The Ladomirov syncline zone, developed near Ladomirov in Zlín beds of the Bystrica facies, appears at the beginning in a several hundred metres wide belt. Towards the southeast it grows into a 2—2,5 km wide belt, extending beyond the Czechoslovak frontier. This considerable development of the Zlín beds to southeast is due to an axial depression of the synclinal towards Soviet territory. In the section Ladomirov—Michaljov the synclinal is inclined to northeast, from Michaljov towards the USSR border it is, as shown by the inclinations of beds, overturned to southwest. The southern branch of the synclinal is overlapped from south by the Kochanovce unit.

The Kochanovce Unit

To the south of the Bystrica unit, with a facially different Upper Part of the Palaeogene, the Kochanovce unit has developed with several structures.

The anticline zone of Dúbrava appears at the surface with Beloveža beds at the foot of the Vihorlat to the east of Ladomirov. In the area between Dúbrava, and Ladomirov a composite anticlinal has developed through detailed folding of strata, with Beloveža beds in its middle and sandstone strata of higher parts of the Palaeogene in narrow syncline stripes at its border. According to inclinations of strata in single incline and anticline stripes, the whole anticlinorium is uprighted to overturned to southwest.

The Strihov syncline zone has developed in sandstone — shale and sandstone — conglomerate flysch strata of the Upper Part of the Palaeogene. To the northwest it is 1—1,5 km wide, towards southeast it narrows down until it probably completely dissappears in the valley of the river Uh on Soviet territory.

The anticline zone of Ruský Hrabovec. The Beloveža beds in this anticline zone have only a rudimentary development on its southern wing, while its core and northern wing are tectonically rolled out.

The syncline zone of Ruská Bystrá appears at the surface near Ruská Bystrá from under the andesite massive of the Vihorlat and continues to the southeast in a 3 km wide belt into Soviet territory. The inclination of sandstone — conglomerate and sandstone — shale strata of the Upper Part of Palaeogene in a direction of 110°—130° is predominantly 45°—80° to the southwest. The southern branch of the syncline zone is not developed, since it is overlapped from southwest by Beňatina flysch.

Owing to its axial elevation to the southeast, there appear more and more of the deeper-lying parts of the Kochanovce unit, and, diagonally to the Kochanovce—Bystrica dislocation line, its tectonical structures gradually disappear to the southeast.

On the territory of this country all the three part units of the Magura Flysch have the character of a shear nappe. This is testified by a slantwise cutting-off of the Zlín and Beloveža beds in their syncline and anticline zones along their dislocation lines.

The Northern and Southern Limits of the Magura Flysch

To the north the Magura Flysch overlaps, as a nappe, the southernmost unit of the outer, Krosno Flysch. The extent of its overlapping is confirmed by tectonical windows of the outer flysch in the more westerly regions of the Czechoslovak-Polish Carpathians (Smilno, Grybów and others) and by tectonical débris of the Magura formations (Kluczowa in Poland), far away from the present-day front of the Magura Nappe.

In one part of the territory under investigation the front of the Magura overlapping passes along the line Pichné—Snina—Klenová—Ubľa where the different constituents of the Krosno Flysch are overlapped by Beloveža or Zlín beds. At the southern vergence of the Dukla—Užok folds and the zone Miková—Snina the Zlín or Beloveža beds of the Rača unit are overlapped by different constituents of this flysch.

In the south a great part of the Magura Flysch, represented by the Kochanovce unit, is covered by andesite extrusions of the Vihorlat and Popričný. Only along the line of separation between the two massives near Podhorod and Beňatina do the southernmost stripes of the Magura Flysch appear at the surface. Here, the Kochanovce unit is in tectonical contact with the Beňatina flysh, overlapped by it from southwest.

Vulcanism

Some 3—6 km from the contemporaneous border of the andesite massive of the Vihorlat and Popričný there occur in the flysch zone isolated and dispersed andesite veins. These are vein-shaped intrusive bodies which, independently of the tectonics of flysch formations, appear at the surface in the surroundings of Ladomirov, Inovce and Podhorod. On contact with their sedimentary environment, for instance with Zlín beds, they contact-metamorphosize the Zlín shales in a thickness of 20—50 cm. In the andesite veins the tectonics of their flysh environment did not manifest itself. In the author's estimation they are of the Upper Pannonian Age. According to Fr. Fiala (1953) there are two kinds of intrusive andesites, namely 1. basaltoid pyroxeno-olivinic andesites and 2. pyroxenic andesites with pre-existing outcrops of amphibol.

Explanations to Enclosure 1

Tectonic map of the Magura Flysch to the north of the Vihorlat and Popričný (B. Lešk o)

A. Upper Part of the Palaeogene (1—3):

1. *Zlín beds of the Rača facies:* a) mighty sandstone strata;
2. *Zlín beds of the Bystrica facies:* a) more important sandstone-conglomerate strata; b) strata of the Submenilitic Eocene type under Zlín beds;
3. *sandstone-conglomerate flysch strata of the Kochanovce facies:* a) shale-sandstone strata;

B. Lower Part of the Palaeogene (4—5):

4. *Beloveža beds:* a) of the Rača, b) of the Bystrica, c) of the Kochanovce facies;
5. *basal palaeogene sandostnes;*
6. *andesites;*
7. *tectonic lines:* a) of local significance; b) of part units; c) border of the Magura Nappe and the Beňatina flysch;
8. direction, inclination and footwall of strata.

OTO FUSÁN

PRÍSPEVOK K STRATIGRAFII MEZOZOIKA BRANISKA A ČIERNEJ HORY

(Nemecké resumé)

Mezozoikum Braniska a Čiernej hory má jednotný vývin a je zoskupené do troch hlavných pruhov SZ—JV smeru. Prvým pruhom je severný okraj Braniska, ktorý R ö s i n g (1949) označuje ako *Lačnovská depresia* (Lačnov—Mulde). Druhé pásmo mezozoika tiahne sa severným okrajom Čiernej hory od údolia Torysy cez Ruské Peklany, Klenovec, pokračuje do okolia Hrabkova a do priestoru medzi Sľubicou a priesmykom Braniska. Tretie pásmo rozprestiera sa na juh od Hornádu medzi Kysakom a Ružínom, s kompletnejším vrstevným sledom pri styku s gemeridmi medzi Kavečanmi a Košickými Hámrami. Mezozoikum nie je v týchto troch pásmach všade kompletne vyvinuté. Väčšinou je tu zastúpený spodný, stredný až vrchný trias, miestami i súvrstvie jury.

S p o d n ý t r i a s

Spodný trias začína transgresívnymi kremencami, ktoré ležia buď na perme, karbóne alebo priamo na kryštalickom jadre. Na báze sú hrubozrnné, miestami až zlepencovité. Vo vyšších polohách stávajú sa strednozrnnými až jemnozrnnými a na mnohých miestach obsahujú vložky pestrých bridlíc. Bazálne časti bývajú masívne, vyššie polohy lavicovité. Sú rozšírené vo všetkých troch pásmach. Do nadložia prechádzajú do verfénskych vrstiev pozvoľna cez jemnozrnné kremence a kvarcitické až sericitické bridlice farby šedej alebo šedozelenej prípadne červenej. Vlastné verfénske vrstvy, pelitické pestré bridlice, sú vyvinuté len ojedinele a väčšinou chýbajú v dôsledku tektonického vytiahnutia, takže na kremencoch často leží stredný trias.

Stredný trias

Stredný trias je na Branisku a Čiernej hore zastúpený hlavne dolomitmi a len lokálne gutensteinskými vápencami. Gutensteinské vápence sú vyvinuté iba pri Šingliari a pri Vyšnom Slavkove. Sú to čierne lavicovité vápence s množstvom kalcitových žiliek. V ostatných pásmach sa gutensteinské vápence nevyskytujú a stredný trias začína dolomitmi, ktoré sú veľmi rozšírené vo všetkých troch pásmach. Väčšinou sú šedé, miestami tmavomodré bez zreteľnej vrstvovitosti nepravidelného rozpadu. Obsahujú miestami zvyšky krinoidov a rias. Na niektorých miestach sú lavicovité a medzi lavicami majú medzivrstvičky šedých ílovito-kremitých bridlíc alebo i vložky čiernych bridlíc. Takéto lavicovité dolomity s preplástkami bridlíc pozorovať pri bývalej stanici Košické Hámre, v zárezе cesty, pri Hrabkove v kameňolome, východne od Vyšného Slavkova a v údolí Hornádu pri vyústení Sopotnice. Tento vývoj porovnáva R ö s i n g (1949) s partnašským vývojom stredného triasu. Pri báze bývajú dolomity často tektonicky drvené, takže vznikli tektonické brekcie.

Vrchný trias

Vrchný trias je zastúpený lunzskými vrstvami, hauptdolomitom a keuprom. Lunzské vrstvy majú tu svoj obvyklý vývoj. Sú to sľudnaté, bridličnaté pieskovce striedajúce sa s čiernymi piesčitými bridlicami. Ich mocnosť je veľmi malá, obyčajne len niekoľko metrov, a vyskytujú sa veľmi zriedkavo. Vystupujú na Branisku severne od kopca Rudník (kóta 1027), južne od Hrabkova a v pásme Čiernej hory som ich zistil v okolí Vysokého vrchu (kóta 850) a v severnom okolí Košíc na južných svahoch Hradovej (kóta 465). Nad lunzskými vrstvami vystupuje hauptdolomit, ktorý sa nelíši od strednotriasových dolomitov a nemožno ho osobitne zmapovať na miestach, kde chýbajú lunzské vrstvy. Keuper je vyvinutý jedine na Branisku medzi priesmykom Braniska, kopcom Rudník (kóta 1027) a južne od Hrabkova. Je zastúpený hlavne dolomitmi a pestrými bridlicami, ktoré však často chýbajú. Pretože lunzské vrstvy a pestré bridlice keuperu sú vyvinuté veľmi ojedinele, vrchný trias je zastúpený len dolomitmi, ktoré nemožno oddeľovať od strednotriasových, a treba ich brať ako celok (stredno a vrchnotriasové).

Jura

Jura je v Branisku vyvinutá v okolí priesmyku, v Čiernej hore v okolí Hrabkova a v pásme pri styku s gemeridmi medzi Košickými Hámrami a Košicami. Pri južnom okraji Čiernej hory je jura najkompletnejšie vyvinutá v okolí Košických Hámrov. V údolí potoka Belej, od jeho ústia do Hornádu na ľavej strane môžeme pozorovať nasledujúci profil súvrstvím jury:

Nad triasovými dolomitmi ležia:

1. tmavé až čierne tenkovrstvovité sľudnaté vápence (mocnosť asi 25—30 m);
2. tmavé až šedé rohovcové vápence (rohovce do 1 cm) s preplástkami ílovitých bridlíc (mocnosť asi 20 m);
3. svetlé rohovcové vápence (rohovce do 1 cm) s preplástkami ílovitých bridlíc (mocnosť asi 30 m);
4. lavicovité biele ružovkasté vápence, čiastočne krinoidové (mocnosť 10—15 m);
5. biele kryštalické vápence s polohami ružových vápencov (so stopami krinoidov) (mocnosť asi 4—5 m);
6. šedohnedé bridlice s polohami svetlých, hnedastých, a zelenkastých vápencov (mocnosť 15—20 m);
7. lavicovité biele až ružovkasté, čiastočne krinoidové vápence (mocnosť asi 2 m);
8. šedé bridlice s polohami svetlých rohovcov a šedých vápencov (mocnosť asi 6—7 m);
9. svetlé (biele a žltkasté) kryštalické vápence (miestami so stopami krinoidov; mocnosť asi 20—25 m);
10. biele lavicovité vápence s lavicami ružových krinoidových vápencov (mocnosť asi 8 m);
11. lavicovité mramorovité biele vápence na plochách vrstvovitosti s preplástkami ílovitých bridlíc (do 1 cm), (mocnosť asi 5 m);
12. lavicovité, biele rohovcové vápence (rohovce 1—5 cm), (mocnosť asi 4 m);
13. svetlošedé, tenkovrstvovité, zelenkasté vápence s preplástkami bridlíc, ktoré miestami prevládajú (mocnosť asi 20 m);
14. lavicovité, svetlé, biele, žltkasté vápence (mocnosť asi 12 m);
15. tenkolavicovité svetlé až šedé vápence, lokálne s rohovcami a tenkými preplástkami bridlíc (mocnosť asi 30 m);
16. šedomodré tenkovrstvovité vápence s preplástkami bridlíc (mocnosť asi 25 m);
17. biele kryštalické vápence (mocnosť asi 8 m);
18. tenkovrstvovité šedé a zelenkasté vápence s preplástkami bridlíc (mocnosť asi 30 m);

Nie všetky uvedené stratigrafické obzory v profile pri Košických Hámroch sú stále, ale niektoré sa rýchle vykliňujú, zvlášť obzory bridličnaté. Asi jeden km východne od tohto profilu na severnej strane Bradla nachádzame tento profil:

Nad dolomitmi ležia:

1. tmavé až čierne tenkovrstvovité slienité vápence s preplástkami tmavých bridlíc;
2. tmavé doskovité (do 10 cm) vápence s preplástkami (do 1 cm) tmavých bridlíc;
3. šedé lavicovité vápence s rohovcami (do 2 cm);
4. lavicovité, šedé, ružové, žlté vápence s krinoidmi;
5. biele hrubokryštalické vápence;
6. biele a ružové krinoidové vápence;
7. hnedé lavicovité vápence s preplástkami bridlíc;
8. biele vápence s preplástkami zelenkastých bridlíc;
9. biele vápence s rohovcami (do 10 cm);
10. rohovce s polohami bielych vápencov.

Vo východnejšej časti Čiernej hory v okolí Spáleného vrchu a ďalej na východ sa faciálny vývoj jury zjednodušuje, a sú tu zastúpené tmavé, tenkovrstvovité, slienité vápence, tmavé a svetlé rohovcové vápence, krinoidové a biele kryštalické vápence.

Južne od priesmyku Braniska sú z jury zastúpené tmavé slienité vápence, svetlé rohovcové vápence a biele až ružovkasté vápence.

Stratigrafické rozpätie jurského súvrstvia nie je bezpečne stanovené. Paleontologicky je dokázaný lias pri Hrabkove (R ö s i n g 1949); na základe toho v ostatnej časti Čiernej hory k liasu patria tmavé až čierne tenkovrstvovité slienité vápence, tmavé a svetlé rohovcové vápence, prípadne niektoré krinoidové vápence. Vyššie členy ako kryštalické vápence miestami s rohovcami by patrili už vyšším členom jury. R ö s i n g (1949) uvádza z okolia Hrabkova a Braniska spodnú kriedu. Na Branisku však toto súvrstvie patrí skôr k liasu, a to k tmavým tenkovrstvovitým vápencom, ktoré sú tu silnejšie metamorfované. K spodnej kriede, neokomu by mohli patriť vrchné členy série, vyvinuté v profile pri Košických Hámroch.

Celá séria mezozoika Braniska a Čiernej hory má osobitný vývoj a je slabo metamorfovaná, zvlášť členy jurského súvrstvia. R ö s i n g (1949) rozdeľuje tunajšie mezozoikum na obalové, ku ktorému počíta spodný trias a na mezozoikum krížňanského príkrovu, ku ktorému počíta ostatný trias a juru. Oproti sérii krížňanského príkrovu sú tu však veľké rozdiely, najmä vo vývoji stredného a vrchného triasu (neprítomnosť väčšinou gutensteinských vápencov, rozdiely vo vývoji keupra), ktorý je zastúpený väčšinou dolomitmi, potom v sérii jury (ako neprítomnosť škvrnitých slieňov a odlišný vývoj vyšších členov). Pritom celá séria mezozoika má plynulý vývoj bez prerušenia a nepozorovať tu žiadne tektonické línie presunového charakteru. Takto sa nám javí celá séria mezozoika Braniska a Čiernej hory ako autochtónna, t. j. ako normálny obal kryštalinika. Vývojom ako i skutočnosťou, že je metamorfovaná (najmä jura) môžeme ju porovnať s mezozoikom na severnom svahu Nízkych Tatier, s krakľovskou zónou, ktorú opísal K e t t n e r (1927), a M a h e ľ (1959) ju prideľuje k západokarpatskej jednotke. Tým sa stavba Braniska a Čiernej hory podstatne zjednodušuje. Máme tu kryštalické jadro s jeho mezozoickým obalom, na ktorom sú miestami zachované zvyšky gemeridného nasunutia, napr. na Branisku v okolí priesmyku, kde gemeridný karbón a perm ležia na jure a v južnej časti Čiernej hory, najmä v okolí Spáleného vrchu. Na týchto miestach sa vyskytujú izolované kryhy gemeridného karbónu a permu na jure.

M l a d é b á z i c k é v y v r e l i n y

Pri mapovaní oblasti Spáleného vrchu venoval som zvláštnu pozornosť geologickému vystupovaniu dioritového telesa na Spálenom vrchu. Oblasť Spáleného vrchu (kóta 796) medzi Veľkou a Malou Ružínskou dolinou má zaujímavú stavbu. V údolí pri spojení veľkej a malej Ružínskej doliny vystupuje granit pásma Čiernej hory, na ňom leží perm, vyššie dolomity stredného a vrchného triasu, potom komplex jurskej série, začínajúcej tmavými tenkovrstvovitými čiernymi vápencami, vyššie tmavými a svetlými rohovcovými vápencami; na nich leží moc-

ná poloha bielych kryštalických vápencov s polohami krinoidových a rohovcových vápencov. Mezozoikum je mierne uklonené k juhu (10—20°). Na ňom leží skoro horizontálne presunutý karbón a perm gemeríd. Na vrchole Spáleného vrchu vystupuje v presunutom karbóne a perme menšie teleso dioritu. V minulých rokoch (1954) som tento diorit považoval za diferenciačný produkt granitov pásma Čiernej hory, ktorý by sa tu vyskytoval v tektonickej pozícii. Pri podrobnom šetrení vystupovania tohto dioritu som zistil, že kontaktne metamorfuje bridlice karbónu a permu (kontaktné rohovce), teda že jeho pozícia nie je tektonická, ale že intrudoval na mieste. Keď berieme do úvahy, že tunajší karbón a perm boli v alpínskom orogéne presunuté, intrúzia mohla nastať až po ich presunutí. Na druhej strane valúnový materiál tohto dioritového telesa bol zistený (Šalát 1954) v eocénnych zlepencoch pri Margecanoch. Z toho vyplýva, že intrúziu dioritu možno zaradiť do obdobia vrchnej kriedy. Podobné dioritové horniny sa vyskytujú na severnom okraji Nízkych Tatier, ktorých geologickú pozíciu bude ešte potrebné preskúmať a petrograficky spracovať. Petrografickým spracovaním týchto hornín sa t. č. zaoberá Šalát.

LITERATÚRA

[1] Štúr D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz, Jb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1869, XIX Bd. — [2] Rösing F. 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Zeitschrift d. Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 99, 1947, Berlin 1949. — [3] Fusán O. — Záruba Q. — Hromada K. 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdia vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geologické práce, Geotechnika 7. Bratislava 1954. — [4] Fusán O., 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geologické práce — Zprávy 12, Bratislava 1958.

OTO FUSÁN

BEITRAG ZUR STRATIGRAPHIE DES MESOZOIKUMS DER GEBIRGE BRANISKO UND ČIERNA HORA

Das Mesozoikum der Gebirge Branisko und Čierna hora besitzt eine einheitliche Entwicklung und ist in drei NW—SO streichende Hauptzüge gruppiert. Der erste Zug ist der nördliche Rand des Gebirges Branisko. Der zweite Zug des Mesozoikums zieht sich längs des nördlichen Randes des Gebirges Čierna hora, von dem Torysa-Tal über Ruské Pekľany, Klenovec und setzt in die Umgebung von Hrabkovo und in den Raum zwischen Slubica und dem Branisko-Pass fort. Der dritte Zug breitet sich südlich von dem Hornád-Fluss, zwischen Kysak und Ružín aus.

Die Untertrias beginnt mit den transgressiven Quarziten, die in das Hangende, in die Werfener Schichten übergehen. Der Übergang in die Werfener Schichten ist allmählich und geschieht durch die feinkörnigen Quarzite und durch die grauen oder graugrünen, bzw. roten quarzitischen bis serizitischen Schiefer. Die eigentlichen Werfener Schichten, pelitische bunte

Schiefer, sind nur vereinzelt entwickelt und meistenteils fehlen sie infolge der tektonischen Auswalzung, so dass die Mitteltrias oft auf den Quarziten liegt.

Die Mitteltrias ist in den Gebirgen Branisko und Čierna hora hauptsächlich durch die Dolomite und bloss lokal durch die Gutensteiner Kalke repräsentiert. Die Dolomite enthalten stellenweise Überreste der Crinoiden und Algen. An manchen Stellen sind sie bankig und zwischen den Bänken kommen Zwischenschichtchen grauer, tonig-quarziger Schiefer, oder auch Einlagen schwarzer Schiefer vor.

Die Obertrias ist durch die Lunzer Schichten, durch den Hauptdolomit und Keuper repräsentiert. Die Lunzer Schichten sind durch ihre übliche Entwicklung vertreten. Ihre Mächtigkeit ist klein, gewöhnlich bloss einige Meter und sie kommen sehr selten vor. Über den Lunzer Schichten tritt der Hauptdolomit auf. Der Keuper ist bloss auf dem Branisko, zwischen dem Branisko-Pass und dem Berge Rudník (Kote 1027) und südlich von Hrabkovo entwickelt. Er wird hauptsächlich durch Dolomite und bunte Schiefer vetreten. Die bunten Schiefer oft jedoch fehlen und bloss die Dolomite sind entwickelt. Da die Lunzer Schichten, sowie die keuperischen bunten Schiefer sehr vereinzelt entwickelt sind, ist die Obertrias bloss durch die Dolomite vertreten, die man von den mitteltriadischen Dolomiten nicht unterscheiden kann, deshalb muss man sie in einen Komplex, als mittel- und obertriadische Dolomite einbegreifen.

Im Gebirge Branisko ist der Jura in der Umgebung des Passes, im Gebirge Čierna hora in der Umgebung von Hrabkovo und im Zuge am Kontakt mit den Gemeriden, zwischen Košické Hámry und Košice entwickelt. Paläontologisch wurde bloss der Lias aus der Umgebung von Hrabkovo erwiesen (Rösing 1949). Am südlichen Rand des Gebirges Čierna hora ist der Jura in der Umgebung von Košické Hámry am vollständigsten entwickelt. In dem Tal des Belá-Baches, von seiner Einmündung in den Hornád-Fluss, kann man auf der linken Seite folgendes Profil der Juraschichten beobachten:

Über den triadischen Dolomiten liegen:

1. Dunkle bis schwarze, dünnschichtige glimmerige Kalke (cca 25—30 m mächtig).
2. Dunkle bis graue Hornsteinkalke (Hornsteine bis 1 cm gross) mit Einlagen toniger Schiefer (cca 20 m mächtig).
3. Lichte Hornsteinkalke (Hornsteine bis 1 cm gross) mit Einlagen toniger Schiefer (cca 30 m mächtig).
4. Weisse, rosenfarbige, teilweise crinoidenhaltige Bankkalke (10—15 m mächtig).
5. Weisse kristalline Kalke mit Lagen rosenfarbiger Kalke (mit den Spuren von Crinoiden). cca 4—5 m mächtig.
6. Graubraune Schiefer mit Lagen lichter, bräunlicher und grünlicher Kalke (15—20 m mächtig).
7. Weisse bis rosenfarbige, teilweise crinoidenhaltige Bankkalke (cca 2 m mächtig).
8. Graue Schiefer mit Lagen lichter Hornsteine und grauer Kalke (cca 6—7 m mächtig).
9. Lichte (weisse und gelbliche) kristalline Kalke (stellenweise mit den Spuren von Crinoiden), cca 20—25 m mächtig.
10. Weisse Bankkalke mit den Bänken rosenfarbiger Crinoidenkalke (cca 8 m mächtig).
11. Marmorartige, weisse Bankkalke, auf den Schichtflächen mit Einlagen toniger Schiefer (bis 1 cm), cca 5 m mächtig.
12. Bankige, weisse Hornsteinkalke (Hornsteine 1—5 cm gross), cca 4 m mächtig.
13. Dünnschichtige, lichtgraue, grünliche Kalke mit den stellenweise vorherrschenden Schiefereinlagen (cca 20 m mächtig).
14. Lichte, weisse, gelbliche Bankkalke, cca 12 m mächtig.
15. Dünnbankige, lichte und graue Kalke, lokal hornsteinhaltig und mit dünnen Einlagen der Schiefer (cca 30 m mächtig).
16. Graublaue, dünnschichtige Kalke mit Schiefereinlagen (cca 25 m mächtig).

17. Weisser, kristalliner Kalk (cca 8 m mächtig).

18. Dünnschichtige, graue und grünliche Kalke mit Schiefereinlagen (cca 30 m mächtig).

Nicht alle angeführte stratigraphische Horizonte in dem Profil bei Košické Hámry sind beständig, sondern sie keilen rasch aus, besonders die schieferigen Horizonte.

Im östlicheren Teil des Gebirges Čierna hora vereinfacht sich die fazielle Entwicklung des Juras und es werden da dunkle, dünnschichtige, mergelige Kalke, dunkle Hornsteinkalke, lichte Hornsteinkalke, Crinoidenkalke und weisse kristalline Kalke vertreten.

Die stratigraphische Spannweite der Juraschichten wurde nicht verlässlich festgestellt. Paläontologisch wurde der Lias bloss bei Hrabkovo erwiesen (Rösing 1949). Es ist jedoch wahrscheinlich, dass hier der ganze Jura, bzw. die Unterkreide vertreten ist.

Die ganze mesozoische Serie der Gebirge Branisko und Čierna hora besitzt eine individuelle Entwicklung und ist schwach metamorphiert, besonders die Glieder der Juraschichten.

Das Mesozoikum der Gebirge Branisko und Čierna hora ist autochthon, d. h. es stelt eine normale Hülle des Kristallinikums dar, auf der stellenweise die Überreste der gemeriden Aufschiebung erhalten sind.

J u n g e b a s i s c h e E r g u s s g e s t e i n e. Im Gebirge Čierna hora, auf dem Berg Spálený vrch (Kote 796) tritt ein junger Dioritkörper auf, der das überschobene Karbon und Perm kontaktmetamorphiert. Das Karbon und Perm wurden während des alpidischen Orogens überschoben und die Intrusion des Diorites ist erst nach dieser Überschiebung eingetreten. Das Geröllmaterial dieses Diorites befindet sich schon in den eozänen Konglomeraten. Daraus folgt, dass man das Alter des Diorites in den Zeitraum der Oberkreide legen kann.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. N á v a r a.

JÁN BYSTRICKÝ

NIEKOĽKO POZNÁMOK O JURE SLOVENSKÉHO KRASU

(Nemecké resumé)

Úvod

Na rozdiel od mohutne vyvinutého triasu je jura v Slovenskom krase zastúpená iba vo forme ojedinelých a malých šupín vystupujúcich najčastejšie na mohutných tektonických líniách. Tieto útržky jury, predstavujúce dnes jediné relikty pôvodne rozsiahlej a na vrchnom triase transgresívne spočívajúcej pokrývky, ušetrené pred denudáciou, boli doteraz v Slovenskom krase známe len z dvoch lokalít: lias z Drienkovej hory* pri Drnave a Kováčovej, a vrchná jura pri Budikovanoch. Ich štúdiu sa však venovala len malá pozornosť. Preto aj literárne dáta o jure Slovenského krasu, opierajúce sa o jej výskyt na Drienkovej hore, sa veľmi rozchádzajú. Časté rozpory o stratigrafickom začleňovaní jednotlivých jej vrstiev a o ich pozícii vo vrstevnom slede sa pochopiteľne odrážajú aj v rôznych paleogeografických uzáveroch a tektonických interpretáciách.

Zistenie nového výskytu vrstiev liasu v doline Miglinc (založenej na východnom pokračovaní tektonickej štruktúry, na ktorú sa viaže pri Drnave vystupovanie liasu Drienkovej hory) a korelácia oboch týchto výskytov mi umožňuje doplniť doterajšie poznatky o jure Slovenského krasu a prispieť tým aj k objasneniu tektonickej stavby Drienkovej hory.

Všetky doterajšie poznatky o jure Slovenského krasu opierajú sa o jej výskyt na Drienkovej hore pri Drnave (Bleskový prameň, Kornalipské sedlo), známy okrem toho aj vystupovaním „kössenských vrstiev" s bohatou miešanou vrchnonoricko-rétickou faunou brachiopódov, lamelibranchiátov a cefalopódov. Stürzenbaum (1879), ktorý túto lokalitu opísal ako prvý, uvádza z liasu len červené krinoidové vápence hierlatského vývinu. Podľa neho majú vystupovať medzi jeho „kössenskými" a verfénskymi vrstvami.

Neskoršie sa Vigh (in Rozlozsnik 1935) zmieňuje už aj o tmavých vápnitých slieňoch s tmavými rohovcami, do istej miery podobných škvrnitým

* V mape Drieňovec. Tento termín nepoužívam pre paralelnosť s názvom obce Drienovec, čo by mohlo viesť k zámene.

slieňom zo SZ Karpát. O ich veku sa však nevyjadruje. K liasu (spodnému a strednému) začleňuje iba červené vápence adnetského vývinu na báze s brekciami.

Andrusov a Šuf (1936) konštatujú lias opäť len v brekciovitých vápencoch hierlatského vývinu, a súvrstvie pestrých radiolaritov, podľa Böckha (1907) liasové, pokladajú na základe analógie s vonkajšími pásmami slovenských Karpát za abysopelity dogeru až spodného malmu. Tmavé, čiastočne škvrnité slienité vápence pokladajú s určitou rezervou za vyšší ladin (ekvivalent niva reiflingských vápencov severnejších pásiem Karpát). Na rozdiel od Vigha, ktorý ich pozíciu udáva medzi tmavými vápencami najvyššieho noru („kössenskými vrstvami" — Stürzenbauma) a brekciami spodného liasu, citujú ich z priameho podložia svetlých, podľa nich ladinských vápencov Drienkovej hory a z tektonického nadložia pestrých radiolaritov. Otázku veku tohto súvrstvia neobjasnilo ani neskoršie mapovanie tejto oblasti. Podľa Andrusova (1953) môže patriť k bazálnej časti vrchného triasu, vyššiemu liasu, respektíve môže ísť aj o ekvivalent partnachských vrstiev Álp, teda o ladin v „rudabánskom vývine". Konkretnejšie zmieňuje sa len o červených vápencoch liasu, ktoré podľa amonitov začleňuje k lotaringu až domeru.

K názoru o ladinskom veku tmavých slienitých vápencov a pestrých radiolaritov viedla Andrusova nielen neočakávaná fácia v jure Slovenského krasu, ale hlavne údajný výskyt ladinskej *Posidonia wengensis* (oznámený mu Vadászom; viď Andrusov—Kováčik 1955; Andrusov 1956).

Homola (1951) nerešpektujúc paleontologické dáta Andrusova pokladá vápencové brekcie, červené krinoidové vápence i červené čiastočne hľuznaté vápence za „najvyšší trias alebo juru". Brekcie na báze liasu neznamenajú podľa neho novú transgresiu jury, ale — podobne ako zlepence od Drienovca a Moldavy nad Bodvou — sú to regresívne zlepence, ktorými „definitívne končí" sedimentácia mezozoika Slovenského krasu bez stratigrafického prerušenia medzi triasom a jurou. Pestré radiolarity zahrňuje Homola totiž k verfénskym vrstvám a o škvrnitých slienitých vápencoch sa vôbec nezmieňuje.

Ako vidieť z uvedených literárnych dát, vrstevný sled súvrstvia, ktoré vystupuje na JZ úpätí Drienkovej hory medzi jej svetlými i šedými vápencami vrcholovej časti a pestrým pieskovcovo-bridličnatým súvrstvím spodného triasu južnejšej jednotky, sa uvádza veľmi rozdielne. Rozpory sa najmarkantnejšie prejavujú v rôznych názoroch na vek a pozíciu tmavých slienitých vápencov, ktoré Andrusov (1953) v profile Drienkovou horou kreslí spolu so šedými vápencami vrchného noru ako podložie „wettersteinských vápencov" a ako nadložie pestrých radiolaritov. Táto ich pozícia medzi vrchným triasom a liasom má svedčiť o veľmi komplikovanej tektonike Drienkovej hory, ktorá sa vytvorila presunutím svetlých vrchnotriasových vápencov od juhu až na paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria.

Moje pozorovania sú do značnej miery v rozpore s touto interpretáciou stavby Drienkovej hory, i s názorom o ladinskom veku tmavých slienitých vápencov a pestrých radiolaritov. Všetky súvrstvia, vystupujúce na JZ úpätí Drienkovej hory medzi Bleskovým prameňom a Kornalipským sedlom, majú smer SZ—JV a skláňajú sa k JZ. Smerom od podložia k nadloží možno zistiť tento sled vrstiev:

1. svetlé masívne vápence budujúce hlavnú masu Drienkovej hory. Na hrebeni severnejšie od Kornalipského sedla obsahujú veľké megalodonty, početné gastropódy a ojedinelé korály. I keď ich presné stratigrafické začlenenie nie je zatiaľ možné, o ich vrchnotriasovom veku nemožno pochybovať;
2. šedé, miestami aj tmavšie celistvé vápence s nepravidelne rozloženými šošovkami šedých krinoidových vápencov v najvyššej časti. Posledné obsahujú známu vrchnonorickú faunu amonitov a brachiopódov (Bleskový prameň);
3. šedé, zväčša ale najmä červené krinoidové vápence hierlatského vývinu s početnými belemnitmi. Na ich báze sú obyčajne vápencové brekcie;
4. červené, ružové, čiastočne hľuznaté vápence s početnými amonitmi a belemnitmi — adnetský vývin;
5. tmavé až čierne, lavicovité slaboškvrnité slienité vápence s polohami slienitých bridlíc;
6. pestré, zväčša červené až červenohnedé radiolarity s preplástkami červených ílovitých bridlíc.

Vrstvy ad 1 a 2 sú navzájom spojené prechodmi. O ich vrchnotriasovom veku aspoň ich najvyššej časti, nemožno pochybovať. Či v ich spodnejších partiách vystupujúcich na povrch na severnom svahu Drienkovej hory je zastúpený aj stredný trias, som nezistil. Pomer medzi vrstvami ad 3 a 4 je taktiež veľmi intímny. Laterálne i vertikálne prechody dokonca znemožňujú ich kartografické vymedzenie. Adnetský vývin miestami vystupujúci v zreteľnom nadloží vápencov hierlatského vývinu niekde spočíva priamo na bazálnych brekciách a môže zastupovať aj vývin hierlatských vápencov. Vrstvy ad 5 vystupujú v nadloží pestrých vápencov liasu, s ktorými sú späté prechodom, vo forme lavíc celistvých i krinoidových vápencov v bazálnej časti. Pestré radiolarity sa značne líšia od radiolaritov meliatskej série a od pestrého súvrstvia spodného triasu iných oblastí Slovenského krasu nielen faciálnym vývinom, ale aj svojou pozíciou. Preto je veľmi pravdepodobné, že patria k jure (nateraz bez presnejšieho začlenenia).

S vyššie uvedeným súvrstvím liasu Drienkovej hory sa celkom zhoduje aj lias údolia Miglinc, kde je reprezentovaný malou šupinou vynárajúcou sa spod spodného triasu. Jediný rozdiel je v absolútnom nedostatku bazálnych brekcií a červených krinoidových vápencov hierlatského vývinu. Zastúpenie pestrých radiolaritov je nateraz sporné pre nedostatok vhodných odkryvov. Ak si však uvedomíme, že šupina liasu sa nachádza vo veľmi silne stlačenej zóne komplikovanej mladšími pozdĺžnymi prešmykmi, je neprítomnosť týchto členov na dnešnom povrchu pochopiteľná. Aj tu v nadloží červených i ružových slienitých hľuznatých vápencov adnetského vývinu (veľmi bohatých na amonity) vystupuje súvrstvie šedých až čiernych slienitých lavicovitých vápencov a slieňov s ojedinelými spongiovými rohovcami, v ktorom sa mi podarilo nájsť formu *Nautilus*.

Celkovú pozíciu šupiny liasu v doline Miglinc, ktorú zistil pri geologickom prieskume tejto oblasti Žabka (r. 1957), znázorňuje priložená mapová skica.

Z dôvodov, ktoré som už uviedol, predpokladám, že vrstvy ad 3—6 predstavujú jedno súvrstvie spočívajúce transgresívne na vrstvách ad 1 resp. 2. Hoci až do spracovania paleontologického materiálu nemôžem podať podrobné stratigrafické začlenenie jednotlivých vrstiev, vystupovanie tmavých slienitých vápencov a bridlíc v normálnom nadloží pestrých vápencov liasu dostatočne vyvracia doterajší názor o ich ladinskom veku. Údajný výskyt ladinskej formy *Posidonia wengensis* je veľmi pochybný a bude potrebné preskúmať, či nejde o chybné určenie, zapríčinené zlým stavom zachovania už i tak ťažko identifikovateľných drobných posidónií.

Sled vrstiev v poradí ako som ho uviedol, nie je v oblasti Drienkovej hory všade úplný. Neprítomnosť niektorých členov, i opakovanie celého súvrstvia sú odrazom zložitej tektoniky. Nič však nenasvedčuje tomu, že jura Drienkovej hory sa ponára pod komplex triasových vápencov. Naopak, tvorí ich normálne nadložie. Svetlé i šedé vápence triasu Drienkovej hory možno pokladať za mohutnejšiu transverzálnu eleváciu najsevernejšej tektonickej jednotky Slovenského krasu, na ktorú sa od juhu nasunul spodný trias južnejšej jednotky.

Jura SZ svahu Drienkovej hory končí v Kornalipskom sedle na priečnej dislokácii. Jej pokračovanie smerom na východ sa preto nachádza asi o 500 m severnejšie s podobným vrstevným sledom ako pri Kornalipskom sedle, t. j. bez tmavých slienitých vápencov, a znova v nadloží svetlých vápencov triasu.

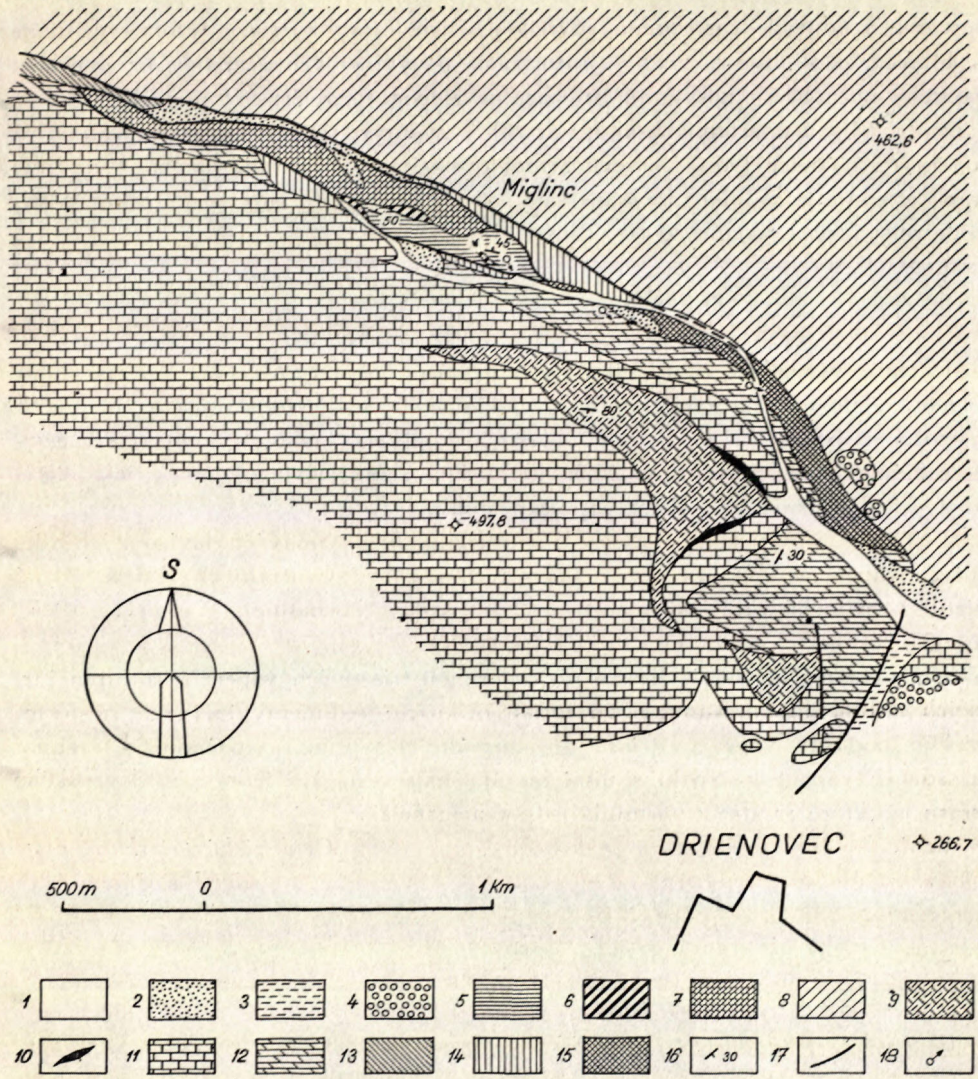
Ďalšie výskyty jurských sedimentov poznáme až z južnejších oblasti Slovenského krasu, z údolia rieky Muráň južne od Meliaty a od Budikovan.

Južne od Meliaty vystupujú na tektonickej línii približne Z—V smeru (oddeľujúcej komplex svetlých vápencov triasu Kormony od meliatskej série a od pestrého pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu) malé útržky červených i ružových krinoidových vápencov, sčasti brekciovitých, ktoré sa svojím vývinom zhodujú s vápencami hierlatského typu od Bleskového prameňa pri Drnave. Okrem ojedinelých belemnitov (južné úpätie Guba tető) som v nich žiadne skameneliny nenašiel. Mám zato, že aj tu ide o relikty bazálnych vrstiev liasu spočívajúcich transgresívne na svetlých vápencoch Kormony najpravdepodobnejšie vrchnotriasového veku.

Pri Budikovanoch sa súvrstvie vápencov, ktoré považoval už Foeterle (1867) za jurské, svojou fáciou ani vekom nezhoduje ani s jedným z doteraz známych súvrství jury Slovenského krasu. Vápence sú lavicovité, spodnejšie časti ružové, vyššie svetlošedé a obsahujú hľuzky ružových i šedých rohovcov. Najvyššiu ich časť tvoria svetlošedé brekciovité vápence.

Podľa podrobných mikrofaciálnych rozborov Markovej (1959) ide o súvrstvie vyššej jury až titón-neokomu.

Pretože ide o malý a izolovaný odkryv vynárajúci sa spod bazálnych členov



Obr. 1. Náčrt geologických pomerov.

Vysvetlivky: 1. Aluvialné náplavy; — 2. svahové hliny; — 3. „uhľonosná séria" (sliene, íly); — 4. vápnité zlepence — vrchná krieda v goss. vývine; — 5. tmavošedé až tmavé lavicovité slinité vápence s ojedinelými rohovcami — lias; — 6. ružové i červené hľuznaté vápence (adnetské) s amonitmi — lias; — 7. šedé i tmavšie hrubolavicovité až masívne vápence s červenými fľakmi a závalkami červených kalových vápencov — vrchný trias?; — 8. wettersteinské vápence s *Teutloporella herculea* — ladin; — 9. tmavošedé lavicovité vápence s rohovcami, miestami s preplástkami slienitých bridlíc — spod. ladin; — 10. ružové i svetlé celistvé slabohľuznaté vápence — ilýr; — 11. svetlé vápence wettersteinského typu — stredný a vrchný anis — ladin; — 12. tmavé lavicovité vápence (gutensteinské) — spodný anis; — 13. šedé, žlto vetrajúce slienité bridlice a doskovité vápence — kampil; — 14. pestré bridlice, a pieskovce, s bazickými vulk. hornaninami; — 15. biele mramorovité vápence neznámeho veku; — 16. smer a sklon vrstiev; — 17. tektonické línie; — 18. prameň.

terciéru, spodnejšie časti tohto súvrstvia a ich vzťah k triasu, ktorý vystupuje v blízkom okolí, nie je známy. Informácie o vývine týchto vrstiev na dnešnom povrchu neznámych poskytujú len bazálne zlepence terciéru, ktoré podľa Markovej (1. c.) miestami obsahujú až 80 % valúnov rôznych jurských vápencov, z ktorých polovicu tvoria červené krinoidové vápence. Ich mikrofaciálne štúdium však ešte nie je natoľko dôkladné, aby nám mohlo podať ucelenejší obraz o vývine celej jury a spodnej kriedy Slovenského krasu.

Súhrn

1. Naše výsledky potvrdzujú pôvodný názor Andrusova, že po hiáte v réte (a snáď aj na začiatku liasu) pokračovala sedimentácia počas celej jury, a možno i spodnej kriedy, v celej oblasti Slovenského krasu. Homolov názor, že sedimentácia v Slovenskom krase definitívne skončila vo vrchnom triase regresívnymi zlepencami, sa ukázal úplne nesprávny.

2. V jure Slovenského krasu je zastúpená aj fácia tmavých lavicovitých slienitých vápencov a bridlíc typu „škvrnitých slieňov" Centrálnych Karpát, ktorú zistil v predchádzajúcich rokoch v Stratenskej hornatine Maheľ (1957) a v Muránskej plošine Bystrický (1959).

3. Drienkova hora pri Drnave nie je kryhou triasových vápencov a šupín jurských sedimentov presunutou vo forme príkrovu; sedimenty jury nie sú tektonickým podložím vápencov triasu, ale normálnym a primárnym nadložím vrchnotriasových vápencov. Spolu s nimi budujú najsevernejšiu jednotku Slovenského krasu, na ktorú sa strmo nasunula jednotka južnejšia.

Geologický prieskum, n. p.
závod Rožňava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1956: Stav výskumu slovenských druhohôr. Geol. sbor. SAV, VII., Bratislava. — [2] Andrusov D. — Šuf J., 1936: Stratigrafie a tektonika severního okraje Silické planiny na Slovensku. Čas. „Bratislava", Bratislava. — [13] Andrusov D. — Kováčik J., 1955: Skamenéliny karpatských druhohôr. Časť. II. Geol. sbor. SAV, VI, Bratislava. — [4] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XVIII, Praha. — [5] Maheľ M., 1957: Geologia Stratenskej hornatiny. Geol. práce GÚDŠ, č. 48. Bratislava. — [6] Marková M., 1959: Výskyt valúnov jury v terciérnych zlepencoch na juhozápadnom okraji Juhoslovenského krasu. Geol. práce GÚDŠ, Zoš. 55, Bratislava. — [7] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geol. hung. 5., Budapest.

JÁN BYSTRICKÝ

EINIGE BEMERKUNGEN ZUM JURA DES GEBIRGES SLOVENSKÝ KRAS

Aus den Literaturangaben (1, 2, 3, 4, 7) ist zu ersehen, dass die Schichtenfolge, die am südwestlichen Fuss des Berges Drienkova hora, zwischen seinen lichten und grauen Kalken des Scheitelteiles und den bunten sandsteinig-schieferigen untertriadischen Schichten der südlicheren Einheit auftritt, sehr unterschiedlich angeführt wird. Die Widersprüche zeigen sich am markantesten in verschiedenen Anschauungen auf das Alter und die Position der dunklen mergeligen Kalke, die Andrusov (1953) in dem Profil des Berges Drienkova hora zusammen mit den obernorischen grauen Kalken als Liegendes der „Wettersteinkalke" und Hangendes der bunten Radiolarite zeichnet. Diese ihre Position zwischen der Obertrias und dem Lias soll von der sehr komplizierten Tektonik des Berges Drienkova hora zeugen, der durch die Überschiebung seiner lichten, obertriadischen Kalke vom Süden bis auf das Paläozoikum des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie entstanden ist.

Meine Beobachtungen stehen mit dieser Interpretation des Baues des Berges Drienkova hora und mit der Anschauung über das ladinische Alter der dunklen mergeligen Kalke und bunter Radiolarite im beträchtlichen Masse im Widerspruch. Alle am südwestlichen Fuss des Berges Drienkova hora auftretenden Schichten zwischen der Quelle Bleskový prameň und dem Sattel Kornalipské sedlo besitzen ein NW—SO Streichen und SW Fallen. Vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend, kann man folgende Schichtenfolge feststellen:

1. Lichte, massive Kalke, die die Hauptmasse des Berges Drienkova hora bauen. Auf dem Kamm, nördlicher von dem Sattel Kornalipské sedlo, enthalten sie grosse Megalodonten, zahlreiche Gastropoden und vereinzelte Korallen. Wenn auch ihre genaue stratigraphische Eingliederung vorläufig unmöglich ist, kann man ihr obertriadisches Alter nicht bezweifeln.
2. Graue, stellenweise auch dunklere, kompakte Kalke mit unregelmässig ausgebreiteten Linsen grauer Crinoidenkalke im obersten Teil. Die letztgenannten enthalten die bekannte obernorische Fauna der Ammoniten und Brachiopoden (Bleskový prameň).
3. Graue, grösstenteils aber rote Crinoidenkalke der Hierlatz-Entwicklung, mit zahlreichen Belemniten. An ihrer Basis kommen gewöhnlich Kalkbrekzien vor.
4. Rote, rosenfarbige, teilweise knollige Kalke mit zahlreichen Ammoniten und Belemniten — Adnether Entwicklung.
5. Dunkle bis schwarze, schwach fleckige, mergelige Bankkalke mit Lagen mergeliger Schiefer.
6. Bunte, grösstenteils rote bis rotbraune Radiolarite mit Einlagen toniger Schiefer.

Die Schichten No 1 und 2 hängen gegenseitig durch Übergänge zusammen. An ihrem obertriadischen Alter, wenigstens ihres obersten Teiles kann man nicht zweifeln. Ob in ihren unteren Partien, die auf dem Nordhang des Berges Drienkova hora auf die Erdoberfläche auftreten, auch Mitteltrias vertreten ist habe ich nicht festgestellt. Die Schichten No 3 und 4 sind gleichfalls innig sehr verbunden. Die lateralen und vertikalen Übergänge machen ihre kartographische Begrenzung ganz unmöglich. Die Adnether Entwicklung, die stellenweise im klaren Hangenden der Hierlatz-Kalke auftritt, ruht anderswo direkt auf den basalen Brekzien und kann auch die Entwicklung der Hierlatz-Kalke vertreten. Die Schichten No 5 treten im Hangenden der liassischen bunten Kalke auf, mit denen sie durch einen Übergang, der sich im basalen Teil durch die Bänke kompakter und crinoidenhaltiger Kalke äussert, zusammenhängen. Die bunten Radiolarite unterscheiden sich bedeutend von den Radiolariten der Meliata-Serie und von den untertriadischen Schichten anderer Gebiete des Gebirges Slovenský kras nicht nur durch die fazielle Entwicklung, sondern auch durch die Position. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass sie dem Jura, derzeit ohne genauere Eingliederung angehören.

Mit den obenerwähnten liassischen Schichten des Berges Drienkova hora stimmt vollkommen auch der Lias des Miglinc-Tales überein, wo er durch kleine, unter der Untertrias hervor-

tretende Schuppe repräsentiert wird. Der einzige Unterschied besteht nur in der Abwesenheit der basalen Brekzien und der roten Crinoidenkalke der Hierlatz-Entwicklung. Die bunten Radiolarite konnten derzeit wegen Mangel an entsprechenden Aufschlüssen nicht festgestellt werden. Wenn wir jedoch berücksichtigen, dass sich die liassische Schuppe in einer sehr stark zusammengepressten, durch jüngere Längsüberschiebungen komplizierten Zone befindet, ist die Abwesenheit dieser Glieder auf der heutigen Erdoberfläche begreiflich. Auch da, im Hangenden der roten und rosenfarbigen, mergeligen Knollenkalke der Adneth-Entwicklung (bedeutend reich an Ammoniten) tritt die Schichtengruppe grauer bis schwarzer, mergeliger Bankkalke und der Mergel auf, mit vereinzelten Spongienhornsteinen, in denen es mir gelungen ist einen *Nautilus* zu finden.

Die Gesamtposition der liassischen Schuppe im Miglinc-Tal, die bei der geologischen Untersuchung dieses Gebietes Žabka (im J. 1957) festgestellt hat, stellt die von mir zusammengestellte Kartenskizze dar.

Aus den angeführten Gründen bin ich der Ansicht, dass die Schichten No 3—6 eine auf den Schichten No 1, rep. 2 transgressiv ruhende Schichtengruppe darstellen. Wenn auch bis zur Verarbeitung des paläontologischen Materials ich keine eingehende stratigraphische Eingliederung einzelner Schichten bringen kann, das Auftreten der dunklen, mergeligen Kalke und Schiefer im normalen Hangenden der liassischen, bunten Kalke widerlegt genügend die Anschauung über ihr ladinisches Alter. Das vermeintliche Vorkommen der ladinischen Form *Posidonia wengensis* ist sehr zweifelhaft und es wird eine Revision notwendig sein, ob es sich vielleicht nicht um eine fehlerhafte Bestimmung handelt, die durch die schlechte Erhaltung der sowieso schwer identifizierbaren, kleinen Posidonien verursacht wurde.

Die Schichtenfolge in der Reihenfolge, wie ich sie angeführt habe, ist im Gebiete von Drienkova hora nicht überall vollständig. Die Abwesenheit mancher Glieder, sowie die Wiederholung der ganzen Schichtenfolge, ist als Folge der komplizierten Tektonik anzusehen Nichts zeugt jedoch davon, dass der Jura des Berges Drienkova hora unter den Komplex der triadischen Kalke taucht. Im Gegenteil, er bildet ihr normales Hangende. Die lichten und grauen triadischen Kalke des Berges Drienkova hora kann man als eine mächtigere transversale Elevation der nördlichsten tektonischen Einheit des Gebirges Slovenský kras betrachten, auf die sich vom Süden die Untertrias der südlicheren Einheit aufgeschoben hat.

Der Jura des SW-Hanges des Berges Drienkova hora endet im Sattel Kornalipské sedlo auf der Querdislokation. Seine Fortsetzung in östlicher Richtung befindet sich deshalb cca 500 m nördlicher, mit der Schichtenfolge des Sattels Kornalipské sedlo, d. h. ohne dunkle mergelige Kalke und wiederum im Hangenden der triadischen lichten Kalke.

Weitere Vorkommen der jurassischen Sedimente kennen wir erst aus den südlicheren Gebieten des Gebirges Slovenský kras, aus dem Tal des Muráň-Flusses, südlich von der Gemeinde Meliata und von Budikovany.

Südlich von Meliata treten auf der annähernd W—O streichenden tektonischen Linie (die den Komplex der triadischen lichten Kalke des Berges Kormona von der Meliata-Serie und von der untertriadischen Schichtengruppe bunter Sandsteine und Schiefer trennt) kleine Schollen roter und rosenfarbiger, teilweise brekziöser Crinoidenkalke auf, die durch ihre Entwicklung mit den Hierlatz-Kalken von Bleskový prameň bei Drnava übereinstimmen. Ausser den vereinzelten Belemniten (südlicher Fuss des Berges Guba tető) habe ich in ihnen keine Versteinerungen gefunden. Ich vermute, dass es sich auch da um Relikte basaler Schichten des Lias handelt, die transgressiv auf den lichten, aller Wahrscheinlichkeit nach obertriadischen Kalken des Berges Kormona ruhen.

Bei der Gemeinde Budikovany stimmt die Schichtengruppe der Kalke, die schon Foeterle (1867) als Jura betrachtete, weder nach der Fazies, noch nach dem Alter mit keiner bisher bekannten jurassischen Schichtengruppen des Gebirges Slovenský kras überein. Die Kalke sind

bankig, im untereren Teil rosenfarbig, im obereren Teil lichtgrau, und enthalten Knollchen rosenfarbiger und grauer Hornsteine. Ihren obersten Teil bilden lichtgraue, brekziöse Kalke.

Nach eingehenden mikrofaziellen Analysen von Marková (1959) handelt es sich um die Schichtengruppe des oberen Juras bis Tithons-Neokoms.

Da es sich um einen kleinen und isolierten Aufschluss, der unter den tertiären basalen Gliedern hervor taucht, handelt, sind die unteren Teile dieser Schichtengruppe und ihre Beziehung zu der Trias, die in naher Umgebung auftritt, unbekannt. Die Vorstellung über die Entwicklung dieser, auf der heutigen Erdoberfläche unbekannten Schichten gewinnen wir bloss aus den tertiären basalen Konglomeraten, die nach Marková's (l. c.) Feststellungen stellenweise bis 80 % Gerölle verschiedener jurassischer Kalke enthalten, von welchen die Hälfte durch rote Crinoidenkalke repräsentiert wird. Ihre mikrofazielle Analyse ist jedoch noch nicht so fortgeschritten, um uns ein Gesamtbild über die Entwicklung des ganzen Juras und der Unterkreide im Gebirge Slovenský kras liefern zu können.

Zusammenfassung

1. Unsere Ergebnisse bestätigen Andrusov's ursprüngliche Ansicht, dass nach dem Hiatus im Rhät (und vielleicht auch zu Beginn des Lias) die Sedimentation während des ganzen Juras und vielleicht auch der Unterkreide, im ganzen Gebiete des Gebirges Slovenský kras fortschreitet. Homola's Vermutung, dass die Sedimentation im Gebirge Slovenský kras in der Obertrias mit den regressiven Konglomeraten definitiv endete, hat sich als vollkommen unrichtig erwiesen.

2. Im Jura des Gebirges Slovenský kras ist auch die Fazies der dunklen, mergeligen Bankkalke und der Schiefer des „Fleckenmergel"-Typus der Zentralen Karpaten, der in letzten Jahren im Gebirge Stratenská hornatina (Mahel' 1957) und Muráň-Plateau (Bystrický 1959) festgestellt wurde, vertreten.

3. Der Berg Drienkova hora bei Drnava ist keine in der Deckenform vom Süden überschobene Scholle der triadischen Kalke und der Schuppen der jurassischen Sedimente. Die Sedimente des Juras sind kein tektonisches Liegende der triadischen Kalke, sondern ein normales und primäres Hangende der obertriadischen Kalke. Mit ihnen zusammen bauen sie die nördlichste Einheit des Gebirges Slovenský kras, auf die sich die südlichere Einheit steil aufgeschoben hat.

Geologische Forschung,
Betrieb Rožňava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

Erläuterungen zu der geologischen Skizze (Abb. im Text. S. 43.)

1. Alluviale Anschwemmungen, 2. Gehängelehme, 3. „Kohlenführende Serie" (Mergel, Tone), 4. Kalkige Konglomerate — Oberkreide in der Gosau-Entwicklung, 5. Dunkelgraue bis dunkle, mergelige Bankkalke mit vereinzelten Hornsteinen — Lias, 6. Rosenfarbige und rote Knollenkalke (Adnether) mit Ammoniten — Lias, 7. Graue und dunklere, grobbankige bis kompakte Kalke mit roten Flecken und Putzen roter Schlammkalke — Obetrias?, 8. Wettersteinkalk mit der *Teutloporella herculea* — Ladin, 9. Dunkelgraue, hornsteinhaltige Bankkalke, stellenweise mit Einlagen mergeliger Schiefer — Unterladin, 10. Rosenfarbige und lichte, kompakte, schwach knollige Kalke — Illyr, 11. Lichte Kalke des Wetterstein-Typus — Mittel- und Oberanis — Ladin, 12. Dunkle Bankkalke (Gutensteiner) — Unteranis, 13. Graue, gelb verwitternde mergelige Schiefer und Plattenkalke — Campill, 14. Bunte Schiefer und Sandsteine mit basischen Vulkaniten, 15. Weisse, marmorartige Kalke unbekannten Alters, 16. Streichen und Fallen der Schichten, 17. Tektonische Linien, 18. Quelle.

ANTONÍN GRENAR

PŘÍSPĚVEK K MINERALOGII, PETROGRAFII A PARAGENESI NĚKTERÝCH RUDNÍCH LOŽISEK V ZÁPADNÍ ČÁSTI SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHOŘÍ

(Oblast Železníka, Rákoše, Nandráže, Hrádku u Jelšavy)

(Německé resumé)

Mineralogickým, petrografickým a paragenetickým výzkumem západní části Spišsko-gemerského rudohoří, speciálně rudními ložisky na Železníku, v Rákoš bani, u Nandráže a na Hrádku u Jelšavy jsem se zabýval v letech 1955—1957. Vedle zmíněných ložisek jsem si též všímal všech starých baňských prací, které se nacházejí v blízkém okolí zainteresovaných ložisek, pokud ovšem byly přístupny výzkumu.

Hlavním cílem mého výzkumu zde bylo vyřešení mineralogických, paragenetických a petrografických poměrů rudních ložisek a jejich okolí a stanovit petrografickou charakteristiku okolních hornin. Na základě takto získaných výsledků stanovit případné možné závislosti mezi jednotlivými ložisky.

Stručná charakteristika zrudnění ve Spišsko-gemerském rudohoří

Západní část Spišsko-gemerského rudohoří má poněkud odlišnější charakter zrudňovacích procesů od jiných oblastí Spišsko-gemerského rudohoří (zejména oblast Rožňavy a případně i další rudní oblasti východně položené). Do určité podobnosti se Železníkem je možno klásti pouze metasomatická sideritová ložiska z okolí Nižné Slané, která mají v mnohém velmi shodný vývin s ložisky železnickými.

Všímáme-li si rudních ložisek v jiných oblastech Spišsko-gemerského rudohoří, vidíme, že jsou seskupena v byť i nesouvislá, a často celkem nepravidelná žilná pásma, kde na základě jejich průběhu je možno usuzovati na pravděpodobnou možnost zrudnění a na jejich blízký vztah k přítomným a prokázaným gemeridním žulám, jak uvádí mnozí autoři (Ilavský, 1957; Varček, 1957; Schönenberg, 1947 a jiní).

Tyto zákonitosti a známá kritéria nelze dosti dobře aplikovati v oblasti západního Gemeru, kde jak se zdá, byly všeobecné podmínky vzniku rudních ložisek

poněkud odlišné, takže jejich výsledkem je celkem jiný charakter rudních ložisek, odlišujících se tvarem, mineralizací, paragenesí a podobně.

V poslední době si tohoto problému všímal z regionálního hlediska celého Spišsko-gemerského rudohoří Ilavský (1957), který vychází z možnosti přítomnosti hlubinného žulového tělesa, (předpokládaný žulový masív nandrážsko-rákošského rajonu), nebo v případě Železníka je podle něho též možnost souvislosti se známou turčockou veporidní žulou.

Pokud jde o zhodnocení a prokázání souvislosti rudních ložisek západní části Spišsko-gemerského rudohoří s výše naznačenými žulami, je možno se kloniti k následujícímu názoru.

Na zkoumaných ložiskách v západní části Spišsko-gemerského rudohoří nepřichází za daných geologických, petrografických a mineralogicko-parageneticích výzkumů v úvahu sledování přímé závislosti rudních ložisek, na základě jejich chemismu, mineralizace, geologické pozice a jiných podmínek na nějakém známém žulovém tělesu, jak je tomu na příklad ve východnějších oblastech Spišsko-gemerského rudohoří, kde vycházejí granitová tělesa přímo na povrch anebo jsou i jinak prokázána. Přímo v oblasti železnické, chceme-li vycházet z názoru úzké souvislosti zrudnění s granity, by bylo možno se přidržovati koncepce Ilavského (1957) o skrytých žulových tělesách, která vysílají zrudňovací roztoky do svého okolí. Některé minerály, jako na př. turmalín, kterého je v okolních železnických horninách značné množství, je charakteristickým indikátorem, prozrazujícím možnou souvislost s předpokládanými žulovými tělesy. Ve stlačené turčocké žule se však turmalín téměř nevyskytuje, takže jeho původ v souvislosti se zrudněním by bylo třeba hledat v předpokládaných hlubinných žulových tělesách Ilavského. Úzkou souvislost zrudnění s žulovým magmatem též částečně podkladá chemické složení rudniny; i v okolních metamorfovaných horninách se vyskytují četné prvky, které jsou charakteristické pro kyselá žulová magmata. Dokazují to provedené spektrální analýsy.

Výše uvedené názory možno uplatňovati především u rudního ložiska nandrážského, zatím co u ostatních zjištěné vlastnosti nejsou již tak jednoznačné. Byla by zde sice mezi nimi určitá souvislost, ta se však příliš komplikuje nejasnou geologickou stavbou, která je stále otevřenou otázkou.

Nyní bych se chtěl zmíniti o jednotlivých zkoumaných rudních ložiskách.

Rudní ložisko na Železníku

Na základě provedených geologických výzkumů lze na železnickém ložisku v jeho nejbližším okolí stanovit následující stratigrafické horizonty: 1. *porfyroidová série;* 2. *spodní karbon;* 3. *svrchní karbon;* 4. *magnesitový karbon;* 5. *veporidní žula.*

1. Porfyroidová série kambrosilurská má v oblasti Železníka mohutný vývin. Je budovaná horninami psamiticko-pelitického charakteru a vulka-

nity slabě epimetamorfně změněnými. Je složena z mocného pruhu porfyroidů. Jejich nadloží je budováno souvrstvím gottlandským, které je tvořeno z veliké části lyditovou složkou, u níž směrem západním přibývá karbonátových složek. V jejich nadloží jsou polohy břidlic s tufity.

2. Spodní karbon je tvořen zelenými chloritickými břidlicemi, v nichž jsou četné polohy silně prokřemenělé.

3. Ve svrchním karbonu se nacházejí křemence, slepence a křemité brekcie.

4. Úzký pruh magnesitového karbonu je budován tmavými fylity, zelenými břidlicemi s polohami písčitých břidlic.

5. Veporidní žula silně usměrněná.

V podrobnostech odkazuji na práci Kotáska (1959).

Při řešení geologické pozice ložiska jsem došel k závěru, že ložisko je v tomto směru spjato s Fusanovým organogenním souvrstvím gottlandským (lydity), které se táhne od Železníka na východ, směrem k Bradlu.

Úložní poměry železnického rudního ložiska jsou značně komplikované, protože ložisko nepředstavuje homogenní celek, ale je tvořeno čočkami nepravidelného vývinu, a proto má odlišné úložní poměry. Směrem do hloubky se zrudnění vytrácí; podobné pochody možno sledovat i směrem západním. Jeho pokračování směrem východním není za dané situace prokázané.

Rudní výplň železnického sideritového ložiska je masivní anebo zrnitá. Směrem do hloubky přibývá partií celistvějších a kompaktnějších, ovšem na úkor kvalitního zrudnění. Vrchní partie ložiska jsou složeny hlavně z jemnozrnné rudní výplně, silně drcené a v mnoha místech téměř úplně limonitisované.

Mohutně vyvinuté je oxydační pásmo. V něm je původní rudní výplň (siderit, ankerit) v některých partiích nahrazena zcela limonitem, nebo okrem. Hojně je zde též přítomen pyrit a četné křemenné bloky.

Jak již bylo uvedeno, jsou železnická rudní tělesa uložena v sérii porfyroidové (Fusan — Máška: kambrosilurské). Tato série je v přímém styku s ložiskem zastoupena několika druhy hornin.

1. Nejspodnějším členem je *porfyroid*, složený z křemene, sericitu, chloritu. Mezi akcesorie náleží turmalín, apatit, kalcit, biotit a fluorit. Z rudních součástek je to limonit a pyrit.

2. Dále následují *sericiticko-chloritické břidlice*, které možno rozdělit: a) čisté sericitické břidlice, složené ze sericitu, křemene a kalcitu; b) břidlice epidot-chloritické, ve kterých je přítomný křemen, chlorit, sericit, kalcit, epidot, apatit, turmalín, magnetit a limonit.

3. *Vápnité břidlice* s hojným grafitickým pigmentem, kde k hlavním minerálům náleží křemen, kalcit, sericit s chloritem, grafit a pyrit.

4. *Sericiticko-chloritické vápence.* V nich je podstatnou složkou kalcit, proložený sericitem, chloritem a křemenem.

5. *Grafitické břidlice*, grafit, křemen, muskovit, kalcit a pyrit.

6. *Kataklastická železnická žula*, silně stlačená, složená z křemene, živců, muskovitu, biotitu a sericitu. Mezi akcesorie patří apatit, zirkon a magnetit.

7. Polohy čistých *bílých vápenců* možno na ložisku zjistit v mnoha místech.

Minerální složení rudního ložiska

Na ložisku byla identifikována i přes zdánlivou jednotvárnost řada různých minerálů. Mnohé z nich jsou (zejména sirníky) přítomny v mizivém množství.

Hlavní ložiskové masy jsou tvořeny sideritem a ankeritem. V nich se vyskytují (zejména v ankeritě) četné sirníky jako je pyrit, který zde má ze sirníků největší zastoupení. Dále následuje již jen velmi nepatrně rozšířený chalkopyrit, chalkosín, bornit, kovelín, tetraedrit, sfalerit, millerit, arsenopyrit a markasit.

Oxydací a hydratací primárních minerálů byl dán základ k mohutnému vývinu četných oxydačních minerálů. V malém množství jsou přítomny goethit, lepidokrokit, hematit, kuprit, malachit a ryzí měď.

Vedle těchto minerálů se pouze v železném klobouku vyskytuje manganit, pyrolusit, psilomelam, sádrovec, vaschegyit, evansit, delvauxit, fauserit, ihleit a copiapit.

Názory na vznik dvou hlavních minerálů, sideritu a ankeritu se v mnohém od sebe liší.

Sideritové ložisko v Rákoš bani

Rákošské sideritové ložisko se nachází v jižním směru od obce Rákoš baňa, asi 4 km JV od hlavních rudních těles železnických. Podobně jako na Železníku má i celé okolí Rákoš baně starou hornickou tradici.

Názory na geologickou stavbu se od sebe liší stratigrafickým začleněním a též tektonikou. Mnohým autorům zde šlo hlavně o to, je-li možno postavit rákošské rudní ložisko na geologickou bázi ložiska železnického, nebo je-li zde nějaký rozdíl.

Území Rákoš-baně je podle Böckha (1905) tvořeno následujícími stratigrafickými horizonty:

1. karbon: série grafitických břidlic, tmavých vápenců, krystalických vápenců a pískovce;
2. perm: a) porfyroidová série; b) zelené chloritické břidlice s grafitickými břidlicemi, ve kterých se v mnoha místech vyskytuje též sideritové rudní těleso;
3. verfen; rákošské verfenské břidlice s rudním ložiskem;
4. triasové vápence.

Jiný názor má Ahlburg (1913), který se domnívá, že mezi rákošským a železnickým územím je blízká stratigrafická podobnost. Ahlburg vychází z možné podobnosti hornin obou územních celků. S jeho názorem v hlavních rysech souhlasí i Šuf (1935), podle kterého je rákošské rudní ložisko uloženo ve fylitickém souvrství a ne ve vrstvách verfenských.

Z výše uvedeného je zřejmé, že zde vlastně existovaly odlišné názory na stratigrafické začlenění rákošských zelených břidlic. Základním kritériem, ze kterého

se zde vycházelo, je permský porfyroid, který se údajně vyskytuje v dědičné štole Jozef rákošského ložiska. Tento se mi však na základě terenních prací nepodařilo identifikovat. V otázce, týkající se stáří rákošských zelených břidlic, zastávám na základě srovnávacího mikroskopického výzkumu těchto hornin Kotáskovo (1957) stanovisko, který zařazuje tyto břidlice do plytkomořského vývinu permského.

Úložní poměry ložiska a jeho tvar

Ložisko je uloženo v zelených břidlicích a v hlavních rysech si udržuje i jejich směr (V—Z). Rudní těleso má tvar nepravidelně vyvinuté čočky, která se místy naduřuje a jinde zase vykliňuje. V horních partiích ložiska je kontakt s okolím obyčejně velmi ostrý a rovný. Na spodu je patrné v některých místech určité prokřemenění okolních hornin. Apofysy se vyskytují jen v jeho jihovýchodní části, a to jen v horních partiích ložiska.

V ložiskových naduřeninách se koncetrují veliké bloky sideritu a křemene. Jejich vzájemný poměr je výhodnější pro siderit, jehož jednotlivé kusy jsou zde celkem homogenní. Ve zúžených ložiskových partiích se oproti tomu vyskytuje asociace minerálů, vzájemně prorostlých, kde jednotlivé minerály dosahují celkem malých rozměrů.

Petrografická charakteristika okolních hornin

Rákošské souvrství v nedalekém obvodu ložiska je složeno z pelitického materiálu s místními psamitickými vložkami. (Podobný vývin lze sledovati v okolí Hrádku u Jelšavy a u Rožňavského Bystrého. Společným znakem všech těchto vrstev je častá přítomnost magnetitových krystalků.)

Různorodost zelených břidlic v okolí ložiska je dána především minerálním složením, velikostí zrna a částečně též strukturními a texturními znaky. Na základě těchto znaků je možné následující roztřídění břidlic:

1. *základní břidlice zelené,* jemnozrnné, následujícího složení: křemen, živec, epidot, sericit, muskovit, kalcit, chlorit, turmalín, apatit, magnetit a pyrit;
2. *prokřemenělé břidlice* s hojným magnetitem, značně jemnozrnější, složené z křemene, kalcitu, sericitu, magnetitu, chloritu, turmalínu a grafitu;
3. *tmavá břidlice* s narůžovělým křemenem je pouze faciální odrůdou předešlé, od které sa liší velikostí zrna, barvou křemene a přítomností sideritu.

Strukturní a texturní znaky ložiska

Na základě průzkumu na ložisku bylo zjištěno, že rudní těleso je složeno z několika strukturních, texturních a minerálně se lišících jednotek, celkem ne vždy pravidelně rozložených po ložisku. Podotýkám, že zde nejde o stanovení jednotek čistě genetických, ale hlavně o názorné vykreslení celkové rudní výplně. Ke stanoveným jednotkám náleží:

1. *siderit-křemen hrubozrnný*, vyskytuje se hlavně v lokálních nadúreninách. Převládajícími minerály zde jsou siderit a křemen, podřadně se vyskytují sirníky a hematit;

2. *siderit-křemen jemnozrnný* se koncentruje na kontaktu ložiska s okolními horninami; je přítomen též jako smouhy v jednotce číslo 1; skládá se pouze ze sideritu a křemene;

3. *siderit-ankerit-křemen se sulfitickými minerály* je zde zastoupen poměrně málo, a to jen v horních částech ložiska, kde také představuje výplně apofýz;

4. *křemen-hematit-siderit* — jeho rozložení po ložisku je velmi nepravidelné. Z minerálů, které tuto jednotku tvoří, zasluhuje pozornosti hematit, vzniklý ve formě idiomorfně vyvinutých krystalků (lupenité krystalky železné slídy);

5. *křemen-sulfidické minerály* — pronikají téměř do všech dříve jmenovaných typů. Ze sulfidických minerálů je zde pyrit a jen málo chalkopyritu;

6. křemenné žily jsou jen lokálně rozšířeny a pronikají všemi dřívějšími jednotkami.

Na základě výzkumu možno celé rudní těleso charakterisovati jako typ siderit-sulfidického zrudnění s hojným magnetitem, který však podlehl téměř úplně martitisaci.

Minerální poměry

K nejrozšířenějším minerálům na ložisku patří siderit s křemenem; dále je poměrně často přítomný hematit. V malém množství se vyskytuje ankerit, baryt, pyrit, markasit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit, magnetit, manganit, kalcit a chlorit. K sekundárním minerálům náleží goethit, lepidokrokit, pyrolusit, psilomelan, limonit a okry.

Krystalisaci jednotlivých minerálů je možno začlenit do několika zrudňovacích etap: a) *vznik jemnozrnného a hrubozrnného sideritu* s křemenem a malým množstvím hematitu; b) *krystalisace sirníků, kysličníků, kalcitu a barytu;* c) *žilný křemen.*

Rudní ložisko u Nandráže

Nandrážské rudní ložisko se nachází SZ od obce Nandráž, téměř při ústí Nandrážské doliny (dříve Máčka dolina), na silnici mezi Rákoší a Nandráží.

Nandrážské rudní ložisko se nachází v průběhu pásma železnických stratigrafických horizontů. Ze stratigrafických horizontů je možno na ložisku zastihnouti pruh grafitických břidlic a souvrství karbonských křemenců (slepenců).

Samotné ložisko je rozfáráno několika štolami. Nejdelší z nich Elena je také hlavní a tvoří vlastně přístup do ložiska. Z ní byly raženy kratší štoly do stran, sledující zrudněná žilná pásma. Nejzazší části ložiska jsou zavaleny a nepřístupny výzkumu. Na základě zjištěných údajů sledovala hlavní štola zrudnění směrem k Rákoši.

Geologicko-tektonické poměry zrudněného pásma

Nandrážské Cu-ložisko je tvořeno systémem mnoha žil různého složení, tvaru a mocnosti. Jejich směr je v hrubých rysech SV—JZ, sklon je proměnlivý a mírně kolísá. S jistou přesností je možno stanovit výplň jednotlivých rudních žil, které mají v četných případech odlišné minerální složení, a také způsob uspořádání minerálů je jiný. Délka a mocnost rudních žil silně kolísá, zvláště u žil větších rozměrů. Délka se pohybuje od několika dm do mnoha desítek metrů. Celé žilné pásmo je rozsekáno systémem příčných i podélných poruch, ne příliš rozsáhlých. Na základě jejich vztahů k okolí je jasné, že většina poruch vznikla až po zrudňovacích procesích.

Petrografické poměry hornin stýkajících se s ložiskem

Důlní práce zachycují ve svém rozsahu poměrně jednotvárný sled hornin: od suti počínaje, přes karbonské slepence, křemence, v nichž je částečně setřen původní ráz zrudňovacími pochody, a rozsáhlé polohy grafitických břidlic. Styk grafitických břidlic se slepenci je tektonický.

Na základě minerálního složení stanoveného mikroskopickým studiem je možno stanovit dva základní typy hornin s určitými místními faciálními odstíny.

1. *Karbonské slepence (křemence).* Křemence na styku s rudními žilami mají značné procento sericitu. U křemenců, na které nemělo zrudnění vliv, nacházíme křemen, tmelený jilovitým nebo křemitým tmelem. Ve velmi řídkých případech se vyskytuje živec;

2. *grafitické břidlice,* které možno rozdělit následovně:

a) grafitické břidlice typické; nejhojnějším minerálem je zde křemen s grafitem, málo sericitu a pyrit;

b) grafitické břidlice hojně prokřemenělé se sericitem a chloritem. K podstatným minerálům náleží chlorit, křemen, sericit a grafit; mezi akcesorie patří epidot, turmalín, apatit a relikty kyselého plagioklasu; velké zastoupení má též pyrit;

c) sericiticko-grafitické břidlice s polohami kalcitu, složené z křemene (který převládá), sericitu, grafitu, kalcitu, sideritu, turmalínu, apatitu a pyritu.

Složení nandrážského rudního ložiska

Rudní žíly nandrážského ložiska jsou seskupeny do ne příliš rozsáhlého žilníku, složeného z několika typů strukturně a minerálně se lišících žil.

1. *Žíly s masivní výplní,* složené převážně z chalkopyritu, částečně ze sideritu a velmi malého množství pyritu. Nikdy nemají pravidelnou mocnost, tvoří jen lokální naduřeniny, ve kterých se koncentruje chalkopyrit, který bývá silně zatlačován křemenem.

2. *Žíly s převládajícím zrnitým pyritem.* Tento typ žil má v žilníku značné zastoupení. Od svého okolí je vždy ostře omezen a je složen pouze z pyritu a křemene. Textura těchto žil vzhledem ke křemeni je silně brekciovitá. Původní sirník je napaden a zatlačován křemenem.

3. *Žíly sederit-křemenné,* kde siderit bývá někdy zatlačován chalkopyritem. Co do rozsahu jsou tyto žíly nejmocnější. Jsou tvořeny sideritem a křemenem. Po puklinách a štěpných trhlinách vnikl do sideritu chalkopyrit s mladším křemenem.

4. *Žíly složené z čistého křemene,* impregnovaného jemně zrnitým pyritem. Je to ne příliš rozšířená žilná jednotka, tvořená křemenem mléčné barvy. Pyrit je v křemeni uložen v rovnoběžných, ne vždy souvislých vrstvičkách.

5. *Žíly s limonitovou výplní.* Primárním minerálem zde byl siderit, který podlehl téměř úplně oxydačním procesům.

Všechny žíly jsou uloženy v křemencích a jen ojediněle se nachází i v grafitických břidlicích, ve kterých jsou hlavně žíly s křemenem a pyritem.

U četných žil je značně vyvinuto oxydační pásmo, zvláště u žil blíže grafitických břidlic. Vývin oxydačního pásma je dán příznivými vlastnostmi okolních hornin a poměrně malou vzdáleností ložiska od zemského povrchu.

Z výsledků laboratorního i terenního zpracování je zřejmé, že celé ložisko je hydrotermálního původu.

Minerální poměry na ložisku

Výsledek systematického výzkumu ukazuje, že zde není taková minerální pestrost, na jakou by se mohlo usuzovat při vyhodnocování spektrálních analýs. V úvahu přicházejí minerály: siderit, křemen, pyrit, pyrhotín, markasit, arsenopyrit, sfalerit, bornit, chalkopyrit, tetraedrit, chalkosín, kovellín, ankerit, kalcit, sericit, limonit, malanterit, chalkantit, ryzí měď, malachit, goethit, sádrovec a četné dendrity Fe a Mn- minerálů.

Vznik ložiskové výplně je možno v hrubých rysech začlenit do dvou hlavních, časově se od sebe lišících zrudňovacích etap:

1. *etapa karbonátového vylučování,* spojená se vznikem křemene, pyritu a pyrhotínu;

2. *etapa rejuvenační krystalisace,* ve které vznikly všechny primární Cu-rudy plus ostatní sirníky a další minerály.

A konečně nezávisle na nich nastala na ložisku rozsáhlá hypergenní mineralisace, za které vznikly četné sekundární minerály oxydačního pásma.

Hrádek u Jelšavy

K rudním ložiskům, která lze dát do úzkého vztahu s oblastí „železnickou", náleží rudní ložiska Horního a Dolního Hrádku, která jsou z celé zkoumané oblasti položena nejvýchodněji.

Rudní výskyty Horního a Dolního Hrádku se nacházejí zhruba v přímé línii mezi Jelšavou a Ochtinou. Ložiska Dolního Hrádku jsou od Ochtiné vzdálená asi 2 km směrem JJZ a nacházejí sa v jihovýchodním svahu Banské doliny. Sideritová ložiska Horního Hrádku jsou vzdálená od Jelšavy asi 8,5 km a leží v jihozápadním úbočí vrcholu Hrádek.

Při sledování literárních údajů je možno zjistit u jednotlivých autorů různé názory na geologickou stavbu této jednotky.

V podstatě podobnou stratigrafickou koncepci zastávají Böckh a Ahlburg (1904, 1913). Názorově sa liší především v otázce, týkající se zrudnění. Böckh říká, že hrádecké zrudnění je v permu, avšak Ahlburg zastává starší, předkarbonské zrudnění. Fusan s Bystrickým (1951) při svém zaměření na rudní ložiska zde vyčlenili starší paleozoikum a mohutný vývin karbonu, který je tvořen převážně slepenci. Rudní ložiska hrádecká zařadili zmínění autoři do třech typů: 1. hydrotermální; 2. metasomatická; 3. rozpadová. V poslední době prováděl v okolí Hrádku geologické mapování Mišík (1953), který zde vymezil následující stratigrafické série: *sérii drnavskou, karbon, částečně mesozoikum.*

Ve snaze zaujmout stanovisko k otázce stratigrafického začlenění hrádeckých stratigrafických horizontů, zaměřil jsem se na nápadnou podobnost hornin, tvořících hrádeckou oblast s horninami z okolí Železníka. Je sice pravda, že mnohé faciální odstíny břidlic zde chybí, nebo nejsou příliš výrazné, ale petrograficky jsou si základní typy hornin téměř ve všech znacích podobné. Kloním se proto k názoru, že zde přicházejí v úvahu tytéž stratigrafické jednotky jako na Železníku, ovšem nejsou příliš rozsáhle vyvinuty.

1. *Série kambrosilurská,* ve které jsou zastoupeny křemité porfyroidy a několik facií břidličných. Tato série nemá však tak rozsáhlý vývin jako jí podobná na Železníku, a nebyl zde zastižen lyditový pruh, který je charakteristickým souvrstvím pro Železník, přesto že se zde o něm zmiňuje Fusan v souvislosti s vývinem gotlandu na Železníku.

2. *Karbonské souvrství.* Na základě srovnávacího petrografického výzkumu je zde možno odlišit: a) horniny *spodního karbonu,* ve kterém jsou zastoupeny sericiticko-chloritické břidlice a grafitické břidlice; b) mohutný vývin *vrchního karbonu,* který je zde reprezentován mocnými polohami slepenců.

3. *Na vývin permu* zde usuzují z přítomných písčitých břidlic, téměř shodných s břidlicemi, vyskytujícími se v okolí Rákoš-baňského ložiska.

Rozsah zrudnění

Již při pouhém terenním výzkumu je možno zjistit velmi rozsáhlou báňskou činnost, projevující se na povrchu četnými pingovými tahy s menšími, zčásti zavalenými štolami. Tyto pozůstatky starých báňských prací jsou rozšířeny hlavně v obvodu Dolního Hrádku, kde bylo pingovými tahy sledováno ankeritové zrud-

není, nafárané několika dlouhými štolami přímo z Banské doliny a ze severního svahu Malého Hrádku. V podstatě jsou to tři hlavní štoly, které se po nafárání ankeritových těles bohatě větvily. Jsou nazvány: Prostredná, Spoločná, Ručná.

Rudní obvod Horního Hrádku byl rozdělen na několik baňských polí. Jednotlivé rudní celky jsou vždy prostoupeny několika štolami. K nejdůležitějším z nich náleží: Štefan Horní, Štefan Dolní, Porcinkula, Fridrich, Kobeliarka, Anežka, Alžběta, Marie Horní, Marie Dolní, Bezejmenná. Dnes jsou přístupné pouze obě Marie, Alžběta a Bezejmenná. Štoly Dolního Hrádku jsou převážně nepřístupné.

Petrografické poměry okolních hornin

1. *Souvrství porfyroidů.* Ve srovnání s porfyroidy železnickými je zde téměř naprostá shoda v minerálním složení, jen ve struktuře je patrná odchylka. Porfyroidy mají toto složení: křemen, sericit, které představují základní minerály; apatit, turmalín, chlorit, kalcit, limonit jsou přítomny jen v podružném množství.

2. *Sericiticko-chloritické břidlice* jsou poměrně pestré, kompaktní, o základním složení, které místy kolísá: křemen, sericit, chlorit, kalcit, apatit a turmalín.

3. *Grafitické břidlice.* Základní hmota je velmi jemnozrnná, tvořená sericitem, grafitem a křemenem. V ní se vyskytuje kalcit a hojný pyrit. Mezi poměrně vzácné akcesorie náleží turmalín.

4. *Křemité slepence.* Jsou tvořeny křemennými zrny různé velikosti. Tmel je křemitý, s místními zhluky sericitových lupínků a případného limonitu.

5. *Písčité břidlice* v nafialovělém a zeleném odstínu mají následující složení: křemen, relikty sericitisovaného živce, muskovit, turmalín, apatit, hojné impregnace magnetitu a pyrit.

Úložní poměry rudních těles a jejich tvar

Rudní tělesa Dolního Hrádku se nacházejí ve svrchních částech kambrosilurské série a jsou vázána na četné vápencové polohy, vystupující v těchto břidlicích. Tato vápencová tělesa jsou téměř úplně metasomaticky změněna v ankerity, které se dále vlivem oxydačního procesu rozpadly v okry. Rozmístění rudních těles je nepravidelné a pro nedostatek přístupnosti není možno zjistit jejich průběh.

Rudní tělesa Horního Hrádku nemají žilný charakter, který zde předpokládal A h l b u r g, ale v převážné většině představují nepravidelně vyvinutá čočkovitá tělesa, složená z ankeritu a sideritu, které vznikly metasomatickým zatlačováním vápenců. Vedle ankeritových a sideritových těles, které zde tvoří základ zrudnění, jsou na Horním Hrádku uložena „hnízda", která mohou míti snad i tvar žíly; jsou tvořeny převážně zrnitým pyritem. V některých sideritových tělesech se vyskytují nepravidelně probíhající žilky křemene a sirníku, které je však také možno sledovat společně se sideritem a křemenem v samostatném žilném vývoji v břidlicích na rozhraní kambrosiluru a karbonu. Tyto žíly dosahovaly i značných roz-

měrů, ale v dnešní době po nich zůstaly jen nepatrné zbytky. Společně se sulfidickým zrudněním se vyskytují v sideritech a ankeritech nepravidelně rozložené allotriomorfní krystalky magnetitu a hematitu. Výplň karbonátových těles je jemnozrnná anebo hrubozrnná, ke vzniku větších krystalků sideritu došlo však jen v žilných útvarech.

Směr průběhu rudních těles odpovídá průběhu břidličných sérií, t. j. Z—V, na Dolním Hrádku s patrným uchýlením k jihu.

Podle terenních i laboratorních výzkumů hrádecké zrudnění vznikalo jednak metasomatickými pochody a jednak cestou typicky hydrotermální. Je velmi pravděpodobné, že hydrotermální zrudnění bude asi odpovídat rejuvenačnímu zrudňovacímu procesu.

Minerální složení

Minerální poměry Dolního Hrádku jsou celkem jednotvárné. Je zde přítomný ankerit, siderit, křemen, pyrit, okry, limonity, goethit, lepidokrokit a sádrovec.

Rudní tělesa a žíly Horního Hrádku jsou minerálně bohatší. Většina z nich je tvořena ankeritem a sideritem, některá „hnízda" až žíly zrnitým pyritem a malým množstvím křemene. Ve společenství sideritu a ankeritu nacházíme baryt, chalkopyrit, bornit, tetraedrit, kovellín, magnetit, hematit.

V oxydačním pásmu jednotlivých těles a žil se může vyskytovat okr s limonitem, místy goethit s lepidokrokitem a četné zemité Mn-minerály. S výskytem chalkopyritu jsou spjaty povlaky malachitu.

Závěrem bych chtěl říci, že mezi ložisky na Železníku a na Horním a Dolním Hrádku je v mnohých případech celkem jednoznačná shoda, způsobená pravděpodobně blízkými podmínkami vzniku.

Výskumný ústav elektrotechnické keramiky,
Hradec Králové

LITERATÚRA

[1] Ahlburg J.: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. MJUGA XX, Budapest, 1913. — [2] Andrusov D., Zoubek V.: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Geol. sborník IV. 3—4, Bratislava, 1953. — [3] Beňo J.: Výskyty magnetitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geol. práce, Zoš. 38. Bratislava. — [4] Böckh H.: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung. MJUGA. Budapest, 1905. — [5] Bystrický J., Fusán O.: Geologické pomery Hrádku pri Štítniku. Geol. sborník V, 1—4, Bratislava. — [6] Čekalová V.: Geologické poměry ložiska Sadlovská při Rožňavě. Geol. sborník IV. 3—4, Bratislava. — [7] Fusán O.: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [8] Fusán O.: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemeríd. Geol. sborník I, 2—3—4. Bratislava, 1950. — [9] Fusán O., Kamenický J., Kantor J.: Krátky prehľad geologických, petrografitických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Archív GÚDŠ, Bratislava, 1951. —

[10] Hejtman B., Konta J.: Horninotvorné minerály. Praha 1953. — [11] Hejtman B.: Všeobecná petrografie vyvřelých hornin. ČSAV, 1956, Praha. — [12] Ilavský J.: Povaha rudných žil ve Spišsko-gemerském rudohoří. UR I, 5. Praha. — [13] Ilavský J.: Geologické problémy Spišsko-gemerského rudohoria vo vzťahu k rudným ložiskám. Geol. sborník. IV, 1—2, Bratislava. — [14] Ilavský J.: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 46, 1957, Bratislava. — [15] Kamenický J., Kamenický L.: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41, Bratislava. — [16] Kantor J.: O volframe na antimonitovom ložisku v Spišskej bani JZ od Mníšku nad Hnilcom. Geol. sborník IV, 1—2, Bratislava. — [17] Kettner R.: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského rudohoří mezi Gelnicí a Dobšinou. Sbor. SGÚ. I, 1919—21, Praha. — [18] Kordiuk B.: Junge Granite und Vererzung des Slowakischen Erzgebirges. ZMGP 1941 B, Stuttgart. — [19] Kuthan M.: Staršie paleozoikum gemerid. Geol. sbor., I, 2—3—4, Bratislava. — [20] Maheľ M.: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemerid. Geol. sborník, V, 1—4, 1954, Bratislava. — [21] Mišík M.: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník, IV, 3—4, 1954, Bratislava. — [22] Ončáková P.: Petrografia a petrochemia gemeridných žúl. Geol. práce, Zoš. 39, Bratislava. — [23] Papp K.: Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. 1919, Budapest. — [24] Slavík F.. Nerastopis a ložiská úžitkových minerálov Slovenska. 1951, Martin. — [25] Šuf J.: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické na Slovensku. Báň. svět, 9, roč. XIV, 1935, Praha. — [26] Šuf J.: Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy na Slovensku, Báň. svět. — [27] Varček C.: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zoš. 46, 1957, Bratislava. — [28] Varček C.: Geologické a paragenetické pomery sideritového ložiska Malý vrch pri Krásnohorskom Podhradí. Geol. sbor., IV, 3—4, Bratislava. — [29] Varček C.: K otázke vzniku a rozšírenie albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy, 1955, Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [30] Ramdohr P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen, 1955, Berlín. — [31] Juško A.: Metody izučenia rud v odrazenom svete. Moskva 1949. — [32] Winchell A., Winchell H.: Elements of Optical Mineralogy. New York, 1951.

ANTONÍN GRENÁR

BEITRAG ZUR MINERALOGIE, PETROGRAPHIE UND PARAGENESE EINIGER ERZLAGERSTÄTTEN IM WESTLICHEN TEIL DES GEBIRGES SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE

(das Gebiet von Železník, Rákoš, Nandráž und Hrádek bei Jelšava)

Durch die mineralogische, petrographische und paragenetische Untersuchung des westlichen Teils des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie, des Gebietes von Železník, Rákoš, Nandráž und Hrádok bei Jelšava, wurde die Lösung der mineralogischen, petrographischen und paragenetischen Verhältnisse einzelner Lagerstätten und ihrer Umgebung verfolgt. Aus den erworbenen Ergebnissen kann man die gegenseitigen Zusammenhänge zwischen einzelnen Erzlagerstätten feststellen.

Kurze Charakteristik der Vererzung im Gebirge Spišsko-gemerské rudohorie

Im westlichen Gebiete des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie kann man beobachten, dass die Vererzungsprozesse einen, von dem benachbarten, östlicheren Gebiet von Rožňava sichtbar unterschiedlichen Charakter besitzen. Eine gewisse Ähnlichkeit kann man bloss zwischen der Lagerstätte von Železník und der Erzlagerstätte von Nižná Slaná beobachten.

Es ist aus der Literatur bekannt, dass die Erzlagerstätten des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie in ein System von unregelmässigen Gangstreifen, die oft nicht einmal zusammenhängen, gruppiert sind. Ihrem Verlaufe nach urteilt man (Ilavský 1957, Varček 1957, Schönenberg 1947), dass bei ihnen eine Beziehung zu den gemeriden Graniten möglich ist. Diese Beziehungen kann man vorläufig im Gebiete des westlichen Gemers, wo die allgemeinen Bedingungen für die Entstehung von Erzlagerstätten anscheinend gewissermassen unterschiedlich waren, nicht verfolgen. Es äussert sich durch eine unterschiedliche Form der Lagerstätten, durch die Mineralisation, usw. Diese Erscheinung wurde in der letzten Zeit von Ilavský (1957) beachtet, der die Möglichkeit der granitischen Tiefenkörper voraussetzt (der vorausgesetzte Granitmassiv von Nandráž—Rákoš; im Falle von Železník ist vielleicht ein Zusammenhang mit dem veporiden Granit von Turčok möglich).

Auf den untersuchten Lagerstätten im westlichen Teil des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie kommt unter den gegebenen geologischen, petrographischen und mineralogisch-paragenetischen Erforschungen die Verfolgung der direkten Abhängigkeit der Erzlagerstätten auf Grund ihrer Mineralisation, des Chemismus, der geologischen Position und anderer Bedingungen, im Zusammenhange mit irgendeinem Granitkörper, nicht in Betracht, wie z. B. in der östlicheren Gebieten des Erzgebirges, wo die Granitkörper zutage kommen, oder wo ihre Existenz erwiesen wurde. Falls wir von der Anschauung des engen Zusammenhanges der Vererzung mit den Graniten ausgehen, könnten wir uns direkt im Gebiete von Železník an der Ilavský's (1957) Konzeption über die verborgenen Granitkörper, die in ihre Umgebung Vererzungslösungen entsenden, festhalten. Manche Minerale, wie z. B. Turmalin, der in den Nebengesteinen von Železník in grosser Menge vorkommt, ist ein charakteristischer Indikator, der den möglichen Zusammenhang mit den vorausgesetzten Granitkörpern anzeigt. Da muss man deshalb bemerken, dass in dem zusammengepressten Granit von Turčok kein Turmalin vorkommt, so dass man seinen Ursprung im Zusammenhange mit der Vererzung in den Ilavský's vorausgesetzten granitischen Tiefenkörpern suchen könnte.

Erzlagerstätte von Železník

In der nächsten Umgebung der Lagerstätte von Železník und manchmal direkt auf der Lagerstätte, kann man folgende stratigraphische Einheiten feststellen:

1. *Porphyroidenserie;* 2. *Unterkarbon;* 3. *Oberkarbon;* 4. *magnesitisches Karbon;* 5. *veporiden Granit.*

Die eigentliche Lagerstätte hängt mit der Fusán's organogenen gotlandischen Schichtengruppe (Lydite), die sich von Železník gegen Osten zieht, eng zusammen.

Die Lagerstätte selbst ist kein homogener Komplex, sondern sie wird durch unregelmässig entwickelte Linsen gebildet. Mit zunehmender Tiefe und in der Richtung gegen Westen nimmt die Vererzung ab. Die Erzfüllung der Lagerstätte ist im wesentlichen massiv und körnig. Die an Limonit und Ocker reiche Oxydationszone erreicht grosse Ausdehnung.

Die potrographischen Verhältnisse der Umgebung von der Lagerstätte Železník sind wie folgt: In der Umgebung der Lagerstätte befinden sich folgende Gesteine: Porphyroide, serizitisch-chloritische Schiefer, kalkige Schiefer mit häufigem graphitischem Pigment, serizitisch-chloritische Kalke, graphische Schiefer, kataklastischer Granit von Železník, Lagen reiner Kalke.

Die Hauptmassen der Lagerstätte bestehen aus dem Ankerit und Siderit, in denen der Pyrit ziemlich häufig vorkommt. Von den Sulfiden sind da noch vertreten in kleiner Menge Chalkopyrit, Chalkosin, Bornit, Covellin, Tetraedrit, Sphalerit, Millerit, Arsenopyrit, Markasit. In der Oxydationszone sind folgende Minerale entwickelt: Goethit, Lepidokrokit, Hämatit, Cuprit, Malachit, gediegen Kupfer, Manganit, Pyrolusit, Psilomelan, Gips, Vaschegyit, Evansit, Delvauxit, Fauserit, Ihleit und Copiapit.

Sideritlagerstätte von Rákoš-baňa

Die Sideritlagerstätte befindet sich südlich von der Gemeinde Rákoš-baňa, cca 4 km südöstlich von den Haupterzkörpern von Železník.

Über den geologischen Bau dieses Gebietes wurden im ganzen einige Anschauungen ausgearbeitet, die in mancher Hinsicht unterschiedlich sind. Ihr Zweck war die Feststellung der möglichen oder unmöglichen Ähnlichkeit der stratigraphischen Elemente der Lagerstätte von Rákoš-baňa mit der Lagerstätte von Železník. Nach Böckh wird die Umgebung von der Lagerstätte durch das Karbon, Perm, Werfen und triassische Kalke gebildet. Ahlburg vertritt die Möglichkeit der Ähnlichkeit und des Zusammenhanges mit den stratigraphischen Horizonten von Železník. Auch Šuf ist gleicher Meinung mit ihm. Ihm nach lagert die Lagerstätte in den phyllitischen Schichten.

Die Lagerstätte lagert in grünen Schiefern. Sie besitzt die Form von einer unregelmässig entwickelten, aufgeschwollenen und auskeilenden Linse. In oberen Partien der Lagerstätte kommen zahlreiche Apophysen vor.

Die Schichtengruppe von Rákoš-baňa ist aus folgenden Gesteinen zusammengesetzt: grüne feinkörnige Schiefer, quarzige Schiefer mit häufigem Magnetit und dunkle Schiefer mit rosenfarbigem Quarz.

Auf Grund der mineralogischen Untersuchung hat man festgestellt, dass die Erzlagerstätte aus folgenden, nicht immer regelmässig ausgebreiteten strukturellen Einheiten zusammengesetzt ist:

1. *Siderit-Quarz, grobkörnig;* 2. *Siderit-Quarz, feinkörnig;* 3. *Siderit-Ankerit-Quarz mit sulfidischen Mineralen;* 4. *Quarz-Hämatit-Siderit;* 5. *Quarz-sulfidische Minerale;* 6. *Quarzgänge.*

Auf Grund der Untersuchung kann man die Lagerstätte als einen Typus der siderit-sulfidischen Vererzung mit häufigem, martitisiertem Magnetit charakterisieren.

Zu den verbreitetesten Mineralen auf der Lagerstätte gehört Siderit, Quarz und Hämatit. In kleiner Menge kommt vor: Ankerit, Baryt, Pyrit, Markasit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Sphalerit, Magnetit, Manganit, Kalzit, Chlorit, Goethit, Lepidokrokit, Pyrolusit, Psilomelan, Limonit, Ocker.

Erzlagerstätte bei Nandráž

Die Lagerstätte befindet sich nordwestlich von der Gemeinde Nandráž. Bei der Lösung der stratigraphischen Horizonte von Železník, in welchen sie sich befindet, wird sie oft erwähnt.

Die Erzlagerstätte von Nandráž stellt einen, durch ein System von vielen Gängen verschiedener Zusammensetzung, Form und Mächtigkeit gebildeten Gangzug dar. In ihrer Umgebung kann man bloss karbonische Konglomerate und graphitische Schiefer von verschiedenen faziellen Nuancen beobachten.

Im Gangzuge kann man einige Arten von Gängen unterscheiden: 1. Gänge mit massiver Ausfüllung, hauptsächlich aus Chalkopyrit zusammengesetzt, 2. Gänge mit vorherrschend körnigem Pyrit, 3. Siderit-Quarz-Gänge, 4. aus reinem Quarz zusammengesetzte Gänge, 5. Gänge mit limonitischer Ausfüllung. Bei manchen Gängen ist die Oxydationszone mächtig entwickelt.

Auf der Lagerstätte kommen vor: Siderit, Quarz, Pyrit, Pyrhotin, Markasit, Arsenopyrit, Sphalerit, Bornit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Chalkosin, Covellin, Ankerit, Kalzit, Serizit, Limonit, Melanterit, Chalkanthit, gediegen Kupfer, Malachit, Goethit und Gips.

Hrádok bei Jelšava

Die Erzvorkommen von Horný und Dolný Hrádok befinden sich in grossen und ganzen auf der direkten Linie zwischen Jelšava und Ochtiná. Von Jelšava sind sie cca 8,5 km entfernt.

Die Anschauungen über den geologischen Bau und die Vererzung bildeten lange Zeit eine

offene Frage. Fusán und Bystrický (1951) haben da das Altpaläozoikum und eine mächtige Entwicklung des Karbons festgestellt. Bei der mineralogisch-petrographischen Untersuchung wurde eine auffallende Ähnlichkeit der das Gebiet von Hrádok bildenden Gesteine mit den Gesteinen von Železník festgestellt. Auf Grund dessen kann man da folgende stratigraphische Einheiten feststellen:

1. Kambrosilurische Serie; 2. Karbonische Schichtengruppe (A. unterkarbonische Gesteine, B. oberkarbonische Gesteine); 3. Perm.

Im Gebiete von Hrádok sind vertreten: Schichtengruppe der Porphyroide, serizitisch-chloritische Schiefer, graphitische Schiefer, quarzige Konglomerate und sandige Schiefer.

Die Vererzung ist an obere Teile der kambrosilurischen Serie, u. zw. an die Kalklagen gebunden. Die Erzkörper stellen unregelmässig entwickelte, linsenförmige Ankerit- und Sideritkörper dar. Die Vererzung ist einerseits metasomatisch und anderseits typisch hydrothermal.

Auf den Lagerstätten von Dolný Hrádok sind anwesend: Ankerit, Siderit, Quarz, Pyrit, Ocker, Limonite, Goethit, Lepidokrokit und Gips. Im Horný Hrádok kommen vor: Ankerit, Siderit, Pyrit, Quarz, Baryt, Chalkopyrit, Bornit, Tetraedrit, Covellin, Magnetit und Hämatit.

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

DUŠAN HOVORKA

POZNÁMKY O KREMITÝCH PORFYRITOCH SEVERNEJ ČASTI POVAŽSKÉHO INOVCA

(Nemecké resumé)

V letných mesiacoch 1955 zúčastnil som sa v kolektíve J. Kamenického geologického mapovania severnej časti Považského Inovca. Zvláštnu pozornosť som pri tom venoval kremitým porfyritom, ktoré sporadicky vystupujú v sérii muskovitických až kremitých svorov. Výsledky tohto štúdia podávam v nasledujúcich riadkoch.

Geologickou stavbou Považského Inovca zaoberalo sa v minulosti len málo geológov. Boli to najmä: D. Štúr (1860), V. Uhlig (1903) a J. Ferenczi, ktorý sa v krátkych zprávach (1915, 1916, 1917, 1918, 1934) dotýka i problematiky kryštalického jadra. Jeho názory sú však väčšinou už zastaralé. O niektorých horninách kryštalického jadra pohoria sa stručne zmieňuje aj V. Zoubek (1936). Problematikou predtriasových útvarov najmä v súvislosti so zrudnením sa zaoberá i S. Polák (1956a, 1956b).

V súčasnej dobe systematický geologický výskum kryštalinika celého pohoria robí J. Kamenický, ktorý v predbežnej zpráve (1956) podáva niektoré nové názory na vývoj a geologickú stavbu kryštalinika Považského Inovca. Pri charakterizovaní kryštalických sérií prvý sa zmieňuje o metabazitoch iniciálneho variského vývinového cyklu, ktoré vystupujú v podobe diabázov, diabázporfyritov, porfyritov, amfibolických dioritov a ich metamorfných derivátov. Amfibolické horniny Považského Inovca v poslednej dobe študoval M. Krivý (1958 — nepublikovaná diplomová práca), ktorý sa stručne dotýka i problematiky hornín diabázového charakteru.

Geologické pomery kremitých porfyritov

Podľa J. Kamenického (1956) kryštalinikum Považského Inovca tvoria prevažne kryštalické bridlice, v ktorých prevládajú parahorniny nad ortohorninami. V juhovýchodnej časti pohoria vystupujú podradne i granitoidné horniny

a ich migmatity. V najsevernejšej časti kryštalinika silne prevládajú kryštalické bridlice, zastúpené sériou muskovitických kremitých svorov až svorových rúl, v ktorých sporadicky vystupujú drobné, 0,3—5 m mocné telesá kremitých porfyritov a amfibolických hornín, pripomínajúce ložné žily. Oba typy hornín tvoria samostatné telesá; ich vzájomné genetické vzťahy neboli zatiaľ riešené. V tejto práci dotýkam sa len petrografie kremitých porfyritov.

Petrografia

Kremité porfyrity netvoria väčšie telesá štrukturálne, sú však veľmi pestré. Táto variabilita ich štruktúrneho vývoja je podmienená odlišnými PT podmienkami jednotlivých telies, v menšej miere i odlišnými podmienkami tuhnutia magmy v rôznych častiach toho istého telesa. Rozdielnosť v štruktúrnom vývoji je vhodným kritériom pre vyčlenenie rôznych petrografických typov týchto hornín.

Makroskopicky kremité porfyrity predstavujú všesmerne zrnitú, jemnozrnnú až afanitickú horninu s výrastlicami kremeňa a živcov. Čerstvá hornina je sýtozelenej farby, za hypergénnych procesov dostáva šedohnedý nádych. Lokálne na puklinách hornina je prestúpená jemnými žilkami, ktoré sú vyplnené kremeňom a hematitom. Mocnosť žiliek pohybuje sa od 1 do 20 mm, najčastejšie 1—4 mm. Kremeň-hematitová mineralizácia dosahuje miestami väčšej intenzity (ako napr. na hrebeni, tiahnucom sa SSV smerom od chaty Inovec pri kóte 804), kde bola predmetom prieskumných prác, ktoré skončili bezvýsledne.

V mikroskope majú výraznú porfyrickú štruktúru s výrastlicami kremeňa, plagioklasov a tmavých minerálov. Štruktúra základnej hmoty je intersertálna, intersertálne-divergentná, arborescentná, pilotaxitická s rozličnými vzájomnými prechodmi a medzitypmi.

Z porfyrických výrastlíc najhojnejší je kremeň, ktorý silne prevláda nad plagioklasmi s tmavými minerálmi. Tvorí izometrické jedince o veľkosti 0,4—3 mm. Je zreteľne magmaticky korodovaný, zriedka obsahuje uzavreniny základnej hmoty. Väčšie výrastlice kremeňa sú, ako ukázalo mikroskopické štúdium, tvorené niekoľkými opticky rôzne orientovanými jedincami. Okolo jednotlivých zŕn je vyvinutá v podobe lemu o mocnosti 0,02—0,03 mm submikroskopicky zrnitá, oproti ostatnej základnej hmote tmavšia, bližšie neidentifikovateľná reakčná obruba.

Kremeň je prítomný i v základnej hmote v podobe nepravidelne obmedzených jedincov s neostre ohraničenými okrajmi. Ako produkt pneumatolyticko-hydrotermálnych pochodov vypĺňuje spolu s hematitom žilky, ktoré sa nervovite rozvetvujú.

P l a g i o k l a s y tvoria tabuľkovité jedince o veľkosti najčastejšie 0,6 × 1,5 mm, maximálne 1,2 × 2,5 mm. Podobne ako u kremeňa pozorovať zjavy magmatickej korózie. Vo výbrusovom materiáli býva úplne sericitizovaný. Iba v dvoch

prípadoch pomerne zachované jedince sú albiticky polysynteticky zrastené. Podľa dát získaných na Fedorovskom stolku ide o andezín (34—36 % An).

Tmavé minerály medzi porfyrickými výrastlicami vystupujú sporadicky. Na ich prítomnosť v hornine poukazujú len pseudomorfózy tvorené agregátom sekundárnych minerálov, ktoré si zachovali pôvodný tabuľkovitý, zriedka kosoštvorcový habitus.

Základnú hmotu tvorí submikroskopicky zrnitý agregát chloritu, v ktorom sú uložené nepravidelne, zriedka i prednostne orientované tabuľkovité a ihličkovité kryštáliky živcov telurickej fázy. V šupinkovito-ihličkovitej základnej hmote vystupujú v podobe rozptýleného pigmentu drobné zrnká magnetitu.

Chlorit tvorí podstatnú časť základnej hmoty. Prítomný je v podobe bližšie neidentifikovateľného jemnošupinkovitého agregátu. Nápadný je veľmi nízky D, pleochroizmus zelených odtieňov a slivkovomodré interferenčné farby. Podľa uvedených znakov ide snáď o pennín. Okrem základnej hmoty chlorit sporadicky je prítomný v podobe drobných inklúzií v plagioklasoch.

Plagioklasy II vytvárajú tabuľkovité, častejšie ihličkovité jedince 0,15 až 0,30 mm. Sú úplne sericitizované. Ich priestorová orientácia ovplyvňuje typ štruktúry základnej hmoty.

Magnetit, ktorý ako už bolo spomenuté, tvorí pigment základnej hmoty, vytvára ojedinelé zrná až 0,4 mm.

Hematit spolu s kremeňom tvorí výplň nervovite vetvených žiliek.

Z akcesorických minerálov bol vzácne pozorovaný apatit (jednotlivé zrná veľké až 0,5 mm), v jednom prípade i zirkón. Sporadicky je prítomné aj sklo.

Zo sekundárnych minerálov najhojnejší je sericit (produkt premeny plagioklasov), chlorit (pseudomorfózy po tmavých mineráloch), epidot; limonit vystupuje v podobe šmúh a nátekov pozdĺž puklín.

Premeny. Identifikovať určitý druh a súslednosť metamorfných procesov v hornine tohto charakteru je obťažné.

Za výsledok autometamorfných premien viazaných na postmagmatické pneumatolyticko-hydrotermálne štádium vlastného magmatizmu môžeme považovať: sericitizáciu plagioklasov I a plagioklasov II, chloritizáciu a epidotizáciu tmavých minerálov a vznik kremito-hematitových žiliek.

Uvedený druh premeny horniny sa lokálne kombinuje s účinkami dislokačného alpinského metamorfizmu, takže odlíšenie týchto procesov (výsledkom ktorých sú zhodné minerálne asociácie) je veľmi obťažné.

Chemizmus. V záujme doplnenia poznatkov o kremitých porfyritoch Považského Inovca dal som analyzovať dve vzorky týchto hornín. Aj keď počet chemických analýz je vonkoncom nedostačujúci pre vyvodenie uzáverov o chemizme magmy, predsa sa o ich výsledky opieram pri začlenení študovaných hornín do chemicko-mineralogického systému.

	I.	II.		I.	II.
SiO_2	60,02	56,90	Niggliho hodnoty:		
TiO_2	1,60	1,68	si	176,4	155,4
Al_2O_3	11,85	12,04	al	20,5	19,3
Fe_2O_3	3,12	3,92	fm	33,5	33,6
FeO	3,95	4,02	alk	18,1	19,2
MnO	0,09	0,10	c	27,8	27,9
MgO	3,80	3,96	c/fm	0,83	0,86
CaO	8,85	9,55	al-alk	2,4	0,1
Na_2O	5,00	5,81	k	0,21	0,20
K_2O	2,10	2,21	mg	0,49	0,48
P_2O_5	0,05	0,04			
H_2O	0,25	0,37			
	100,68	100,60			

Chemické analýzy kremitých porfyritov urobila inž. K. Vnuková v chemickom laboratóriu VVÚ FGGV UK.

Analýza I: kremitý porfyrit z hrebeňa asi 600 m na S kóty 1042 (Inovec); analýza II: teleso asi 800 m na J kóty 565 (vrch Skala).

Na základe Niggliho charakteristík analyzované horniny patria do Ca-alk radu kremito-dioritovej a dioritovej skupine. Presného ekvivalenta v Niggliho magmatických typoch nemajú, najbližšie sú tonalitovému a normálne dioritovému typu magmy. Vychádzajúc z chemického a mineralogického zloženia označujem horninu ako „kremitý porfyrit".

Genéza. Pri posudzovaní veku kremitých porfyritov treba si všímať geologickú stavbu okolia výskytu týchto hornín. Za prvoradé považujem zdôrazniť ten fakt, že kremité porfyrity vystupujú v území, v ktorom sa nachádzajú i telesá amfibolických hornín. Keď k tomu pristúpi rôzny stupeň metamorfizmu oboch typov hornín, odlišné textúrne, minerálne i chemické zloženie (analýzy amfibolitov in M. Krivý 1958), musíme predpokladať odlišný vek kremitých porfyritov a amfibolitov v severnej časti Považského Inovca.

Amfibolické horniny Považského Inovca (i ostatných jadrových pohorí Slovenska) sa v súčasnej dobe interpretujú ako metamorfné produkty variského iniciálneho vulkanizmu; za pracovnú hypotézu môžeme prijať názor o alpinskom veku kremitých porfyritov. V súhlase s tým by nepravé žily kremitých porfyritov predstavovali prívodné cesty (kanály) iniciálneho alpinského vulkanizmu. Magma pri svojom vystupovaní využila cesty relatívnej mechanickej inhomogenity (v smere kryštalizačnej bridličnatosti) v kryštalickom podloží.

Záver

Petrografický charakter kremitých porfyritov je tento: v mikroskopicky zrnitej až afanitickej základnej hmote zloženej zo šupiniek chloritu a ihličiek živcov nachádzajú sa porfyrické výrastlice (1—3 mm) kremeňa, živcov a tmavých mine-

rálov. Porfyrické výrastlice sú zjavne magmaticky korodované. Celá hornina je silne sekundárne premenená.

Na základe odlišnosti textúrneho, minerálneho a chemického zloženia kremitých porfyritov a amfibolitov usudzujem, že kremité porfyrity Považského Inovca sú mladšie ako amfibolity. Prihliadajúc ku geologickej pozícii, predpokladám, že ide o prívodné cesty iniciálneho vulkanizmu alpinského vývinového cyklu Západných Karpát.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geolog.-geogr. vied
Univerzity Komenského v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Ferenczi S., 1915: Geologische Beobachtung am mitleren Teile des Inovec. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest. — [2] Ferenczi S., 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest. — [3] Ferenczi S., 1917: Die geologischen Verhältnisse des Inovec — Gebirges östlich von Pöstyén. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1915, Budapest. — [4] Ferenczi S., 1918: Die geologische Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. Föld. Közl., Bd I, Hft. 1, Budapest. — [5] Ferenczi S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec — Gebirges. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1917, Budapest. — [6] Hauer F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verhandlungen der geol. Reichsanstalt, Wien. — [7] Kamenický J., 1956: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geologické práce, Zprávy 8, 1956, Bratislava. — [8] Krivý M., 1958: Petrografia iniciálnych vulkanitov staršieho paleozoika Považského Inovca (nepublikované — diplomová práca — archív FGGV UK). — [9] Polák S., 1956a: Propylitizované dacitoidné efuzíva Inoveckého pohoria. Geologické práce, Zprávy 6, 1956, Bratislava. — [10] Polák S., 1956b: Výskyt magnetitu na Železníku pri obci Trenčianske Jastrabie, okr. Bánovce n/Bebr. Geologické práce, Zprávy 7, 1956, Bratislava. — [11] Štúr D., 1860: Bericht über die geol. Übersichts-Aufnahme d. Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jahresb. d. geol. Reichsanst. XI. Wien. — [12] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien—Leipzig. — [13] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpát. Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. Věst. SGÚ, XII, č. 6. Praha.

DUŠAN HOVORKA

BEMERKUNGEN ÜBER DIE QUARZPORPHYRITE DES NÖRDLICHEN TEILES DES GEBIRGES POVAŽSKÝ INOVEC

Mit dem geologischen Bau des Gebirges Považský Inovec und besonders mit der Problematik der vortriadischen Gebilden befassten sich in der Vergangenheit nur wenige Geologen. Es waren: D. Štúr (1860). V. Uhlig (1903), J. Ferenczi (1915, 1916, 1917, 1918, 1934), V. Zoubek (1936), S. Polák (1956a, 1956b). In der Gegenwart führt die systematische geologisch-petrographische Untersuchung des kristallinen Kernes des Gebirges J. Kamenický durch.

Nach J. Kamenický (1956) wird der nördliche Teil des Kernes des Gebirges Považský Inovec durch kristalline Schiefer gebaut, die durch eine Serie von in Glimmerschiefergneise übergehenden muskovitischen Glimmerschiefern repräsentiert werden. Die angeführten Typen der kristallinen Schiefer enthalten schwache Lagen quarziger Glimmerschiefer bis quarziger Gneise. In den kristallinen Schiefern der angeführten Typen treten sporadisch schwache Körper intermediärer und basischer Gesteine zwischen den Schichten auf. Im nördlichen Teil des Gebirges kann man im ganzen zwei Typen unterscheiden: Quarzporphyrite und Amphibolite.

Makroskopisch quarzige Porphyrite stellen ein richtungslos-körniges, feinkörniges, bis aphanatisches Gestein mit makroskopisch beobachtbaren Feldspat- und Quarzeinsprenglingen dar. Das frische Gestein ist sattgrün.

Beim mikroskopischen Studium ist die porphyrische Struktur mit den Einsprenglingen des Quarzes, der Feldspate und der dunklen Minerale auffallend. Die Struktur der Grundmasse ist intersertal, intersertal divergent, arboreszent, pilotaxitisch, mit verschiedenen gegenseitigen Übergängen und Zwischentypen. Die porphyrischen Einsprenglinge des Quarzes und der Feldspate sind magmatisch korrodiert, die dunklen Minerale treten sporadisch auf und sind sekundär vollkommen umgewandelt. Die Grundmasse wird durch den Chlorit Pennin und durch die Plagioklase II. gebildet, zu denen in der Form von Erzpigment der Magnetit und Hämatit beitritt. Von den akzessorischen Mineralen ist Zirkon, Apatit, von den sekundären Serizit, Chlorit II., Epidot, Limonit anwesend.

Bei der Interpretation der Genese und des Alters der angeführten Gesteine muss man den geologischen Bau der weiteren Umgebung einzelner Körper der Quarzporphyrite berücksichtigen. Diese treten im Gebiete auf, wo sich auch Körpen der Amphibolite befinden. Geht man von verschiedenem Grad der Metamorphose beider Gesteinstypen aus, die unterschiedliche Textur, Mineral- und chemische Zusammensetzung haben (Analysen der Amphibolite siehe in M. Krivý, 1958), muss man unterschiedliche Entstehungsquelle und vielleicht auch verschiedenes Alter der Quarzporphyrite und Amphibolite im nördlichen Teil des Gebirges Považský Inovec voraussetzen.

Die meisten Amphibolite der Zentralen Westkarpaten werden in der Gegenwart als ein metamorphes Derivat der initialen Vulkanite des variszischen Entwicklungszyklus interpretiert. Als eine Arbeitshypothese kann man die Meinung über das alpidische Alter der Quarzporphyrite annehmen. Die falschen Adern dieser Gesteine dürften die Zufuhrswege (Kanäle) der Produkte des initialen alpidischen Vulkanismus darstellen, die sich in kristallinen Serien erhalten haben.

Lehrstuhl für Mineralogie und Petrographie der Fakultät der geologisch-geographischen Wissenschaften an Komenský's Universität in Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

J. SLÁVIK—M. CMUNTOVÁ—M. HORÁKOVÁ—J. VOLFOVÁ

BIOSTRATIGRAFICKÉ A PETROGRAFICKÉ ZHODNOTENIE VRTU ČELOVCE — 1

(Nemecké resumé, tab. I)

Výťah

V tzv. čeloveckej formácii doteraz neistého stratigrafického postavenia, ktorú vytvára komplex sedimentov ležiacich v synklinoriálnom pásme centrálne karpatského flyša na SV od Prešova medzi obcami Čelovce a Záhradné vrtom sa mala overiť jej uhlonosnosť. Petrografické a paleontologické vyhodnotenie poukazuje na to, že vek tejto formácie je spodnomiocénny (akvitán-burdigal). Vo vrte bola konštatovaná poloha ryolitových tufitov, ktorá reprezentuje najpravdepodobnejšie prvú fázu neogénneho vulkanizmu východného Slovenska.

Úvod

Severovýchodne od Prešova neďaleko obce Čelovce robili sa v období medzi svetovými vojnami pokusy o ťažbu uhlia. V rámci geologického mapovania východného Slovenska Lešk o (1955) vymedzil rozsah súvrstvia, v ktorom by mohli byť vyvinuté uhoľné sloje a nazval ho *čeloveckou formáciou*. Roku 1958 boli v najzápadnejších úsekoch čeloveckej formácie odvŕtané 2 vrty, ktoré mali overiť uhľonosnosť územia. Vrt Čelovce—1 (viď obr. 1) situovaný SV od Kapušian prevŕtal čeloveckú formáciu neďaleko Čeloviec až do eocénneho podložia. Štúdium vzoriek z vrtu nám osvetlilo stratigrafickú a litologickú náplň čeloveckej formácie. Výsledky vyhodnotenia vrtu môžu mať veľký význam pre chápanie geologického vývoja východného Slovenska, a preto považujeme za účelné zverejniť naše poznatky.

Stručný prehľad názorov na geologickú stavbu čeloveckej formácie

Čelovecká formácia, podľa výsledkov geologického mapovania Lešk u, je vyvinutá medzi obcami Čelovce a Záhradné na elipsoidnej ploche o rozsahu asi 5 km^2 (viď situačný náčrt). Sedimenty čeloveckej formácie vypĺňajú synklino-

riálnu zónu v centrálne karpatskom flyši. Čo sa týka litologického vývoja, čeľovecku formáciu budujú neflyšové sedimenty molasového charakteru.

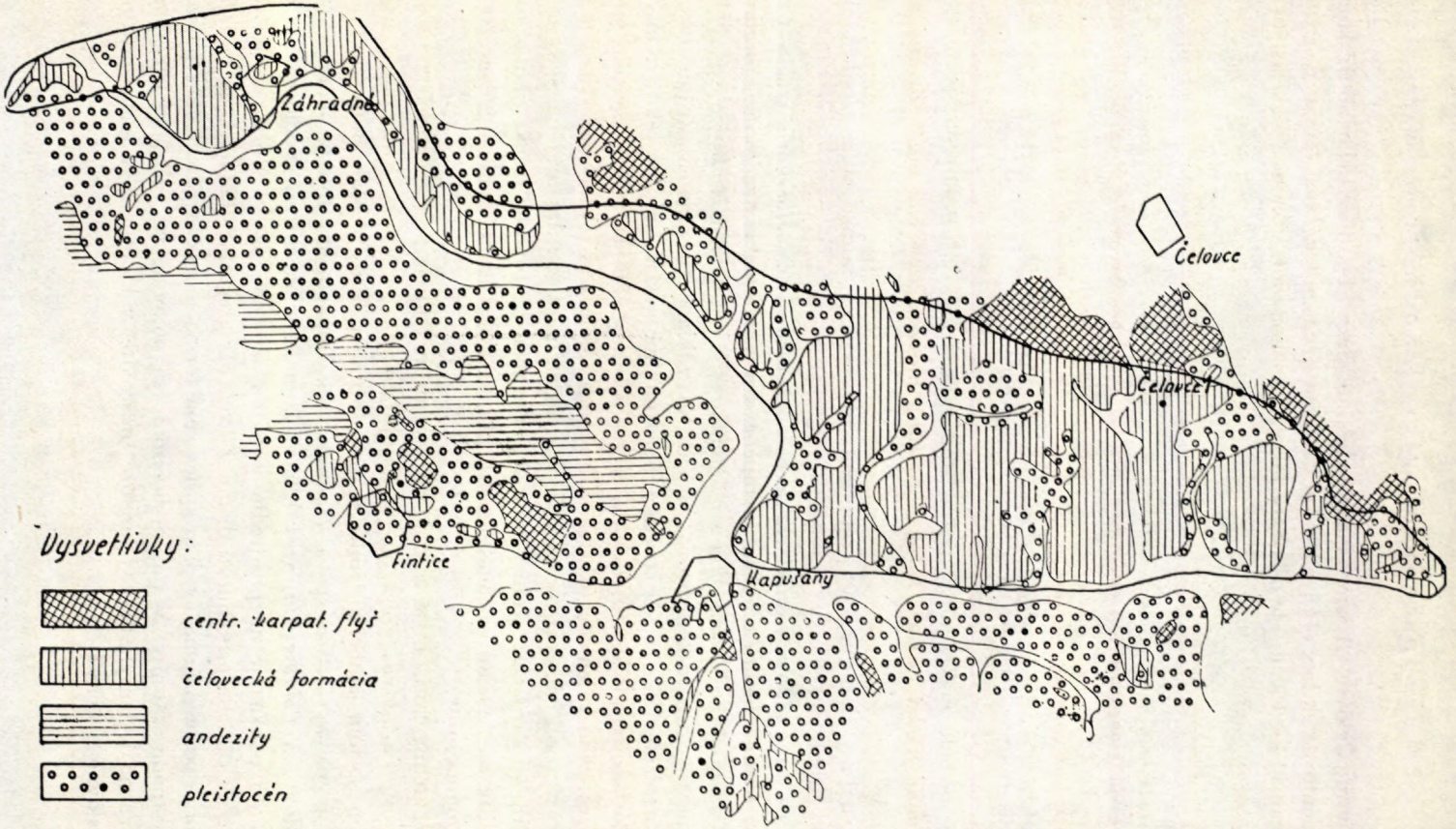
O stratigrafickom postavení čeľoveckej formácie sa dlhšie diskutovalo. Čechovič (1950) a Schnábel (1930) na základe orientačného štúdia makrofauny zaraďovali ju do vrchného oligocénu. Hanzlíková na základe mikropaleontologickej analýzy povrchových vzoriek sa tiež prikláňa ku oligocénnemu veku čeľoveckej formácie. Lešku (1955—1957) akceptuje tieto názory a pripúšťa s určitou rezervou vrchnooligocénny vek čeľoveckej formácie; tento názor akceptuje aj Seneš (1957).

Petrografický profil vrtu Čelovce — 1

Vrt Čelovce—1 bol situovaný do nadložia odkryvu uhoľného sloja. Sled vrstiev vo vrte je tento:

0,00— 15,00 m	sivé až sivohnedé jemne až stredne zrnité piesky;
15,00— 18,00 m	sivé bridlice s veľkým množstvom zle zachovanej makrofauny;
18,00— 31,00 m	sivé, slabo spevnené pieskovce rôzneho granulometrického zloženia od aleurolitov až po drobnozrnné konglomeráty;
31,00— 60,00 m	sivé až sivozelené šupinkovité a nepravidelne polyedricky rozpadavé íly a bridlice lokálne s uhoľnou pigmentáciou, aleurolitickými až pieskovcovými vložkami a s preuhoľnatenými zvyškami flóry, miestami obsahuje zle zachovanú makrofaunu;
60,00—100,00 m	svetlosivé, prevažne jemnozrnné pieskovce (priemer zrna pod 0,5 mm), v bázálnych častiach prechádzajúce do drobnozrnných zlepencov, v ktorých psamitickú frakciu tvorí výlučne kremeň. Nachádzajú sa v nich vložky pevných bridlíc s črepinovitým rozpadom;
100,00—152,80	tmavosivé a sivozelené íly a bridlice, miestami s hojnou aleuritickou prímesou a s tenkými prepláskami lesklej, dobre preuhoľnatenej flóry a so zvyškami flóry na vrstevných plochách; v hĺbke okolo 133 m početná, dobre zachovaná makrofauna;
152,80—153,20	uhlie;
153,20—159,00	svetlosivé íly s makrofaunou;
159,00—269,00	svetlosivé granulometricky rozmanité pieskovce, miestami s pružkovitou pigmentáciou, v bazálnych častiach ojedinele s makrofaunou;
269,00—282,00	tmavosivá piesčitá bridlica;
282,00—285,00	ryolitový tufit;
285,00—371,00	silne piesčité bridlice až ílovité pieskovce s jemnými pyritickými konkréciami;
371,00—383,00	črepinovité, rozpadavé íly so zachovanou makrofaunou na báze;
383,00—428,00	jemnozrnné pevné pieskovce so zrnkami glaukonitického vzhľadu;
428,00—455,00	jemnozrnné flyšoidné, dokonale laminované, šikmo, diagonálne i horizontálne mikrovrstvovité piesčité bridlice s dokonalou tabuľkovitou odlučnosťou, miestami s bridličnatými a pieskovcovými vložkami, niekde pripomínajúce textúry tektonických brekcií.

Tieto mocnosti sú nepravé, lebo sklon vrstvovitosti v celom vrte je ca 70° k JJZ.



Obr. 1. Situačný náčrt čeloveckej formácie.

Makropaleontologické zhodnotenie vrtu

Z vrtu Čelovce—1 sme makropaleontologicky detailne vyhodnotili komplex sedimentov z hĺbky 114—157 m. Z ostatných hĺbok bola fauna neurčiteľná. V hĺbke 114—157 m ide o bohatý faunistický horizont, v ktorom boli zistené tieto druhy:

Ostrea cf. *cyathula* Lamarck
Ostrea sp.
Polymesoda brongniarti (Basterot)
Polymesoda brongniarti costulata (Coss.-Peyrot)
Polymesoda brongniarti allongeé (Coss.-Peyrot)
Congeria basteroti (Deshayes)
Cardium sp.
Psammobia sp.
Theodoxus (Theodoxus) gregarius (Thomae)
Hydrobia sp.
Melanopsis hantkeni Hofmann
Pirenella hornensis (Schaffer)
Bulimus sp.

Na základe makrofauny možno študovaný komplex rozdeliť na tri horizonty: 1. *spodný* medzi 145 a 157 m; 2. *stredný* medzi 120 a 132 m; 3. *vrchný* medzi 114 a 120 m.

Spodný horizont reprezentuje netypická fauna, takže podľa nej nemožno urobiť dôležitejšie uzávery.

Stredný horizont charakterizujú druhy *Pirenella hornensis* a *Congeria basteroti.* Ojedinele sú tu zastúpené druhy *Ostrea* cf. *cyathula, Polymesoda* sp., *Cardium* sp., *Psammobia* sp., *Melanopsis hantkeni* a *Hydrobia* sp.; v hĺbke 125 m je ostreovo-kongériová lavica. Na základe prítomnosti druhu *Pirenella hornensis* usudzujeme, že stredný horizont má vyššiu salinitu ako vrchný. Po stránke stratigrafickej stredný horizont obsahuje faunu známu svojou širokou stratigrafickou valenciou (*Congeria basteroti, Melanopsis hantkeni*). Iba *Pirenella hornensis* bola doteraz opísaná len z akvitánu a burdigalu bavorskej molasy a z alpsko-karpatskej čelnej hĺbiny. Asociácia neobsahuje však žiadne formy, ktoré by sa viazali len na oligocén. Preto považujeme študovaný horizont za spodnomiocénny.

Pre vrchný horizont je charakteristický druh *Polymesoda brongniarti, Congeria basteroti, Theodoxus gregarius, Melanopsis hantkeni.* Všetky formy sú zastúpené veľkým počtom jedincov. Hojne sa pridružujú operkuly z rodu *Bulimus.* Lokálne býva hojná aj *Ostrea* sp. a *Hydrobia* sp. Smerom do hĺbky ubúdajú formy *Theodoxus* a *Polymesoda,* až v hĺbke 120 m takmer miznú. Spoločenstvo tohto horizontu poukazuje na prostredie s nižšou salinitou ako v strednom horizonte, súdiac na základe prítomnosti druhu *Theodoxus gregarius. Polymesoda brongniarti* bola doposiaľ známa len ako sprievodná forma morských asociácií s najrôznejším stupňom salinity. V našom horizonte sa objavuje vo veľkom počte. Tým je zdôraznená jej euryhalínnosť, pretože prostredie, v ktorom sa v tomto vrte našla, je výslovne brakické.

Zistené spoločenstvo fauny má malú stratigrafickú hodnotu (*Congeria basteroti, Melanopsis hantkeni, Hydrobia* sp.). Viečka rodu *Bulimus* sa nám nepodarilo bližšie identifikovať. Na spodnomiocénny vek asociácie však poukazuje *Polymesoda brongniarti* a *Theodoxus gregarius*, ktoré sa citujú z akvitánu a burdigalu.

Celkove obidva horizonty (stredný a vrchný) obsahujú faunu spodnomiocénneho rázu. Líšia sa od seba len rôznym stupňom salinity. Stredný horizont s druhom *Pirenella hornensis* je slanší než vrchný s druhom *Theodoxus gregarius.*

V porovnaní s obdobnými brakickými asociáciami Nemecka, Rakúska, Maďarska, južného Slovenska a Juhoslávie naša asociácia sa od nich markantne líši. Je mladšia než tzv. cyrenové vrstvy na báze rupelu vnútrokarpatskej panvy, ktoré sa zistili na našom území v oblasti Štúrova. Akvitán bavorskej molasy obsahuje z našich foriem druhy *Polymesoda brongniarti* a *Theodoxus gregarius.* S brakickými cyrenovými vrstvami intrakarpatskej depresie je spoločný len druh *Melanopsis hantkeni* a *Ostrea* cf. *cyathula.* Z okolia Prešova sú známe marínne spoločenstvá burdigalského veku, ktoré však neobsahujú brakické prvky. Preto nie je možné korelovať burdigal z oblasti Prešova so spodným miocénom čeloveckej formácie, i keď možnosti laterálneho prechodu nie sú vylúčené. Do určitej miery je v asociácii z vrtu Čelovce-1 podobný vývoj na báze burdigalu alpsko-karpatskej čelnej hlbiny v oblasti Eggenburgu (Dreieichen, Molt), odkiaľ bol prvý raz opísaný druh *Pirenella hornensis* vyskytujúci sa v spodnom horizonte vrtu Čelovce-1. Tento druh je súčasne jedinou formou známou z burdigalu. Vo viedenskej panve je spodný burdigal morský podobne ako v bavorskej molase. S našou asociáciou má spoločné formy *Congeria basteroti, Melanopsis hantkeni* a *Pirenella hornensis.* Mainzská panva má odlišný vývoj, pretože tam nedochádza k morskej spodnomiocénnej transgresii, ale k striedavo brakickej, sladkovodnej a kontinentálnej sedimentácii. Porovnávacie štúdium s corbiculovými a hydrobiovými vrstvami tejto panvy sme pre nedostatok materiálu nemohli vykonať. Dá sa predpokladať podobný lokálny vývoj fauny.

Podľa stratigrafického rozboru spoločenstva a porovnávania s vyššie uvedenými oblasťami patria naše asociácie spodnému miocénu (akvitán až burdigal) v brakickom, miestami až sladkovodnom vývoji. Paralelizácia s inými brakickými asociáciami Paratetýdy nie je možná, lebo druhové zoskupenie nášho spoločenstva nemá v doteraz známych lokalitách strednej Európy obdobu.

Mikropaleontologické zhodnotenie vrtu

Pre mikropaleontologické vyhodnotenie mali sme k dispozícii vzorky zo všetkých pelitických fácií vrtu Čelovce-1. Mikroasociácie boli kvalitatívne aj kvantitatívne chudobné; jediné bohatšie spoločenstvo sa vyskytlo v hĺbke 368 m. Mnohé zo študovaných foriem sú silne oblepené minerálnymi zrnami, čo značne sťažuje ich rodovú a druhovú identifikáciu, iné sú zase deformované tlakom.

Zastúpenie jednotlivých rodov a spôsob ich zachovania nasvedčujú tomu, že v čase vzniku sedimentov zachytených vrtom Čelovce-1, existovala tu brakická vodná panva so slabou cirkuláciou vody a nedokonalou aeráciou, v dôsledku čoho sa v hlbších častiach panvy vytvorilo redukčné prostredie. Dokazuje to prítomnosť pyritových konkrécií a pyritových jadier foraminifer, ktoré vyplňujú veľkú časť zachovaných schránok.

120 m:	*Rotalia beccarii* L.	5	
128 m:	*Rotalia beccarii* L.	4	
	Quinqueloculina longirostra d'Orb.	5	
	Quinqueloculina aff. *seminulum* Lin.	3	
141 m:	*Rotalia beccarii* L.	2	
	Uvigerina jacksonensis Cush.	1	
	Uvigerina nodosa d'Orb.	1	
	Marginulina (úlomok)	1	
150 m:	*Rotalia beccarii* L.	4	
	Úlomky sladkovodnej makrofauny		
275 m:	*Coscinodiscus*	2	
285 m:	neurčiteľné, porušené a silne oblepené formy		
301 m:	*Lagena* aff. *laevis* Montg.	1	
	Nonion sp.	1	
	Ostracoda	1	
322 m:	*Cibicides* aff. *ungerianus* d'Orb.	1	
	Bolivina jacksonensis Cush. & Apl.	2	
	Globulina sp.	2	
	Haplophragmoides sp.	2	
354 m:	*Pullenia* sp. (úlomok)	2	
	Robulus sp.	3	
361 m:	*Cibicides ungerianus* d'Orb.	2	
	Chillostomella sp.	2	(pyritizované)
	neurčiteľné formy		
368 m:	*Chillostomella* sp.	5	
	Nonion boueanus (d'Orb.)	5	
	Nonion pompilioides (Ficht. et Moll.)	5	
	Nonionella sp.	1	
	Globulina gibba d'Orb.	5	
	Polymorphina sp.	2	
	Robulus arcuatus Karr.	2	
	Robulus (úlomky)	3	
	Robulus subulatus Rss.	1	
	Robulus inornatus d'Orb.	1	
	Lagena vulgaris Will.	2	
	Lagena costata Will.	1	
	Lagena laevis Montg.	1	
	Planularia sp.	2	
	Eponides budensis Hantk.	2	
	Cibicides ungerianus d'Orb.	5	
	Quinqueloculina sp.	1	

	Quinqueloculina laevigata d'Orb.	2	
	Spiroloculina sp.	1	
	Bulimina puppoides d'Orb.		
	Globigerina bulloides d'Orb.	1	
	Reofax sp.	1	
	Ostracoda	2	
370 m:	*Rotalia beccarii* L.	3	(pyritizované)
	Chillostomella sp.	1	
	Globigerina sp.	1	
	Coscinodiscus	1	
377 m:	*Nonion pompiliodes* (Ficht. et Moll.)	3	(pyritizované)
	Nonion boueanus d'Orb.	1	
	Chillostomella sp.	3	
	Cibicides ungerianus d'Orb.	2	
	Reofax sp.	2	
415 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	2	
420 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	3	
426 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	4	
	Amodiscus incertus d'Orb.	2	
	Cibicides sp.	1	
436 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	5	
441 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	5	
452 m:	*Globigerina officinalis* Subb.	4	

Čísla za jednotlivými formami neudávajú skutočný počet jedincov, ale počet podľa nasledujúceho kľúča:

1 = 1 ex. vo výplave; 2 = 2—4 ex. vo výplave; 3 = 5—7 ex. vo výplave; 4 = 8—15 ex. vo výplave; 5 = 15 a viac exemplárov.

Na základe tejto mikrofauny môžeme vo vrte Čelovce-1 vymedziť tri zreteľne odlišné mikrofaunistické horizonty:

1. V hĺbkovom rozmedzí 120—150 m, horizont s brakickým charakterom mikrofauny, v ktorom sú asociácie tvorené prevažne formami *Rotalia beccarii* a *Quinqueloculina.*
2. V hĺbkovom rozmedzí 150—415 m horizont so zmiešanou brakickou a marínnou mikrofaunou, takmer bez druhu *Rotalia beccarii* a s prevahou zástupcov rodu *Nonion.*
3. V hĺbkovom rozmedzí 415—452 m horizont charakterizovaný výlučne druhom *Globigerina officinalis* Subbotina.

Prvý horizont: V celom horizonte podstatnú časť asociácie tvorí rod *Rotalia beccarii,* ku ktorej v hĺbke 128 m pristupujú zástupcovia rodu *Quinqueloculina* a v hĺbke 141 m objavuje sa sporadicky morský druh *Uvigerina* a *Marginulina.*

Druhý horizont charakterizuje neprítomnosť formy *Rotalia beccarii.* Mikrofaunistické asociácie nadobúdajú zmiešaný ráz, kde percentuálne zastúpenie marínnych a brakických foriem vo vertikálnom smere kolíše. Prevahu nadobúdajú druhy *Nonion pompilioides* a *Nonion boueanus,* ktoré spolu s dosť hojným zastúpením rodu *Chillostomella* tvoria hlavne v hĺbke 368 m podstatnú časť aso-

ciácie. Z rodu *Chillostomella* sú zachované len pyritové jadrá schránok, podobne ako u rodu *Rotalia* a *Robulus*, no v menšej miere. V tomto horizonte objavujú sa zástupcovia rodov *Coscinodiscus a Ostracoda.*

Tretí horizont: v hĺbke 415 m sa náhle tratia všetky vyššie spomínané rody a druhy a objavuje sa planktonický rod *Globigerina*, zastúpený druhom *Globigerina officinalis* Subbotina. Táto forma, typická pre vrchný eocén, tvorí až do konečnej hĺbky vrtu 452 m podstatnú časť výplavov.

Mikrobiostratigrafickým výskumom povrchových vzoriek čeloveckej formácie zaoberala sa Hanzlíková (1954) a na základe svojich pozorovaní zaradila celý komplex do oligocénu. Asociácie z vrtu Čelovce-1 sú čiastočne podobné asociáciám uvádzaným v práci Budaya a Cichu (1956) zo spodného miocénu (burdigalu) Považia najmä hojným zastúpením rodu *Chillostomella* a *Cibicides ungerianus.* Z aglutinancií bol určený iba *Reofax* sp., a úplne chýbajú zástupcovia rodu *Cyclammina a Bathysiphon taurinensis* Sacco, ktoré Cicha uvádza ako hlavných predstaviteľov spodného burdigalu.

Hoci sa vo vrte vyskytujú asociácie vyložene brakického charakteru, nevyskytol sa ani jeden exemplár rodu *Elphidium*, no na rozdiel od spodnomiocénnych asociácií Považia a Dolnomoravského úvalu naše vzorky sa vyznačovali bohatým rozšírením rodov *Rotalia* a *Nonion.*

Porovnaním vzoriek s burdigalom prešovskej tehelne bola zistená určitá, nie však úplná zhoda v charaktere mikrofauny. Asociácie sú podobné bohatou prítomnosťou rodu *Rotalia beccarii*, avšak v burdigale prešovskej tehelne nadobúda prevahu marínny komponent nad brakickým (podstatne prevláda rod *Robulus*); naproti tomu čelovecké asociácie majú brakickejší charakter.

Zmeny pomeru brakickej a morskej zložky v asociáciách sú zapríčinené výkyvmi salinity v sedimentačnom priestore. Nie je vylúčené, že burdigalský komplex hornín z prešovskej tehelne a sedimenty zachytené vrtom Čelovce-1 usadzovali sa v jednej sedimentačnej panve, pričom prostredie v oblasti Čeloviec bolo oproti oblasti Prešova viac vysladené. Sedimentácia čeloveckej formácie prebiehala pravdepodobne v príbrežnej oblasti.

Záverom možno povedať, že hoci mikrofaunistické asociácie obsahujú prvky typické pre spodný miocén Slovenska, celkový ráz nasvedčuje, že ide o sedimentačný priestor najpravdepodobnejšie spodnomiocénneho veku, ktorý môže zahrňovať predhelvétske obdobie. Na základe mikropaleontologickej analýzy môžeme bezpečne stanoviť hranicu medzi spodným miocénom a vrchným eocénom, ktorá je jasne dokázateľná v hĺbke 415 m.

Sedimentárno-petrografické zhodnotenie vrtu

Pre zistenie mineralogickej charakteristiky sedimentov čeloveckej formácie vyhotovili sme niektoré sedimentárno-petrografické analýzy, Vzorky pre sedimentárnu petrografiu sa vybrali približne v 10 m intervaloch, a to do hĺbky 120 m.

V rámci sedimentárno-petrografického vyhodnotenia bola: 1. stanovená karbonátnosť; 2. analýza ťažkej frakcie a 3. štúdium štruktúr.

Granulometrické štúdium pieskovcových sedimentov sme nemohli vykonať pre silné diagenetické spevnenie horniny. Drvenie by totiž veľmi skreslilo pôvodné zrnitostné zloženie.

Nepovažujeme za potrebné venovať pozornosť jednotlivým vzorkám, lebo petrografické zloženie jednotlivých sedimentov samotnej čeloveckej formácie sa monotónne opakuje; preto bude vhodnejšie súhrnne opísať vlastnosť psefitických a pelitických sedimentov. Väčšie mineralogické rozdiely budú zdôvodnené. Považujeme za potrebné zvlášť opísať vlastné sedimenty čeloveckej formácie a zvlášť sedimenty eocénne a výsledky sumarizujeme na pripojenej tabuľke.

Pieskovce čeloveckej formácie

Makroskopický opis. Pieskovce sú sivej farby rôznych odtieňov. Vo väčšine prípadov sú dobre diageneticky spevnené, textúra však ostáva všesmerná. Občas sa objavuje vrstvovitá textúra s tabuľkovitou odlučnosťou spôsobenou šupinkami muskovitu, ktoré sú nahromadené na vrstevných plochách.

Priemerná veľkosť kremenných zŕn pieskovca sa pohybuje okolo 0,5 mm. Zrnitosť pieskovca je však premenlivá, niekedy obsahuje dokonale oválané valúniky o priemere až 1 cm, inokedy zas úplne ostrohranné a prechádza do aleuritických polôh s veľkosťou zŕn do 0,05 cm.

Mikroskopický opis. Štruktúra pieskovcov je kryštaloklastická a závisí od zrnitosti. Podľa klasifikácie J. R. Polovinkiny odpovedá u hrubozrnnejších typov psamitickej, u jemnejších aleuritickej, alebo aleuriticko-pelitickej štruktúre. U pieskovcov a aleuritov diageneticky pevne stmelených možno pozorovať štruktúry regeneračné — klastický kremeň je obrastený kremenným tmelom.

Tmel pieskovcov býva bazálny a tvorí ho sčasti kalcit a sčasti rekryštalovaný kremeň.

Charakteristika pieskovcov z hľadiska delených frakcií

Priemerné zastúpenie minerálov ťažkej frakcie sa pohybuje okolo 0,3 %. V jemnozrnnejších polohách sa množstvo ťažkých minerálov zvyšuje v dôsledku prítomnosti autigénneho pyritu.

Z priloženej tabuľky je zrejmé, že priebežne sa v ťažkej frakcii vyskytujú tieto minerály: granát, chlorit, rutil, staurolit, turmalín a zirkón.

Akcesoricky sú zastúpené: anatás, apatit, brukit, chloritoid, spinel, titanit, zoizit, topás. Autigénny pyrit býva v hrubozrnných pieskovcoch akcesóriou, v jemnozrnných však tvorí väčšiu časť ťažkej frakcie.

Kysličníky kovov — magnetit a ilmenit sa naopak nachádzajú len v pieskovcoch, v neredukčnom prostredí.

Vek:	Charakter sedimentácie	Hĺbka v m	Perceutálne zastúpenie								
			anatas	apatit	biotit	brookit	epidot	granát	chlorit	chloritoid	orthit ?
akvitán – burdigal	molasová sedimentácia striedanie lavíc pieskovca s ílovcami a bridlicami (čelovecká formácia)	120									
		128,60						+			
		134		0,3				13,2			
		141						4,8	+		
		150						+			
		155,50						+		+	
		163						11,2	28		
		178						15,9			
		190						11,3	14		
		200						32	14		
		217						25,2	7,6		
		223						14,5	6,8		
		231						35,1			
		234						15,3			
		245	+					27,8		+	
		253			+	+	+	32,5	6,6		
		259				+		37	1,3	+	
		265	+		+	+		18,6	+	+	
		271		+	+			19,5			
		275						3	+		
		281						0,5			
		285		+				1			
		290		+				3,6			
		295						5,0		+	
		301						4,8	+		
		307			2,0			19,1	13,4		
		322			0,86			14,5		+	
		327						21	2,20		
		334						29	1,8		
		346					+	4,8	0,8		
		354						+			
		361						+	+		
		370						1,13			
		376									
		387						+	+		
		390						6,34			
eocén	flyšová sedimentácia piesčité bridlice	398			+			11,5	3,6		
		405									
		417									
		419									
		428		+				7,1			
		434						0,5			
		445									
		438									
		447		+	2,1			3,8	16,5		
		452									

minerálov so špec. váhou ⟩ 2,89

rutil	spinel	staurolit	titanit	turmalín	zirkón	zoizit	magnetit ilmenit	pyrit	zakalené minerály	glaukonit	Percentuálny obsah karbonátov	Percentuálny obsah ťažkej frakcie
		+			+			99			8,40	0,3
		+						99,5			15,60	0,2
1,3		6,4		3,4	7,0		38,9		29,6		13,00	1,1
2,7	+			1,8	2,7			57	32		3,60	0,02
		+		+				99			16,80	4,4
+		+						98			12,40	0,2
1,5		5,2		2,5	+		2,2		56		10,40	0,7
3.3		13		4,0	2,9		8,0		53		13,60	1
		2,5		1,0		+		44	37		5,60	0,38
4,0		2,4		4,6	+		1,6	0,8	49		13,00	1,7
7,1	+	1,1		7,1	7,6		3,6	2,5	38,2		9,60	0,2
1,4	+	+		5,2	5		+	24	43		12,40	0,3
1,7	+	3,8		6	2,4		7,6	1,4	42		7,40	0,12
		1,2		2,3	1,8			76	3,8		9,80	0,2
4,8				5,3	11,5			13,5	38		9,20	0,06
7,8		1,0	+	3,7	7,6		7,6	2,2	29		8,80	0,30
3		1,2		1,6	4,5		22,3	2,9	22,3		7,90	0,10
5,2		0,4	+	4,3	7,2	+		34,0	31,4		11,80	0,2
2,5				1,7	6,2			71			10,80	0,46
0,3		0,3		0,3	0,6			95			8,80	0,2
0,5					0,2			98			4,00	0,3
								99			9,80	0,12
0,7				0,9	1,6			91	2,3		10,40	0,2
1,6		0,35		2,8	4,8			86			10,60	7,4
+				3,2	1,2			91			10,20	0,54
2,0		+		1,9	2,5			22,4	37,2		15,00	0,16
3,7		0,27		1,7	4,08			4,2	32,4		10,40	0,3
4,4				3,4	7,7			48	14,3		9,80	0,04
3				1,3	2,5		5,26	9,9	47,1		9,80	0,2
0,5	+	0,5		1,1	0,8			88	21		9,20	0,54
+				+				99			9,80	2,2
+								99			11,40	0,08
0,75					0,75			86	11,3		16,00	0,12
								100			18,40	0,9
				+	+			99			19,40	0,8
2,62	0,39		+	1,05	3,30			86	0,6		18,80	1,4
2,2		2,75			7,85	+				+	16,40	0,19
								100			8,20	14,7
								100			10,40	5,9
								100			40,80	28
4,7				1,9	10,4			76			9,80	5,6
+		0,5			+			99			12,40	0,9
								100			12,40	6,6
+	+	+		+	+			99			14,00	0,52
0,45		1,04		4,5	2,1			34,9	34,2		11,60	0,9
								100			12,80	0,32

Ľahká frakcia (pretože percentuálne zastúpenie jednotlivých ľahkých minerálov sme nevypočítavali, považujem za potrebné aspoň sa o nich zmieniť):

V ľahkej frakcii sú prítomné: kremeň, živce, muskovit a nerozdrobené zvyšky tmelu a hornín.

Hrubozrnné pieskovce obsahujú ako hlavné komponenty kremeň a živce:

kremeň býva vždy ostrohranný a vytvára väčšiu časť ľahkej frakcie;

živce tiež nejavia stopy veľkého opracovania, sú ako kremeň ostrohranné, alebo subangulárne, najmä keď sú kaolinizované;

muskovit sa vyskytuje niekedy akcesoricky, avšak u jemnozrnnejších pieskovcov-aleuritov, keď sú stlačené, sa jeho obsah zvyšuje;

aleurity obsahujú okrem horeuvedených zložiek aj zvyšky jemnozrnného nerozdrobeného tmelu.

Pelitické sedimenty

Na stavbe pelitických sérií participujú slienité íly, ílovce a prechodné aleuriticko-pelitické typy.

Makroskopicky sú sivej farby, ktorá sa mení podľa zloženia. Silne slienité fácie sú svetlejšie, fácie s obsahom humusových látok tmavšie. Vo väčšine prípadov sú dobre tmelené.

Mikroskopicky minerálne zloženie detritických frakcií pelitov odpovedá zloženiu pieskovcov. Veľkosť najväčších klastických súčiastok dosahuje 0,05 mm.

Štruktúra ílov je pelitická (v zmysle Polovinkinej klasifikácie) v prechodných fáciách k pieskovcom peliticko-aleuritická.

Charakteristika pelitov na základe delených frakcií

Podľa priloženej tabuľky kvantitatívne zastúpenie ťažkých minerálov a pelitických hornín značne stúpa v dôsledku prítomnosti autigénneho pyritu. Priebežné minerály u pieskovcov sa v pelitických partiách stávajú akcesóriami a kysličníky kovov — magnetit a ilmenit sa vôbec nevyskytujú.

Ľahká frakcia slienitých ílovcov, ílov obsahuje úlomky tmelu submikroskopického zloženia, ktorý býva niekedy hnedo sfarbený, ďalej úlomky kremeňa, živcov a jemné šupinky sľudy, alebo chlorit.

Vlastnosti minerálov ľahkej frakcie:

kremeň býva ostrohranný a vždy trocha zakalený. Zastúpený býva v menšom množstve ako pri pieskovcoch;

živce sú vzácnejšie ako kremeň a vo väčšine prípadov sú silne kaolinizované;

sľudy tvorené jemnými šupinkami, bývajú často pri vymývaní odplavené a ich množstvo v ľahkej frakcii neodpovedá skutočnosti. Tak ako v pieskovcoch i tu sú najviac zastúpené v stlačených polohách.

Úlomky tmelu pieskovcových hornín a vápencov sú zastúpené rovnakým dielom ako kremeň. V hĺbke 283 m sa nachádza horizont ryolitového tufitu, ktorý je opísaný v inej kapitole.

Na základe minerálneho zastúpenia sa dá v pieskovcoch čeloveckej série vy-

medziť 1 korelačný horizont — pásmo Ti minerálov od 245 m do 271 m. Obsahuje brukit, anatas a zvýšené množstvo rutilu. Podrobnejšie rozdelenie na horizonty by sa dalo urobiť len na základe kvantitatívneho zastúpenia minerálov. Avšak takmer všetky priesvitné minerály sú priebežné, takže by toto vymedzovanie nemalo zmysel už i z toho dôvodu, že kvantitatívne zastúpenie jednotlivých minerálov je závislé od zrnitosti materiálu.

Eocénne sedimenty

V hĺbke 395 m sa nachádzajú sedimenty, ktoré sa už makroskopicky odlišujú od predchádzajúcich. Zatiaľ čo textúra predeocénnych hornín bola všesmerná, textúra eocénnych sedimentov je paralelná. Často sa vyskytuje jemné laminovanie a diagonálne a krížové zvrstvenie, charakteristické pre flyšové sedimenty zachytené týmto vrtom. Hranica medzi flyšom a sedimentmi čeloveckej formácie bola potvrdená i mikropaleontologicky.

Pieskovce sú sivé, jemnozrnné a v hĺbke 399,50 m glaukonitické. Glaukonit dosahuje maximálnu veľkosť 3 mm. Pod glaukonitovým horizontom sú stlačené jemnozrnné piesčité bridlice s dokonalou odlučnosťou, ktorá je čiastočne spôsobená aj striedavým ukladaním pelitického a aleuritického materiálu. Tmel je slienitý alebo vápnitý.

Pelitické sedimenty patria k slienitým ílom — ílovcom. Sú sivé až slabo zelenkavé, čo je spôsobené rozptýleným pyritom; obsahujú vždy jemne piesčitú prímes.

Mikroskopicky odpovedajú štruktúrne typom aleuritickým až aleuriticko-pelitickým. Tmel tvorí slienitá hmota. V stlačených partiách býva tmel usmernený a vzniká lepidoblastická štruktúra. Lišty sľud sú orientované bázou kolmo na smer tlaku. Aj pyrit vytvára nesúvislé rovnobežné pásy. Minerálnym obsahom sa sedimenty čeloveckej formácie nelíšia od eocénnych. Len značný vzrast obsahu autigénneho pyritu a náhle zvýšenie obsahu karbonátov svedčí o zmene podmienok v sedimentačnom prostredí.

Aj v eocénnych pieskovcoch možno vytýčiť iba jeden horizont, glaukonitový v hĺbke 398 m. Vytýčenie ďalších horizontov na základe zvýšeného množstva niektorého z priebežných minerálov by nebolo logické, lebo aj tu percentuálne zastúpenie minerálov závisí od zrnitosti materiálu. Pásmo bohaté na pyrit sa v obidvoch formáciách kryje s pelitickými horizontmi. Náhly vzrast obsahu pyritu a karbonátov v eocénnych sedimentoch svedčí o zmene oxydačného potenciálu prostredia, vyvolanej sedimentáciou jemnozrnného materiálu v odlišnom sedimentačnom prostredí.

Produkty vulkanickej činnosti

Ako sme spomenuli v petrografickom profile vrtu Čelovce-1, v hĺbke 281,10 až 285,20 m bola zistená poloha ryolitových tufitov. Keďže táto skutočnosť má

pre geológiu vulkanizmu východného Slovenska veľký význam, považujeme za potrebné venovať týmto horninám osobitnú stať.

V hĺbke 281,10—282,30 m nachádzame svetlosivú horninu bentonitického vzhľadu. Pod ňou v hĺbke 282,30—285,20 sa vyskytuje usmernená biotitická hornina; podľa mikroskopického štúdia ide o ryolitový tufit.

Petrografický opis horniny

Makroskopicky je to svetlosivá, až jemne zelenkavá hornina pieskovcového vzhľadu bez znateľnej vrstvovitosti, nerovného lomu, nepravidelnej odlučnosti. V sivastej základnej hmote sú bez zreteľného usporiadania až subparalelne roztrúsené tmavé šupinky biotitu (viď tab. I, obr. 1, 2).

Mikroskopický opis. Štruktúra horniny je typicky kryštalovitroklastická. Sklovitú zložku tvorí biele, priezračné, slabo kaolinizované sklo, v ktorom sú nepravidelne až subparalelne rozptýlené kryštaloklasty plagioklasov a tmavých minerálov. Index lomu skla sa pohybuje okolo 1,50.

Planimetrická analýza na integračnom stolíku priniesla tieto výsledky: sklovitá základná hmota 74 %; svetlé súčiastky (plagioklas) 19 %; tmavé súčiastky (biotit) 6,8 %; akcesórie (kremeň, sanidín?, amfibol, zirkón) 0,2 %.

Tieto hodnoty udávajú objemové percentá horniny po odpočítaní pórov. Samotná porozita činí asi 10 %.

Svetlé súčiastky:

Kremeň vytvára klastické indivíduá o veľkosti pórov 0,5 mm bez vlastných kryštalických plôch. Miestne príznaky magmatického otavenia poukazujú, že nejde o synvulkanické usadzovanie kremenných zŕn sedimentárneho pôvodu, ale o vulkanický kremeň.

Plagioklas je z kryštaloklastov najhojnejším minerálom. Charakter je klastický, no miestami bývajú zachované i niektoré kryštalické plochy. Veľkosť úlomkov je pod 1 mm.

Zloženie plagioklasov sme študovali na štvorosovom Fedorovskom stolíku typu ROW na troch úlomkoch, na ktorých boli zachované vhodné dvojčatné zrasty.

Vo všetkých prípadoch išlo o kryštaloklasty albitického zdvojčatnenia. Keďže niet pochýb, že ide o vysokotemperatúrny plagioklas, boli čísla plagioklasov opravené podľa údajov Soboleva a iných (1955) o 18°. Z predloženého vidieť, že ide o plagioklasy pohybujúce sa zložením na hranici oligoklas-andezín.

Tmavé súčiastky:

Biotit vytvára pseudohexagonálne šupinky dosahujúce veľkosť 1 mm. Pri priečnych rezoch sú veľmi intenzívne sprehýbané a miestami v dôsledku silného tlakového pôsobenia intenzívne vyvalcované. Sú charakteristické výrazným pleochroizmom, γ = zlatožltá, α = zelenočierna. Bolo pozorované zrnko biotitu uzatvorené v zonárnom plagioklase, pričom zonárnosť plagioklasu bola koncentrická okolo biotitu.

Amfibol vyskytuje sa v hornine len vzácne. Vytvára drobné zrnká od okrajov výrazne opacitizované. Plošná farba je hnedá, pleochroizmus výrazný. γ = hnedočierna, α = červenohnedá.

Zirkón vystupuje v hornine v podobe silne pretiahnutých, dokonale idiomorfných jedincov. Je nápadný výrazným pozitívnym reliéfom a vysokými interferenčnými farbami.

Litoklasty v hornine tvoria jednak allotigénne úlomky vápenca a jemnozrnného pieskovca a jednak úlomky sférolitov ryolitu.

Podľa petrografického opisu ide o subakválne usadzovanie eolicky triedených sopečných popolovín, ktoré mali svoj zdroj v explozívnych epizódach vulkanizmu biotiticko-amfibolických ryolitov v čase usadzovania sedimentov čeloveckej formácie.

Záver

Petrografické i paleontologické zhodnotenie vrtu Čelovce-1 ukazuje, že sedimenty čeloveckej formácie sú najpravdepodobnejšie spodnomiocénneho akvitán-burdigalského veku. K tomuto uzáveru sme dospeli na základe toho, že makro i mikrofaunistické asociácie majú bližší vzťah k spodnomiocénnym, než k oligocénnym asociáciám iných oblastí strednej Európy. Konečne aj poloha ryolitových tufitov tento fakt potvrdzuje, lebo nikde v priľahlých oblastiach oligocénny ryolitový vulkanizmus nebol konštatovaný.

Sedimentačný priestor tvoril plytký brakický záliv. Výkyvy salinity a existencia redukčného prostredia na jeho dne a špecifický charakter faunistických asociácií poukazujú na to, že od otvoreného mora bol pravdepodobne oddelený ponoreným prahom. Uhľonosná sedimentácia svedčí, že v určitých obdobiach mohlo v ňom dôjsť i k úplnému vysladeniu.

Materiál, ktorým bola sedimentácia v tomto bazéne dotovaná, pochádzal z priľahlých vynorených paleogénnych sérií a z mezozoických sérií neďalekého bradlového pásma.

Čo sa týka vulkanogénnej sedimentácie, považujeme za potrebné zapodievať sa touto otázkou širšie.

Na východnom Slovensku doteraz nebol spodnomiocénny vulkanizmus paleontologicky dokázaný, i keď do tohto stratigrafického stupňa sa zaraďovali produkty ryolitového vulkanizmu z oblasti Fintíc. Avšak časť autorov prikláňa sa k helvétskemu veku týchto kyslých vulkanických hornín (posledne i V. P. Kostjuk, 1959). Ako vidieť z paleontologickej časti tejto práce, faunistické asociácie pomerne jednoznačne naznačujú, že vek čeloveckej formácie je spodnomiocénny, a že celú formáciu možno považovať za akvitán-burdigalskú. V tomto zmysle možno paralelizovať vulkanický horizont čeloveckej formácie so spodnými horizontami ryolitových tufov danilovského súvrstvia v Solotvinskej kotline na Zakarpatskej Ukrajine a s tzv. „spodnými ryolitovými tufmi" oblastí Dunazug, Cserhát, Mátra v severnom Maďarsku.

Čo sa týka vulkanického centra, ktoré mohlo vyprodukovať túto polohu vulkanických hornín, sme odkázaní jedine na dohady. Keďže nie je známa vulkanická činnosť tohto typu v oblastiach, v ktorých prebieha stlačovanie sedimentačného priestoru, musíme hľadať vulkanické centrum v priľahlých oblastiach. Je totiž nesporné, že ešte neskoro po uložení vulkanických produktov sedimentačného priestoru čeloveckej formácie prebiehala plikatívna tektonická činnosť, ktorá stlačila tento priestor do polohy pomerne rozsiahleho synklinória a dala mu i obklo-

pujúcemu ho paleogénu rovnaký tektonický štýl. Vo vrte sme pozorovali rovnaký úklon čeloveckej formácie ako má centrálnokarpatský flyš (ca 70° k JJZ).

Keďže zo samotných Karpát je známe eolické prenášanie značného množstva vulkanických popolovín na vzdialenosti aj vyše 100 km, niet žiadnych príčin, prečo by sme nemohli hľadať zdroj vulkanickej činnosti, ktorá v čeloveckej formácii uložila kyslé popoloviny asi 1,5 m čistej mocnosti, v priľahlých oblastiach.

Geologický prieskum, n. p.
Turčianske Teplice

LITERATÚRA

[1] Anic D., 1925: Gornooligocenske naslage južnog pobočja Ivančice u Hrvatskoj. Geološki vjesnik, sv. II—IV, Zagreb. — [2] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocenu dolnomoravského úvalu. Věstník UUG, roč. XXX, č. 4. Praha. — [3] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Považí. Geolog. práce, zoš. 43, Slovenská akadémia vied. Bratislava. — [4] Cicha I., 1957: Současný stav názorů na vývoj mikrofauny burdigalu a helvetu vídeňské pánve a Považí (sz. část pánve pannonské), Věstník UUG, roč. XXXII, 1957. Praha. — [5] Cicha I., 1957: Vývoj mikrofauny spodního miocénu v Považí. Sborník UUG, XXIV, 1957, oddíl paleontologický, Praha. — [6] Cicha I., Stratigrafické přehodnocení mikrofauny tzv. chattských vrstev na jižním Slovensku ve vztazích k sedimentům Paratethydy (rukopisná zpráva). — [7] Cicha I., 1959: Předběžná zpráva o srovnávacích výzkumech spodního miocenu paratethydy s přihlédnutím k vývoji dírkovcové fauny. Věstník UUG roč. XXXIV, č. 1, Praha. — [8] Čechovič V., 1950: O geologickom vývine predkarpatského miocénu na Slovensku. Geologický věstník č. 1. Bratislava. — [9] Friese H., 1951: Zur Foraminiferen — Fauna der Meeresmolasse des unteren Inngebietes. Abhand. des Geol. Dienst. Akad — Verlag. GMBH Berlin. — [10] Grimm D., 1957: Sedimentopetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1, Geologica Bavorica Nr. 33, München. — [11] Hagn — Hölzl, 1952: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliessenden Helvetikums. Geologica Bavarica, Nr. 10. München. — [12] Hölzl O., 1957: Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns. Geolog. Bavarica, 29. München. — [13] Hölzl O., 1958: Eine Fauna aus dem Burdigal der subalpinen Molasse Oberbayerns. Geologica Bavarica Nr. 17. München. — [14] Hanzlíková E., 1955: Mikrostratigrafické vyhodnocení některých vzorků z Východního Slovenska (rukopisná zpráva) Archív UP, Turčianske Teplice. — [15] Kostjuk V. P., 1959. K voprosu o miocenovom (dopanonskom) vulkanizme Zakarpatja. Izv. Akad. Nauk SSSR, Serija petrofičeskaja No 1, 1959 g. — [16] Kantorová V., 1953: Mikropaleontologický průzkum hlubinných vrtů v prešovské solinosné oblasti. Archív GP, Turč. Teplice. — [17] Leško B., 1955: Centrálno-karpatský paleogén Slovenska severovýchodne od Prešova. Geologické práce, Zprávy 4. Bratislava. — [18] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geologické práce 46. Bratislava. — [19] Logvinensko H. V., 1957: Vvedenie v metodiku isledovania osadočnych porod. Charkov. — [20] Polovinkina J. R., 1948: Struktury gornych porod. Tom. II. — [21] Ruscelli M., 1956: La serie aquitaniano-alveziana del Rio Mainia (Asti) con 7 tav. (pag. 63) Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia. Vol. LXII No 2. — [22] Sandberger F., 1863: Die Conchylien des Mainzer Tertiär-Beckens. Wiesbaden. — [23] Sandberger F., 1870: Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesba-

den. — [24] Seneš J., 1957: Uholné ložiská Slovenska ich geológia a perspektíva. Publikácia: Dni novej techniky pri Uholnom prieskume v Turč. Tepliciach. — [25] Slávik J., 1959: Sedimentárno-petrografické vyhodnocení opěrné vrtby Báhoň ČND Brno. — [26] Sobolev A. I., 1955: Petrografia neogenových vulkaničeskich i hypobisalnych porod Sovietskich Karpat. Izd. Akad. Nauk SSSR. Kijev. — [27] Wenz W., 1923: Gastropoda extramarina tertiaria. Berlin. — [28] Wolf W., 1897: Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. Paläontografica, 43. Stuttgart.

SLÁVIK—CMUNTOVÁ—HORÁKOVÁ—VOLFOVÁ

BIOSTRATIGRAPHISCHE UND PETROGRAPHISCHE AUSWERTUNG DER BOHRUNG ČELOVCE 1.

Im Gebiet nordöstlich der Stadt Prešov, zwischen den Gemeinden Čelovce und Záhradné in der Ostslowakei tritt in der synklinorialen flyschoiden Zone der Zentralkarpaten ein Molassenkomplex auf, der als „Čelovecer Formation" bezeichnet wird und dessen stratigraphische Position bis jetzt unsicher blieb. Die meisten Autoren neigten zur Ansicht über das oligozäne Alter dieser Formation.

Nahe der Gemeinde Čelovce tritt an die Oberfläche ein Kohlenflöz auf, das an diese Schichtfolge gebunden ist. Zwecks Erforschung dieses Flözes wurde an dieser Stelle eine Bohrung (Čelovce 1) durchgeführt, die einer eingegenden paläontologischen und petrographischen Untersuchung unterzogen wurde.

Makropaläontologisch wurde der studierte Komplex aus einer Tiefe zwischen 114 und 157 m studiert, wobei drei verschiedene Horizonte festgestellt wurden, und zwar:

der obere Horizont in der Tiefe	114—120 m;
der mittlere Horizont	120—132 m;
der untere Horizont	145—150 m.

Der untere Horizont erscheint uns untypisch und auf Grund seiner Fauna können keine wichtigere Beschlüsse gemacht werden.

Der mittlere Horizont wird durch folgende Arten charakterisiert: *Pirenella hornensis* (Schaffer) und *Congeria basteroti* (Desh.). Vereinzelt kommen auch *Ostrea* cf. *cyathula*, *Polymesoda* sp., *Cardium* sp. und *Psammobia* vor. Aus dieser Assoziation wurde *Pirenella hornensis* bisher nur aus dem Aquitan und Burdigal der bayerischen Molasse aus der alpinkarpatischen Vortiefe beschrieben. Auf Grund dessen, wie auch unter Berücksichtigung des allgemeinen Charakters der Assoziation halten wir diese Schichtfolge für Untermiozän.

Den oberen Horizont charakterisieren folgende Arten: *Polymesoda brongniarti*, *Congeria basteroti*, *Theodoxus gregarius* und *Melanopsis hantkeni*. Dazu kommen noch Opercula von *Bulimen*, *Ostrea* sp. und *Hydrobia* sp.

Diese Assoziation weist nur darauf hin, dass es sich um Gemeinschaft mit einer niedrigeren Salinität handelt; demgegenüber die Arten wie *Theodoxus gregarius* und *Polymesoda brongniarti* wurden aus dem Aquitan und Burdigal zittiert. Auf Grund der makropaläontologischen Analyse kann diese Schichtfolge zum Untermiozän (Aquitan-Burdigal) eingereiht werden.

Auch auf Grund der mikropaläontologischen Analyse können in der Bohrung drei verschiedene Horizonte festgestellt werden:

1. zwischen 120—150 m ein Horizont mit der brakischen Mikrofauna, in dem wir hauptsächlich *Rotalia beccarii* und *Quinqueloculina* finden; in den tieferen Partien kommen noch die marinen Formen der *Uvigerina* und *Marginulina* dazu.
2. zwischen 150—415 m ein Horizont mit gemischter mariner und brackischer Mikrofauna, fast ohne *Rotalia beccarii*, und mit Überlegenheit der *Nonionen*; ihnen schliessen sich noch *Chillostomella* und weniger auch *Coscinodiscus* und *Ostracoden* bei.

3. zwischen 415—452 m Horizont, in dem ausschliesslich die Art *Globigerina officinalis* Subb. vertreten ist; diese Art ist für Obereozän charakteristisch.

Obwohl in der Assoziation der Mikrofauna keine typische Elemente des Untermiozäns der Slowakei vorkommen, der allgemeine Charakter der Fauna spricht dafür, dass es sich da höchstwahrscheinlich um eine untermiozäne Ablagerung (Aquitan- Burdigal) handelt. Mikropaläontologisch kann eine klare Grenze zwischen dem Paläogen und dem Miozän nachgewiesen werden (die sich in der Tiefe von 415 m befindet).

Bei der sedimentär — petrographischen Analyse wurde:

1. Feststellung des Karbonaten-Inhaltes,
2. Analyse der schweren Fraktion, und
3. Studium der Strukturen

durchgeführt.

Ergebnisse dieser Analysen bestätigen bis in die Tiefe von 415 m einen mehr oder weniger beständigen chemischen Charakter der Umgebung. Grössere Unterschiede sind erst mit Eintreten der eozänen Ablagerung zu beobachten.

In der schweren Fraktion sind Granat, Rutil, Staurolit, Turmalin und Zirkon vertreten. In den Sandsteinen kommen dazu die Metaloxyde: Magnetit und Illmenit, in den politischen Partien Eisenoxyd.

Die Textur der eozänen Ablagerungen ist parallel, der nacheozänen allseitig. Die Strukturen entsprechen den psammitischen bis pelitischen mit entsprechenden Übergängen; das Bindemittel ist kalkig oder quarzig.

Die äusserliche Form der Mineralien in der leichten Fraktion weist auf einen Transport aus dem nicht weiten Abtragungsgebiet hin.

Produkte der vulkanischen Tätigkeit wurden in der Bohrung Čelovce 1 in der Tiefe zwischen 281,10 und 285,20 m festgestellt. Es handelt sich um lichtgraue bis grünliche Rhyolith-Tuffite vom sandsteinartigen Aussehen mit unregelmässig zerstreuten Biotitschuppchen. Das Gestein besitzt eine typisch kristalovitroklastische Struktur.

Auf Grund der planimetrischen Analyse ist die Vertretung der einzelnen Mineralkomponenten im Gestein wie folgt:

die glasförmige Grundmasse	74 %,
lichte Komponenten (Plagioklas)	19 %;
dunkle Komponenten (Biotit)	6,8 %;
akzesorische Mineralien (Quarz, Sanidin, Amphibol, Zirkon)	0,2 %.

Zum Schluss kann gesagt werden, dass die Ablagerungen der studierten Formation dem Untermiozän angehören. Sie wurden in einem seichten brackischen Wasser in geschlossener Bucht abgelagert, die vom offenen Meer getrennt war. Im Sedimentationsraume kam es zu raschen und beträchtlichen Veränderungen der Salinität, und vielleicht auch zur vollständigen Aussüssung des Wassers.

Die vulkanischen Gesteine, die im Molassekomplexe der Čelovecer Formation vorkommen, gehören der ersten, bisher bekannten Phase des neogenen Vulkanismus der Ostslowakei an, und können gut mit den unteren Horizonten von Rhyolith-Tuffen der Danilover Schichtfolge in der Karpaten-Ukraine (UdSSR), bzw. mit den „unteren Rhyolith-Tuffen" in Nordungarn parallelisiert werden.

Geologische Forschung,
Turčianske Teplice

Abb. 1: Die Karte der Čelovecer Formation. 1 — Zentr. karpat. Flysch; 2 — die Čelovecer Formation; 3 — Andesite; 4 — Pleistozän.

ROBERT MARSCHALKO—ONDREJ SAMUEL

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O NÁLEZOCH OLIGOCÉNU V PALEOGÉNE CENTRÁLNYCH KARPÁT

(Nemecké resumé)

Úvod

Roku 1958 sme robili prehľadné geologické mapovanie paleogénu Centrálnych Karpát. Územie, ktorého približné plošné vymedzenie obstaráva masív Braniska, Čiernej Hory a údolie Torysy predstavuje doteraz nemapovanú a geologicky málo známu oblasť paleogénu Centrálnych Karpát. Základný geologický výskum priniesol niekoľko nových poznatkov stratigrafického významu, ktoré tu predkladáme. Keďže prehľadné geologické mapovanie na liste Košice ešte pokračuje, bude žiadúce hodnotiť aj stratigrafiu priľahlých území vo svetle týchto nových poznatkov.

Výsledky výskumu sme získali jednak na základe geologicko-litologického mapovania, jednak mikrobiostratigrafickým zhodnotením vymedzeného územia.*

Geologicko-litologické a stratigrafické členenie

Stredný eocén (?). Z rozboru jednotlivých postupností nad sebou vyplýva, že v mapovanom území môžeme diferencovať ako najstaršiu a pomerne dosť jednotnú litofaciálnu jednotku *bazálne konglomeráty* a *pieskovce.*

Konglomeráty na báze predstavujú transgresívnu litofaciálnu jednotku, ktorú môžeme odlíšiť od paleozoického a mezozoického podkladu, s ktorým sú v zjavnej diskordancii. Vyznačujú sa všetkými znakmi prostredia plytkovodnej, príbrežnomorskej sedimentácie. Rozbor ukázal, že zloženie valúnov odpovedá čiastočne alebo úplne stavbe podkladu. V oblasti severne od masívu Čiernej Hory v pásme Klenov, Miklušovce, Sedlice, Ľubovec a Drienovská Nová Ves skladajú sa kon-

* Práce geologicko-litologického charakteru robil R. Marschalko, mikrobiostratigrafické O. Samuel.

glomeráty výlučne z valúnov strednotriasových vápencov a dolomitov. Len miestami pribúdajú valúny spodnotriasového kremenca a jurských vápencov.

Celkom rozdielne typy predstavujú *heterogénne konglomeráty* na podklade masívu Čiernej Hory a Spišsko-gemerského rudohoria v oblasti Víťaz, Kluknava a Hrišovce. Opakovaná vrstvovitá stavba a striedanie svedčia o prerušovanom prínose. Šošovkovitý tvar telies, šikmé zvrstvenie veľkých rozmerov, doprevádzané erozívnymi zjavmi a nedostatok ílovcov poukazujú na postupné a rýchle striedanie sedimentačných cyklov.

Rekonštrukcia prínosu klastík na základe početných meraní šikmého zvrstvenia a orientácie dlhých os valúnov ukázala, že prínos sa diaľ najskôr od juhovýchodu, neskoršie od juhu, a čiastočne i juhozápadu.

Z malých ílovcových vložiek, vyskytujúcich sa zvlášť v prvom opísanom konglomerátovom vývoji, podarilo sa nám získať dosť chudobnú, zakrpatenú, aglutinovanú mikrofaunu, zastúpenú druhmi väčšinou z rodov *Rhabdammina, Ammodiscus* a *Glomospira.* Domnievame sa, že bazálny konglomerátový vývoj s chudobnou aglutinovanou mikrofaunou odpovedá stredného eocénu, k čomu nás čiastočne oprávňuje i výskyt strednoeocénnej fauny z ekvivalentného súvrstvia v tesnej blízkosti študovanej oblasti (širšie okolie Lipovca pri Prešove).

V celom pásme severne od masívu Čiernej Hory pozorujeme viacmenej rýchle striedanie bazálnych konglomerátov obidvoch typov s homogénnymi stredno a jemnozrnnými pieskovcami sivej a sivozelenej farby. Pieskovce smerom od západu na východ priberajú na mocnosti. Zakiaľ južne od Víťaza majú mocnosť 30—40 m, pri Radačove dosahujú až 110—150 m. V pieskovcoch nie je dosť zreteľná pôvodná vrstvovitosť, a tak rozpad veľmi často klamne pripomína zvrstvenie. Jemnozrnné pieskovce často uzavierajú dobre zachované rastlinné zvyšky a pyritové konkrécie.

Vek pieskovcov nie je zatiaľ známy, lebo makrofauna nebola doteraz spracovaná. Vzorky odobraté na mikrobiostratigrafické spracovanie sú bezfosilné, alebo obsahujú resedimentovanú kriedovú faunu.

Vrchný eocén. Prechod z bazálnej transgresívnej litofácie do nadložných častí je pozvoľný a možno ho sledovať pozdĺž severného okraja masívu Čiernej Hory jednak v depresii Víťaz—Hrabkov, Víťaz—Široké a v malých odkryvoch pri Klenove, Sedliciach, Bajerove a západne od Ľubovca na hore Czaló.

Nachádzajú sa tu ílovce strednej až silnej vápnitosti, sivej až sivomodrej farby, dosť pevné, doskovitého, zriedkavejšie elipsoidného rozpadu. V oblasti Víťaz—Ovčie vápnité ílovce trvale prerušujú lamíny siltu, veľmi často deformované skĺzovými procesmi. V Klenove a Kvačanoch vo vápnitých ílovcoch rapídne pribúdajú tenkolavicovité pieskovce s gradačným zvrstvením, s glaukonitom v hrubej frakcii. Severozápadne od Ľubovca v údolnej ryhe pri hore Czaló nachádzame v postupnosti už hrubé lavice gradačne zvrstvené, pozitívne pensymetricky a prerušovane. Rastlinný detrit silne nahustený na plochách laminácie tvorí miestami malé zhlu-

ky a nepravidelné ploché šošovky. Smerom k vrchu postupnosti pribúdajú vápnité ílovce. Pri Sedliciach (Vinica) sú v silne vápnitých ílovcoch až slieňovcoch doskovité telesá oxyd-karbonátových rúd Mn.

Vo vápnitých ílovcoch v nadloží transgresívnej litofácie mikrobiostratigrafickým výskumom väčšieho počtu vzoriek z okolia Širokého, Víťaza, Klenova, Sedlíc, Czaló, sa zistila početne i druhove prevažne chudobná, zakrpatená, niekedy pyritizovaná alebo limonitizovaná globigerínová biofácia.

Kvantitatívne bohatšie spoločenstvá sa nám podarilo nájsť v niektorých prípadoch z najvrchnejších častí jednotlivých cyklov, z niekoľko milimetrov mocných ílovcových lamín, z tesného podložia pieskovcov nasledujúceho cyklu. Tieto niekoľko milimetrov mocné polohy najmenej piesčitých ílovcov predstavujú relatívne kľudné prostredie, ktoré je vhodnejšie pre rozvoj foraminifer ako napr. na začiatku, alebo v strede jednotlivých cyklov. Otázka kvantitatívneho zastúpenia foraminifer v závislosti na jednotlivých cykloch bola špeciálne študovaná na niekoľkých profiloch opisovanej oblasti, kde mocnosť cyklov je malá a ílovce, striedajúce sa s pieskovcami sú veľmi piesčité.

Podstatnou zložkou, udávajúcou celkový charakter spoločenstva je planktón. Bentós aglutinovaný i vápnitý je v pomere ku planktónu zastúpený veľmi nepatrne. Z aglutinovaných foriem najčastejšie sa vyskytujú drobné amodisky a glomospíry. Z ílovcového vývoja z tesného nadložia bazálnej transgresívnej litofácie spolu s uvedenými formami sa v značnom počte vyskytuje *Cyclammina* aff. *amplectens* Grzybowski (najtypickejšie zo Sedlíc pod Vinicou) a nižšie opísané globigeríny.

Vápnitý bentós zvlášť v asosiáciách s druhom *Cyclammina* aff. *amplectens* je veľmi vzácny. Kvantitatívne však pribúda i s drobnými globigerínami smerom do nadložia na úkor aglutinovaných komponentov. Najbežnejšie sa vyskytujú formy: úlomky z nodosarií a dentalín, *Lenticulina (Robulus)* sp., *Bulimina* cf. *elongata* d'Orbigny, *Chilostomella* sp., *Cibicides* cf. *lopjanicus* Mjatliuk.

Planktón tvoria jemne facetované, niekedy deformované globigeríny, z ktorých dominujúce postavenie v spoločenstve cyklamín má *Globigerina eocaena* Gümbel. Početne menej sa vyskytujú *Globigerina apertura* Cushman, *Glob. bulloides* d'Orbigny a *Glob. officinalis* Subbotina. Vo vyšších vrstvách vrchného eocénu kvantitatívny pomer jednotlivých druhov globigerín sa mení v prospech poslednej formy, ktorá je najbežnejšia v najvyšších častiach vrchného eocénu nielen v študovanom území, ale vôbec v celom centrálnom karpatskom paleogéne.

Stratigraficky globigerínovú biofáciu s prevahou druhu *Globigerina eocaena* Gümbel a *Cyclammina* aff. *amplectens* Grzybowski možno považovať za spodnú časť, a asociácu bez cyklamín s dominantnou prevahou druhu *Globigerina officinalis* Subbotina za vrchnú časť vrchného eocénu.

Ak hľadáme stratigrafickú obdobu globigerínovej biofácie zistíme, že najlepšie

ju možno korelovať s pásmom šiestym, respektíve až siedmym v zmysle delenia N. N. Subbotiny (1953) zo severozápadnej časti Kaukazu. Z centrálneho karpatského paleogénu obdobné spoločenstvo s rovnakou stratigrafickou pozíciou opisuje V. Kantorová (1955) z mangánonosnej oblasti z okolia Kišoviec pri Poprade a z Turčianskej kotliny E. Benešová (1959).

Ako ukázali vzorky odobraté z priebežných profilov, mocnosť vrchnoeocénnych vápnitých ílovcov nie je stála; napr. na západe mapovaného územia (Víťaz, Široké) je nad 100 m, kým juhovýchodným smerom sa redukuje na niekoľko 10 m (Sedlice, Ľubovec).

Osobitnú pozornosť treba venovať rytmickým postupnostiam vrstiev v tesnom nadloží bazálnej transgresívnej litofácie pieskovcov pri Radačove. Vyskytujú sa tu tenko, hrubo až masívne lavicovité, jemno až strednozrnné homogénne pieskovce, s ktorými alternujú vápnité ílovce až siltovce sivej farby. Prítomné sú tiež doskovité karbonáty, až 30 cm hrubé. No, špecifickým znakom flyša pri Radačove sú telesá podmorských zosuvov. Analýza zloženia zosuvných telies ukázala, že zosuv postihol odrazu celý komplex vrstiev, lebo pri fragmentoch ílovcových a pieskovcových vrstiev a útržkoch Mn vrstvovitých oxyd-karbonátov sú veľké bloky vápencov (3 × 2 m) a valúnov rôznych veľkostí a stupňa opracovania, zapadnuté a obklopené základnou masou zosuvu. Nájdené veľké útržky pieskovcov a bloky konglomerátov patria podložnej transgresívnej litofácii. Telesá zosuvu alternujú s ílovcami a lavicami pieskovcov konkordantne. Ďalším znakom flyša na sever od Radačova sú konglomerátové vrstvy v cyklickom vývoji s dobrým triedením valúnov na báze. Usporiadanie valúnov spolu s ílovcovými úlomkami na báze cyklov sa zreteľne odlišuje od chaotického rozmiestnenia v zosuvných telesách. Pre jeho anomálnu sedimentáciu môžeme ho oprávnene nazvať „divoký flyš" (Wildflysch).

Flyš s opakovaným vystupovaním zosuvných telies a s anomálnym výskytom konglomerátov v hrubých, často ojedinelých cykloch je pozorovaný na severozápad od Ľubovca, Meretíc, severne od Bzenova, severozápadne a západne od Kendíc.

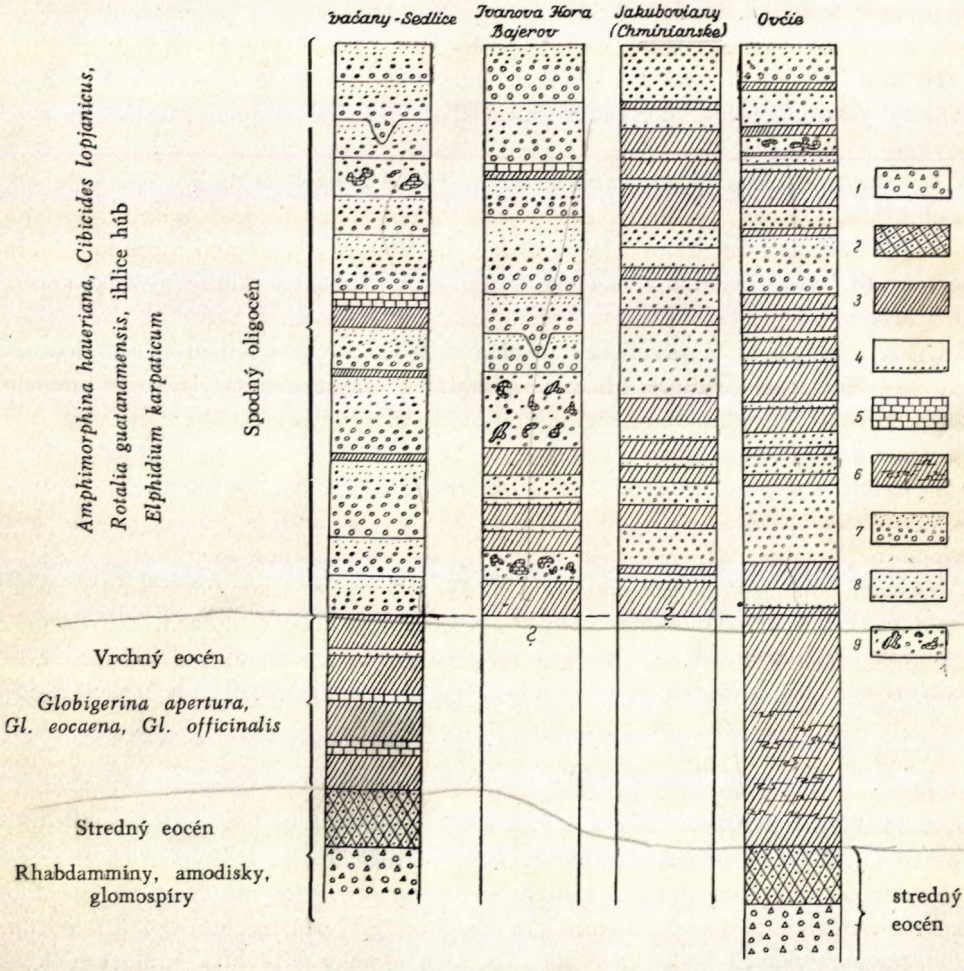
Spodný oligocén. Mladšie súvrstvia v nadloží ílovcového a flyšového vývoja vrchnoeocénneho veku sa vyznačujú značným priestorovým rozšírením a litologickou pestrosťou. Na stavbe územia severne od masívu Čiernej Hory v pásme Klenov, Miklušovce, Sedlice, Suchá Dolina, tiahnucom sa severne a severozápadne cez Bajerov, Brežany, Žipov a Križoviany, má podstatný podiel litofácia konglomerátov a mikrokonglomerátov cyklického vývoja. Pôvodne jednotná litofácia sa pri Križovanoch a pri Žipove štiepi na 2 až 3 samostatné súvrstvia, 80—40—10 m mocné, ktoré potom prechádzajú do typického flyša v oblasti Chmiň. Jakubovian, Bertotoviec, Hendrichoviec, Fričoviec a Víťaza.

Systematický odber vzoriek v dlhých a súvislých postupnostiach typického flyša s alternujúcimi súvrstviami konglomerátov a mikrokonglomerátov na jednej strane a cyklického vývoja konglomerátov a mikrokonglomerátov na strane druhej

potvrdili, že litofácie s rôznou granulometrickou náplňou sú rovnakého veku. Tým sa potvrdilo, že ich koreláciu len na základe litologických dát nemožno presne urobiť ani na krátke vzdialenosti. Tento rozdiel vyplýva najmä z porovnania profilov od Kvačian a Sedlíc v okrajovom pásme Čiernej Hory a flyšových súvrství severne od Ovčieho a pri Chmíňanských Jakubovianoch (viď tabuľku).

Schematické profily paleogénom Centrálnych Karpát severne od Čiernej hory

Zostavili R. Marschalko a O. Samuel



Vysvetlivky: 1 — bazálne konglomeráty; 2 — pieskovce na bazálnych konglomerátoch; 3 — vápenaté ílovce; 4 — gradačne zvrstvené pieskovce; 5 — pelokarbonáty; 6 — laminy siltu deformované sklzaním; 7 — konglomerátový cyklus; 8 — mikrokonglomerátový cyklus; 9 — zosuvné telesá.

Najčastejšie zloženie cyklov v konglomerátovom a mikrokonglomerátovom cyklickom vývoji je:

Cyklus A 40—60 %; 4. siltovce s uhoľnou laminációu; 3. hrubozrnné pieskovce; 2. mikrokonglomeráty so stupňom opracovania 1—4; 1. konglomeráty s veľkosťou valúnov 3—20—45—200 cm. Stupeň opracovania väčších valúnov je 2—3 max. 1—2. Triedenie veľmi dobré, až nevytriedené.

Spodná hranica cyklu je ostrá, niekedy s erozívnym výmyvom, až 250 cm hlbokým. Hrúbka cyklov je od 2 do 7,5 m.

Cyklus B 10—30 %;

5. pelokarbonáty; 4. svetlosivé vápnité ílovce až slieňovce; 3. jemnozrnný pieskovec; 2. mikrokonglomeráty; 1. konglomeráty (3—1 ako pri cyklu A).

Hrúbka cyklu kolíše od 1—10,50 m. Treba zdôrazniť, že v cykloch A a B sa nenašiel v hornej polohe normálny ílovec, iba silne vápnitý prechádzajúci do slieňovcov.

Z makrotextúr bolo pozorované menovite šikmé zvrstvenie, imbrikácia valúnov, orientované úlomky rastlinných zvyškov, orientované prúdové stopy, erozívne výmyvy a kanály. Erozívnu silu a opakovane prerušovanú činnosť prúdov, ktoré deponovali hrubé klastiká, dokazujú veľmi časté úlomky, valúny a veľké bloky pelokarbonátov (z cyklu B 5), prítomné na báze obidvoch cyklov (A_1, B_1).

Cykly s úlomkami a závalkami pelokarbonátov a ílovcových vrstiev s chaotickým usporiadaním hrubých klastík vznikali cestou zosúvania. Hrúbka litofácie konglomerátov a mikrokonglomerátov v cyklickom vývoji dosahuje maxima pri Bajerove a Kvačanoch (120—170 m).

V pásme Kvačany, Klenov a Sedlice vývoj konglomerátových cyklov začína dosť ostro na vrchnom eocéne, zatiaľ čo v Miklušovciach a Suchej Doline leží priamo na bazálnej transgresívnej litofácii pieskovcov a konglomerátov.

Niektoré dôkazy ako napr. valúny a bloky pieskovcov a konglomerátov z bázy, prítomné v hrubých konglomerátových cykloch v nadložnej litofácii, dosvedčujú, že určitá časť bazálnych súvrství pri sedimentácii konglomerátov a mikrokonglomerátov cyklického vývoja sa vyzdvihla, a tak podliehala erózii a deštrukcii a dostala sa späť do sedimentačného priestoru.

Typický flyš, ktorý postupne nahradí cyklický vývoj konglomerátov a mikrokonglomerátov, ako to možno dobre sledovať v oblasti Chmíňanských Jakubovian, Ovčieho, Fričoviec, Bertotoviec a Štefanoviec, vyznačuje sa lavicami rôznej hrúbky (10—250 cm) s gradačným zvrstvením, prerušovaným, pensymetrickým, menej často odvráteným. Bežné sú homogénne lavice všesmerne zrnitých, stredno až hrubozrnných pieskovcov, ktoré pravdepodobne tvoria mechanický diferenciát gradačne zvrstvených lavíc. Obvykle sú v nich úlomky a závalky vápnitých ílovcov rozmanitých veľkostí a tvaru. Hrúbka lavíc s úlomkami sa nelíši od ostatných. V laviciach neboli pozorované ani stopy po sklzávaní na svahu ani skrútená laminácia.

Z textúr, ktoré vystupujú na spodných vrstevných plochách lavíc sa hojne vyskytujú stopy žliabkového tvaru, úderové stopy, stopy po vlečení — rýhy, stopy po trení zŕn o dno, lineácie a postsedimentačné tlakové a stekavé stopy.

Orientované sedimentárne textúry poukazujú na to, že prínos klastík v študovanej oblasti sa diaľ od juhu a juhovýchodu smerom na západ až severozápad i na sever. Orientované prúdové stopy teda vhodne doplňujú obraz o postupnej diferenciácii klastík a o prechode konglomerátov a mikrokonglomerátov cyklického vývoja do typického flyša. Môžeme povedať, že študovaná oblasť predstavuje všetky prechody známe v prikordilierovom flyši.

Mikrobiostratigrafický rozbor vzoriek, odobratých z vrchných členov cyklu (slieňovce, vápnité ílovce) pri Kvačanoch, Bajerove a Ivanovej Hore a z typického flyša z okolia Chmíňanských Jakubovian a Ovčieho poukazujú, že v nadloží globigerínového biostratigrafického pásma je vyvinutá kvalitatívne zásadne odlišná asociácia, ktorej podstatnou, vo väčšine prípadov prevládajúcou zložkou sú monaxonické, tetraxonické až polyaxonické ihlice húb s ojedinelými rhaxami a ostňami ježoviek. Druhou, počtom menšou, zriedkavejšie rovnovažnou zložkou sú tenkostenné, rozmermi malé dendrofrye. V niektorých prípadoch jedna alebo druhá zložka vytvára úplnú monoasociáciu. Bežnejšie sú prípady monospoločenstva s prvou zložkou za veľmi vzácnej prítomnosti iných foraminifer. Smerom do nadložia *v spongio-dendrofryovej asociácii* pribúda bentózna zložka čo do kvantity i kvality. Začínajú sa objavovať nové, stratigraficky mladšie prvky, ktoré sa už svojím zložením značne podobajú biofácii zistenej z najvrchnejších vrstiev.

V asociáciách obohatených o bentós, vedľa opísaných ihlíc húb a dendrofryí najvýraznejším a najbežnejším druhom je *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, ktorý ako sa zdá, dosahuje tu relatívne svoje maximálne rozšírenie. Spolu s týmto druhom v profiloch severovýchodne od Rokycian, Ovčieho a Chmíňanských Jakubovian, vzácne sme zistili: *Hyperammina* cf. *elongata* Brady, *Lenticulina (Robulus)* sp., *Lagena isabella* d'Orbigny, *Bulimina* aff. *elongata* d'Orbigny, *Amphimorphina haueriana* Neugeboren, *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Cassidulina* ex gr. *moodysensis* Cushman et Todd, *Nonion* sp., *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Elphidium karpaticum* Mjatliuk.

V najvrchnejších polohách v profile Ivanová Hora Chmiňanské Jakuboviany bola zistená mikrofauna, ktorá svojou stratigrafickou hodnotou doteraz v centrálnom karpatskom paleogéne nebola vôbec známa. Spoločenstvo foraminifer na počet jedincov i druhov nie je veľmi bohaté, podobne ako je tomu i u starších biofácií v centrálnom karpatskom paleogéne. Po kvalitatívnej stránke zistili sme tu okrem globigerín prechádzajúcich z podložných vrstiev (*Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Glob. officinalis* Subbotina a iné) predovšetkým formy, ktoré sa už veľmi vzácne vyskytujú v „spongio-dendrofryovej" biofácii obohatenej o bentós. Najbežnejšou, i keď vzácnou formou je *Elphidium karpaticum* Mjat-

liuk. Z ďalších stratigraficky významnejších druhov boli zistené: *Hyperammina* cf. *elongata* Brady, úlomky nodosarií a dentalín, *Lenticulina (Robulus)* sp., *Lagena isabella* (d'Orbigny), *Lagena hexagona* (Williamson), *Buliminella carteri* Bhatia, *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Fissurina* aff. *leavigata* Reuss, *Reusella oligocenica* Cushman et Todd, *Uvigerina pygmea* d'Orbigny, *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Trifarina bradyi* Cushman, *Amphymorphina haueriana* Neugeboren, *Bolivina byramensis* Cushman, *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Bolivina fastigia* Cushman, *Cassidulina* ex gr. *moodysensis* Cushman et Todd, *Cassidulina subglobosa* Brady, *Nonion* aff. *granosum* (d'Orbigny), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, *Eponides umbonatus* (Reuss), *Epistomminella davillensis* (Howe et Wallace), *Siphonina* aff. *reticulata* (Czjzek), *Anomalina cryptomphala* (Reuss), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, *Globigerina* ex gr. *danvillensis* Howe et Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatliuk, *Asterigerina* cf. *braecteata* Cushman, *Elphidium* aff. *macellum* (Fichtel et Moll), *Rotalia guantanamensis* Cushman et Bermudez, *Rotalia propingua* Reuss, *Gümbelina gracilima* (Andreae).

Opísané spoločenstvo, vrátane „spongio-dendrofryovej" biofácie, ako už bolo spomenuté, líši sa od globigerínového planktónu nielen kvalitatívnym zložením, ale aj stratigrafickou hodnotou. Prevažná väčšina vyskytujúcich sa druhov nebola ani v jednom prípade konštatovaná v asociácii drobných globigerín, ktorá sa považuje za najvrchnejší eocén (Subbotina 1953). Ako vyplýva zo superpozície, predovšetkým však zo stratigrafickej hodnoty jednotlivých druhov ide o prvky mladšie ako vrchný eocén, prevažne spodnooligocénneho charakteru. Pri korelácii študovanej asociácie je veľmi nápadná zhoda so spodnooligocénnou mikrofaunou opísanou E. V. Mjatliukovou (1950) z flyšových sedimentov zo severných Karpát z Lopjanicjej série a N. I. Maslakovou (1955) z východných Karpát z podzóny s *Cibicides lopjanicus*.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Benešová E., 1959: Mikropaleontologické poměry karpatského paleogénu v Turčanské kotlině. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1957. Praha. — [2] Kantorová V., 1955: Mikrobiostratigrafia podtatranského paleogénu. Geofond. Bratislava. — [3] Maslakova N. I., 1955: Stratigrafia i fauna melkich foraminifer paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. — Materialy po biostratigrafii zapadnych oblastej Ukrajinskoj SSR, Moskva. — [4] Mjatliuk E. V., 1950: Stratigrafia fliševych osadkov Severnych Karpat v svete dannych fauny foraminifer. — Tr. VNIGRI, Leningrad—Moskva. — [5] Subbotina N. N., 1953: Globigerinidy,

Hantkeninidy i Globorotaliidy. — Iskopaemye foraminifery SSSR, Tr. VNIGRI, Leningrad—Moskva. — [6] Pokorný Vl., 1958: Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie, Band I, Berlin. — [7] Chabakov A. V., 1948: Dynamičeskaja paleografia, jejo zadači i vozmožnosti.

R. MARSCHALKO—O. SAMUEL

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE OLIGOZÄNEN ABLAGERUNGEN IM PALÄOGEN DER ZENTRALKARPATEN

In der vorliegenden Arbeit geben die Autoren vorläufige Ergebnisse ihrer geologisch-lithologischen und mikropaläontologischen Untersuchungen im Paläogen der Zentralkarpaten im Gebiet östlich des Gebirgsmassivs Branisko und nördlich des Massivs Čierna Hora bekannt.

Im studierten Gebiet wurden folgende Lithofazies übereinander festgestellt:

1. Transgressive Lithofazies der Konglomerate und Sandsteine an der Basis, die in einer deutlichen Diskordanz zu dem mesozoischen und paläozoischen Liegenden steht und vom mitteleozänen Alter ist.

2. Kalkige Tone und Flysch mit glaukonitischen Sandsteinen. Die Mächtigkeit dieser Lithofazies reduziert sich stufenweise in südöstlicher Richtung längs des Gebirgsrandes der Čierna Hora von 100 m bis auf 10—5 m. Mikrobiostratigraphisch entspricht sie der obereozänen Globigerinen-Biofazies.

3. Die zyklische Entwicklung des Konglomerates und Mikrokonglomerates übergeht stufenweise in Richtung von Čierna Hora nach Norden und Westen in typische flyschoide Entwicklung. Die mechanische Differentiation der Klastika kommt von Kordillieren her und auf Grund dessen setzen die Autoren voraus, dass sich das Abtragungsgebiet im Südosten befand. Die zyklische Entwicklung der Konglomerate und Mikrokonglomerate und ihr Übergang in typischen Flysch stellt eine typische kordillierennahe Entwicklung des Flysches dar. Auf Grund der Foraminiferenfauna werden sie zum Unteroligozän gestellt.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

DIONÝZ VASS

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ VÝCHODNE OD RIEKY IPEĽ

(Nemecké resumé, tab. III—IV)

Úvod

Mapované územie sa nachádza na JV od Fiľakova a na Z od Hajnačky medzi obcami Šurica a Tachty. Budujú ho prevažne treťohorné sedimenty, čiastočne i mladé čadičové výlevy a ich pyroklastiká ako aj kvartérne pokryvné sedimenty. Reliéf mapovaného územia nie je veľmi členitý, ani výškové rozdiely nie sú veľké. Najvyššie kóty v teréne Pogány vár (k. 581) a Medvess magosa (k. 671) sú vlastne náhorné plošiny. Ich vrcholy budujú trosky čadičových pokrovov, resp. prúdov. Mocnosť čadičov nepresahuje 20—30 m. Vlastné svahy Pogány váru a plošiny Medve i svahy hrebeňov z nich vybiehajúcich budujú mäkké sedimenty, ktoré sú hlboko rozbrázdené strmými údoliami. Na miestach, kde chýbajú čadiče (severná časť mapovaného územia) vznikol mierny reliéf — nízke ploché kopčeky a široké plytké údolia. Rôznosť reliéfu sa dá vysvetliť rôzne dlhou dobou pôsobenia erozívnych činiteľov na sedimenty. V južnej časti územia chránili určitú dobu mäkké sedimenty pred eróziou výlevy čadičov (ich plošná rozloha bola pôvodne iste väčšia než dnes), a preto reliéf v tejto časti terénu je relatívne mladší, teda strmejší, než v severných častiach, kde čadiče chýbajú.

Široké okolie mapovaného územia prvý raz mapovali P a u l & G ö b l (1866); dôkladnejšia práca o geológii územia na S od Mátry pochádza od J. N o s z k é h o (1916), ktorý k šatu pričleňuje spodnú časť glaukonitických pieskovcov. Vrchnú časť a nadložie včítane šalgótarjánskeho uhľonosného súvrstvia považuje za spodný miocén (I. mediterán). Medzi oligocénom a miocénom vidí postupné prechody. Jeho stratigrafickú koncepciu preberá R. S c h w a r z (1937). Z. S c h r é t e r (1940) predpokladá regresiu šatského mora a hranicu medzi šatom a burdigalom (akvitán ako samostatný stratigrafický stupeň neuznáva) má indikovať stratigrafický hiát. I. F e r e n c z i (1942) predpokladá regresiu šatu a transgresiu akvitánu. F. S z e n t e s (1942) celý komplex pieskovcov, resp. glaukonitických pies-

kovcov radí k oligocénu, ale pripomína, že v ich vrchnej časti je mikrofauna miocénneho charakteru. Podobný názor zastáva L. Majzon (1942). V. Čechovič (1948, 1950, 1952) zmienené pieskovce tiež radí do oligocénu. Terestrikum a uhľonosné vrstvy v ich nadloží považuje za akvitán-burdigal. J. Seneš sa viackrát vracia k terciéru južného Slovenska (1950, 1952, 1956). Poslednú stratigrafickú koncepciu vypracoval spolu s I. Csepreghy-Meznericsovou (1957). Najnovšie v juhoslovenskom terciéri pracovali V. Čechovič, V. Cilek, Plička, D. Vass, faunu spracovali M. Vaňová a A. Ondrejíčková, mikrofaunu R. Lehotayová, I. Cicha, K. Slávíková, sedimentárnu petrografiu študovali M. Mišík a M. Marková.

Zmienky o čadičoch blízkeho okolia študovaného územia nájdeme už v prácach Zipsera (1817) a Beudanta (1822). Podrobnejšie v prácach J. Szabóa (1861, 1865, 1867, 1870), F. Kubinyiho (1867), Gy. Szádeckého (1899), P. Rozlozsnika a K. Emsta (1908), B. Mauritza a A. Vendla (1912) a L. Jugovicsa (1912). V novšej dobe čadiče petrograficky spracovávali K. Szepesházi (1942), L. Jugovics (1944), T. Pojjak (1947) a v posledných rokoch E. Karolusová, K. Karolus a A. Mihaliková.

Stratigrafia

Horniny staršie ako terciér v samotnom mapovanom území nikde nevystupujú na povrch. Západne pri Pliešovciach uvádza R. Kettner (1939) výskyty kryštalických bridlíc a mezozoických hornín — kremencov, vápencov, dolomitov. Ešte západnejšie, v okolí Šiah T. Buday (1937) opisuje ostrovy kryštalických bridlíc. Výskyty kremencov na Modrokamensku spomína V. Čechovič (1952). Vrty v okolí Fiľakova a Lučenca zastihli v hĺbke 300 m fylity (Schwarz, 1937). Uzavreniny podložných hornín sú v šiatorošskom andezite (Schwarz, 1937).

Vrchný oligocén — spodný miocén

Najstaršie sedimenty vystupujúce na mapovanom území majú neisté stratigrafické postavenie na hranici medzi oligocénom a miocénom. Sú to morské sedimenty s regresným charakterom, monotónne, s pomaly sa meniacou fáciou. Starší autori toto súvrstvie považovali za vrchný oligocén — šat. V posledných rokoch niektorí autori vyslovili názor, že zmienené súvrstvie je akvitánskeho veku (Seneš, 1956 Meznericsová — Seneš, 1957). V jarku medzi obcami Čamovce a Belina vystupuje ílovito-piesčitý vápenatý sediment hnedo sfarbený, nevrstvovitý, málo spevnený. Rozpadáva sa na nepravidelné kusy a na plochách rozpadu má čierne povlaky od hydroxydov mangánu. Po laboratórnych analýzach označujem sediment ako *aleurit* (60) *ílovito* (30)-*piesčitý* (10). Mineralogické zloženie aleuritickej piesčitej frakcie je polymiktné — kremeň, živce, sľudy, karbonáty, úlomky hornín.

Z akcesórií je najhojnejší granát, zriedkavejšie sú turmalín, rutil, zirkón, staurolit. Hojné sú aj rudné minerály. Tmel, ktorý slabo stmeľuje sediment, je ílovito-karbonatický. V týchto vrstvách som našiel faunu tenkoškrupinatých lamelibranchiátov, ktorých schránky sú prevažne rozpustené a jadrá často tlakom zdeformované, čo veľmi sťažilo možnosť určenia. Určil som nasledujúce druhy: *Leda* cf. *gracilis* Desh., *Digitaria* cf. *burdigalensis* Desh., *Phacoides schloenbachi* (Koenen), *Pitaria (Paradione) beyrichi* (Semper), *Angulus nystii* (Desh.), *Tracia faba* Sandberger. Z výplavu E. Vávrová určila nasledujúcu mikrofaunu: *Robulus cultratus* Montfort, *Lagena sulcata* Walker and Jacob, *Lagena globosa* Montagu, *Guttulina* sp., *Bulimina* sp., *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Reusella spinulosa* (Rss.), *Uvigerina* sp., *Bolivina* sp., *Casidulina oblonga* Reuss, *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Eponides umbonatus* (Rss.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Cibicides boueanus* (d'Orb.), *Cibicides* cf. *propinqus* (Reuss), *Nonion communis* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb.

Podľa určenej fauny nemožno opisovaný sediment vekove presne zaradiť, lebo táto fauna je známa v šate i v spodnom miocéne. More malo normálnu salinitu a nebolo hlboké (prechod medzi sublitorálnou a neritickou zónou).

Podľa superpozície opísaný sediment je najstaršou horninou v mapovanom území. Predstavuje buď prechod medzi slienitými sedimetmi, ktoré predpokladám v hĺbke (a ktoré na veľkých plochách vychádzajú na povrch severne a SZ v okolí Lučenca), a medzi vrchnejšími piesčitejšími, alebo — čo nemožno vylúčiť — je iba vápenatejšou a jemnejšou polohou v piesčitom súvrství.

V nadloží aleuritu leží slabo stmelený *piesok jemnozrnný* (50), *aleuriticko* (40), *ílovitý* (10), vápenatý, sfarbený prevažne do hneda, ale aj do šeda. Rozšírený je v celom mapovanom území a buduje prevažnú jeho časť. Mineralogické zloženie je polymiktné: kremeň, živce, sľudy, chlorit, karbonáty, valúniky hornín a autigénny glaukonit. Z akcesórií je najhojnejší granát a rudné minerály. Zriedkavejšie sú amfibol, staurolit, kosoštvorcový pyroxén, rutil a turmalín. Nápadným znakom opisovaných vrstiev sú šošovky, až nesúvislé lavicovité polohy pevného pieskovca, ktoré na odkryvoch ako tvrdšie prvky vyčnievajú z málospevnených pieskovcov (tab. III, obr. 1). Mocnosť šošoviek kolíše medzi 5—15 cm a striedajú sa v intervaloch 50—150 cm. Smerom k nadložiu sa šošovky a bochníkové polohy stávajú súvislejšími až prechádzajú v lavice. Na niektorých odkryvoch šošovky temer úplne chýbajú. Pevné pieskovcové šošovky sa nelíšia od málospevnených pieskov. Sú tmelené vápenatým tmelom, ktorý má charakter tmelu pórového, všesmerne zrnitého. Opisované vrstvy sú plošne i v profile (mocnosť ca 200 m) veľmi monotónne, ale predsa sú v nich určité zvláštnosti. Pri Večeklove v slabo stmelených pieskoch chýbajú polohy pevných pieskovcov, ale na odkryvoch pozorovať falošné zvrstvenie pripomínajúce „liesegangové zjavy". V iných odkryvoch na Z od Večeklova pozorovať v pieskovcoch tenko až hrubolavicovitosť. Pieskovec je len slabo

spevnený a domnievam sa, že lavicovitosť vznikla v dôsledku tlakov nadložia. Ešte západnejšie od Večeklova v najvrchnejších častiach opisovaných vrstiev sa objavujú mikrovrstvovité polohy (podobný zjav v piesčitom súvrství od Pétervásáru a Salgótarjánu opísal Szentes, 1942). Mikrovrstvovitosť je vyvolaná striedaním piesčitých a ílovitých vrstvičiek — ich hrúbka kolíše od 0,8 do 2 mm; je primárna a vznikla pravdepodobne v dôsledku krátkodobých zmien sedimentačných podmienok.

V celom súvrství sa mi nepodarilo nájsť makrofaunu. Zo slienitejších polôh určila E. Vávrová nasledujúce foraminifery: *Entosolenia marginata* (Montagu), *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *Bolivina cf. dilatata* Reuss, *Cassidulina oblonga* Rss., *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Cibicides boueanus* (d'Orb.), *Cibicides* cf. *propinqus*, (Reuss), *Nonion communis* (d'Orb.), *Nonion soldanii* (d'Orb.), *Elphidium* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Rotalia beccarii* (L.).

Ani táto fauna neumožňuje presné určenie veku, poukazuje však na čiastočné vysladzovanie mora.

Miocén

Miocén v mapovanom území je veľmi neúplný. Zastupujú ho dva spodné stupne: *burdigal* a *helvét*, pričom z posledného je zachovaná len najspodnejšia časť.

Burdigalské sedimenty možno vekove i faciálne rozčleniť na *spodnoburdigalské*, vyvinuté v pobrežnej morskej fácii s jasnými znakmi regresie, a *vrchnoburdigalské* výlučne suchozemské s polohou ryodacitu, resp. ryodacitového pyroklastika. Burdigalské sedimenty sú v študovanom území zachované len v reliktoch, lebo ich prevažná časť bola oddenudovaná. Ležia na šat-akvitánskom piesčitom súvrství a sú s ním spojené postupnými prechodmi. Spodný burdigal je vyvinutý vo fácii stredne až hrubozrnného tufitického pieskovca s glaukonitom. Farba pieskovca je prevažne zelenošedá (zvýšený obsah glaukonitu), len zvetrané partie sú hrdzavohnedé. Pieskovec je zvrstvený často krížovo, miestami je lavicovitý (tab. III, obr. 2). Má polymiktný charakter. V klastikách sú zastúpené: kremeň, živce, kremence, rohovce, sľudy, vulkanické sklo a úlomky prevažne kyslých eruptívnych hornín. Z akcesórií sú hojné rudné minerály a oválaný granát, zriedkavejšie amfibol, turmalín, ojedinele kosoštvorcový pyroxén, staurolit, rutil a titanit. Hojné zastúpenie pyroklastického materiálu — vulkanické sklo, úlomky eruptív, idiomorfný biotit a β-kremeň — dáva pieskovcu tufitický charakter. Prevládajúcim autigénnym minerálom je glaukonit, ktorého zastúpenie kolíše medzi 15 až 25 %; teda nie je také veľké, aby sme podobne ako starší autori pieskovec označovali za glaukonitický pieskovec (podobného názoru je Szentes, 1942). Pieskovec je tmelený amorfným kremeňom alebo vulkanickým sklom. Niektoré polohy pieskovca stmeľuje vápenatý tmel (tmel rovnomerne zrnitý, alebo štruktúra typu fontenebleau). V pieskovci som našiel faunu balanusov (*Balanus* cf. *concavus*

Bronn.) a pekténov (len exemplár v juvenilnom štádiu). Asociácia foraminifer určená Vavrovou je zhodná s asociáciou podložných piesčitých vrstiev.

Ako som vyššie uviedol, častým zjavom v pieskovci je krížové zvrstvenie. Sediment je faciálne pestrý. Objavujú sa v ňom ojedinelé valúniky štrku alebo zlepencové polohy ako jedna krajnosť a tenké piesčito-ílovité, resp. tufitické vrstvičky ako krajnosť druhá. Ak vezmeme do úvahy aj prítomnosť litorálnej fauny (*Balanus*), môžeme predpokladať, že sediment vznikol v litorálnom pásme mora. Glaukonit, ktorý je v ňom hojne zastúpený, vznikal síce súčasne so sedimentom, ale v oblastiach vzdialenejších od pobrežia a k pobrežiu ho donášali morské prúdy.

K zaradeniu pieskovca do spodného burdigalu ma viedli nasledujúce okolnosti: blízko mapovaného územia z viacerých lokalít medzi obcami Lipovany (Romhány) a Rapovce z obdobného pieskovca opísal Seneš (1952), novšie Vaňová a Ondrejíčková bohatú burdigalskú faunu. Mne sa podarilo zistiť tufitický charakter pieskovca, čo možno spojiť s prvými prejavmi ryodacitového vulkanizmu, ktorého hlavná etapa prebiehala vo vrchnom burdigale.

Vrchnému burdigalu patrí terestrická formácia, z ktorej v mapovanom teréne som našiel štrky vystupujúce nejasne na povrch len na rázsoche na Z od Kostolnej Bašty a na JV od k. 608 (Kopaszka hegy). Štrky sú drobnozrnné tvorené prevažne valúnikmi kremeňa. Nad nimi leží vulkanická hornina na prechode medzi ryodacitom a jeho pyroklastikom. Je svetlošedá až biela s výrastlicami živca, hypidiomorfného kremeňa a šupinkovitého biotitu. Celkom ojedinelé sú oblé zrnká litoklastík a rastlinných úlomkov, čo dáva hornine prechodný charakter medzi výlevnou a pyroklastickou. Základná hmota silne prevláda nad výrastlicami. Tvorí ju vulkanické sklo a jej štruktúra je perlitová. Hornina prechádza do nadložia do svojho pyroklastického ekvivalentu, ktorý sa jej podobá farbou, ale už voľným okom možno v ňom rozoznať rôznorodé oválané valúniky. Štruktúra pyroklastika je litokryštaloklastická. Litoklastiká sú zastúpené úlomkami eruptív a sedimentárnych hornín (kremence, pieskovce), kryštaloklastiká plagioklasmi, kremeňom a biotitom.

Terestricko-vulkanogénne súvrstvie začlenil J. Jablonszky (1914) k burdigalu na základe flóry; viacerí autori po ňom ho považovali za spodnoburdigalské. Seneš (1956) a Mezneričsová — Seneš (1957) ho však radia k vrchnému burdigalu.

V helvéte nastupuje nová morská transgresia a terestrická sedimentácia je vystriedaná morskou. V pobrežnej oblasti helvétskeho mora na maďarsko-slovenskom pohraničí sa usadili sedimenty s uhoľnými slojmi. Po ďalšom postupe mora na pevninu a jeho prehĺbení vznikali šlírové sedimenty. V mapovanom teréne sa z helvétskych sedimentov zachovali len najspodnejšie — íly s uhoľným slojom. Západne od Kostolnej Bašty v sedle k. 560 vystupujú na jednom odkryve svetlozelené a svetlomodré íly. Obsahujú voľným okom viditeľné úlomky tmavých minerálov (pyroxény). Číčel zistil pomocou DTA, že íly predstavujú zmes mont-

montmorilonitu a illitu. Vo frakcii ťažkých minerálov nemajú prevahu granáty, ako u podložných sedimentov, ale jednoklonné pyroxény (diopsit-augity ?) a biotit. Granáty, staurolit, rutil a zirkón sú zastúpené podradnejšie. Hojné sú však rudné minerály, z ktorých značnú časť považujem za autigénnu. V podloží ílov sa prieskumnými banskými prácami nafáral uhoľný sloj (Čechovič, 1949), z čoho usudzujem, že opísané íly patria k šalgótarjánskej sladkovodnej až brakickej uhoľnej sérii. Meznericsová — Seneš (1957) radia uvedenú sériu podľa najnovších stratigrafických výskumov k spodnému helvétu.

Pliocén

V pliocéne sa v mapovanom území usadzovali suchozemské sedimenty, z ktorých sa zachovali riečne štrky, v blízkej Hajnačke jazerné piesky. Pravdepodobne do pliocénu spadá hlavná fáza čadičového vulkanizmu, ktorý podmienil vznik pyroklastík, lávových prúdov, resp. pokrovov.

V priamom podloží čadičov, na západnom okraji mapovaného územia medzi kótami 466 (Biena hegy) a 512 (Kis Biena) ležia hrubozrnné štrky, ktorých priemerná veľkosť valúnov sa pohybuje medzi 5 a 15 cm. Ide prevažne o valúny kremencov a kremeňa, ktoré sú dobre opracované. Noszky (1916) a Schwarz (1937) považujú štrky za riečne, resp. za štrky starých terás. Predpokladám, že ide o štrky totožné so štrkmi poltárskej formácie.

Vulkanity. Na riečnych štrkoch, alebo na starších treťohorných sedimentoch ležia čadičové pyroklastiká a čadiče. Pyroklastiká ležia prevažne pod čadičmi a vytvárajú viacej polôh. Ich sfarbenie je popolavošedé až hnedošedé. Na niektorých odkryvoch vykazujú zvrstvenie (tab. IV, obr. 1). Štruktúru majú litokryštaloklastickú. Z litoklastík je prítomný čadič a sedimentárne horniny (pieskovce) z podložia, z kryštaloklastík výrazne pleochroické augity, plagioklasy, zriedkavo kremene, azda uvoľnené zo sedimentárnych hornín. Zaujímavé pyroklastiká budujú bralo Bagoly vár v obci Šurica. Karolusová po preštudovaní horniny vyslovila názor, že ide o tufit, za ktorý považuje aj ostatné výskyty pyroklastických hornín v okolí.

Čadiče sa vyliali po usadení pyroklastík. Najlepšie sú odkryté na okrajoch prúdov a pokrovov, kde tvoria skalné steny (Pogány vár, hrebeň Monorsza — Biena hegy; tab. IV, obr. 2). Na mnohých miestach sú v nich lomy, dnes zväčša opustené. Farba čadičov je tmavošedá s modrastým nádychom. Často majú makroskopické výrastlice olivínu (1—3 cm), zriedkavejšie augitu. Textúra čadičov je kompaktná, afanitická, alebo vesikulárna. Niektoré väčšie póry sú zaplnené sekundárnymi minerálmi. Najvrchnejšie polohy čadičových prúdov buduje silne porézna preplynená láva. Pre čadiče je typická hrubostĺpcovitá odlučnosť, niekedy kombinovaná s lavicovitou. Niektoré partie horniny majú guľôčkový rozpad, v literatúre známy pod názvom „Sonnenbrand" alebo „Sonnenbrenner". Štruktúra ča-

dičov je porfyrická so základnou hmotou hyalopilitickou až mikrodoleritickou, prípadne sklovitou. Na základe mikroskopického štúdia čadičov ich prevažnú časť považujem za olivinické čadiče (podľa charakteristiky čadičov, ako ju uvádza Hejtman, 1957). Čiastočne odlišný charakter som zistil u čadičov z plošiny Medve (k. 671) a z vrcholu kopca Monorsza (k. 585), u ktorých je nedostatok živcov v základnej hmote a chýbajú medzi výrastlicami, čo by svedčilo o ich nenasýtenosti (hoci nefelín alebo iných zástupcov živcov som vo výbrusoch nenašiel) a dávalo by im bazanitoidný charakter. Podobného názoru o čadičoch na Monorsze je Pojjak (1947).

Otázka veku čadičových hornín nie je jednoznačne vyriešená. Od dôb Kormosovho určenia fauny cicavcov z Hajnačky (1916), ktorá sa našla v sladkovodných pieskoch v podloží čadičového pyroklastika, sa tradujú čadiče ako vrchnopliocénne (Kormos zrovnal hajnačskú faunu s faunou od Montpellier). Fejfar (1957) rozšíril počet druhov fauny opísaných z Hajnačky, ktorú považuje za mladšiu villafranšskú. Vzájomná poloha pyroklastík a pieskov však nemusí byť taká, ako ju interpretujú obaja autori, lebo súvislý profil chýba a medzi odkryvmi týchto hornín prebieha viac porúch, podľa ktorých pyroklastiká mohli byť vyzdvihnuté nad piesky. Vek čadičov azda pomôže vyjasniť určenie organických zvyškov, ktoré Fejfar našiel v samotných pyroklastikách, príp. dôkladné geologické štúdium okolia lokality, ktoré objasní vzájomný vzťah pieskov a pyroklastík.

Kvartér

Kvartérne sedimenty, alebo sedimenty pokryvné reprezentujú v študovanom území *„kamenné moria"* — nakopeniny čadičových balvanov v najvyšších častiach svahov kopcov a hrebeňov, ktorých vrcholy buduje čadič. Nižšie na svahoch ich nahradzujú kamenno-hlinité sutiny. Strmé zrázy hlbokých údolí a jarkov lemujú sutinové kužele. Ostatná, a to prevažná časť mapovaného územia je pokrytá piesčitými hlinami, v ktorých zásluhou vegetácie vznikla pôda, dnes obrábaná miestnym obyvateľstvom. Potôčiky prameniace v piesčitých treťohorných sedimentoch, keď opúšťajú hlboké údolia a vytekajú na rovinu, ukladajú transportovaný materiál a vytvárajú úzke aluviálne nivy, lemované nesúvislými štrkovými teraskami. Štrky týchto malých mladých terás sú zložené z valúnov miestnych hornín — čadičov a pieskovcov.

Tektonika

Tektonické pomery sa dajú v študovanom území ťažko analyzovať. Príčinou ťažkostí je monotónnosť piesčito-pieskovcového súvrstvia, ktoré nie je zvrstvené a jeho úklony možno merať len podľa polôh šošoviek pevných pieskovcov. Namerané úklony sú veľmi malé 2—5—10°. Burdigalské tufitické pieskovce sú zvrstvené a u nich som nameral väčšie úklony — 14—20°. Rozdielnosť sklonov

vysvetľujem nie ako diskordanciu, lebo v nadloží sú väčšie sklony než v podloží, ale ako dôsledok rozdielnej plasticity hornín. Všeobecne mierne úklony vrstiev svedčia o tom, že vrstvy boli slabo zvrásnené naposledy vrásnením, ktoré by mohlo odpovedať staroštýrskej fáze vrásnenia a prebehlo medzi spodným a vrchným burdigalom. Tektonické pohyby mladšie mali už ráz zlomovej tektoniky s prevládajúcim smerom porúch SZ—JV. U celkom mladých porúch prevláda smer S—J. Staršie poruchy nie sú v teréne zvýraznené, zato mladšie poruchy sú markantné zvlášť v čadičových pyroklastikách, ktoré práve zásluhou porúch dnes nachádzame v troch horizontoch: 1. pod čadičmi, kde sú na mieste; 2. poklesnuté do starších sedimentov 150—180 m pod úrovňou prvých (Z od Kost. Bašty); 3. poklesnuté o 270—290 m pod úrovňou prvých (Tachty). Na odkryvoch pyroklastík pozorovať ich tektonické obmedzenie voči okolným sedimentom (v lome na vých. okraji obce Tachty — tab. IV, obr. 2 a v obci Šurica v lome na úpätí Bagoly váru). Veľkú poruchovú líniu smeru S—J indikujú tektonické brekcie na severnom okraji obce St. Bašta a na východnom okraji obce Tachty.

Záver

Základná stratigrafická otázka juhoslovenského terciéru — stanovenie hranice medzi oligocénom a miocénom, resp. otázka jestvovania, alebo nejestvovania akvitánu v panónskej panve nemohla byť touto prácou vyriešená. Predsa z vykonaného štúdia môžem urobiť určité uzávery. Zistil som, že v študovanej časti panónskej panvy sú medzi šat-akvitánom a najspodnejšou časťou spodného burdigalu postupné prechody. Neskoršie som našiel v susedných terénoch aj nadložie glaukonitických pieskovcov — šlírové vrstvy, ktoré dokazujú prehĺbenie mora (medzi glaukonitickými pieskovcami a šlírom sú postupné prechody). Toto prehĺbenie možno dať do súvisu s burdigalskou transgresiou. Koncom spodného burdigalu more ustupuje a nastáva suchozemská perióda — vrchný burdigal. Nová transgresia nastupuje začiatkom helvétu. Do akej miery zasiahla táto transgresia študované územie, nemožno zistiť, lebo zachovali sa po nej iba lagunárne íly s uhoľným slojom. Ústup helvétskeho mora znamená začiatok suchozemskej periódy, ktorá trvá dodnes. Krajina bola vystavená silnej erózii, ktorá odstránila sedimenty helvétu a z burdigalu sa zachovali len malé zvyšky. Preto pliocénne štrky ležia miestami priamo na šat — akvitáne (Biena hegy). V pliocéne začal čadičový vulkanizmus. Vtedy v krajine museli existovať sladkovodné jazerá, ako o tom svedčia pieskovce s faunou cicavcov v Hajnačke.

Asociácie ťažkých minerálov v šat-akvitánskych a spodnoburdigalských vrstvách sú veľmi príbuzné a dokazujú jednotnú oblasť znosu. Bolo ňou kryštalinikum, v ktorom veľký podiel museli mať kryštalické bridlice s granátmi (granatické svory ?), lebo medzi ťažkými minerálmi prevládajú granáty. V spodnoburdigalských pieskovcoch sa náhle objavuje tufitický materiál, ktorý prezrádza začiatok

ryodacitového vulkanizmu. V sedimentoch šat-akvitánu niet stôp po vulkanickej činnosti.

V asociácii ťažkých minerálov v helvétskych íloch prevládajú jednoklonné pyroxény a temer opakné biotity. Granáty a ostatné ťažké minerály hojné v starších sedimentoch ustupujú do pozadia. Spôsobuje to prítomnosť ryodacitových hornín v oblasti znosu. Samotná podstata ílov — montmorilonit vznikol asi zvetrávaním ryodacitových hornín.

Z nerastných surovín študované územie má dostatok stavebného kameňa. Pre praktické použitie v širokom meradle prichádzajú do úvahy čadiče. Pre miestne účely možno využiť aj čadičové a ryodacitové pyroklastiká (ich zásoby nie sú veľké) a stredne až hrubozrnné tufitické pieskovce. Hojnou nerastnou surovinou použiteľnou v stavebníctve sú aj piesky. Ich zrnitostné triedenie vyhovuje podmienkam pre zlievarenské piesky, ale mineralogické zloženie nevyhovuje. Uholný sloj pri samote Róna je podľa údajov Čechoviča (1949) bez praktického významu. Prakticky nevyužiteľné sú aj montmorilonitové íly v jeho nadloží.

LITERATÚRA

[1] Buday T., 1937: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. VLVII. Praha. — [2] Cílek — Plička, 1956: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rimavskej Soboty na jihových. Slovensku. Sbor. ÚÚG. Praha. — [3] Csepreghy Mézneries I. — Seneš J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Stuttgart. — [4] Čechovič V., 1948: Nález oncophorových vrstiev v panónskej panve. Práce ŠGÚ, Zošit 17. Bratislava. — [5] Čechovič V., 1949: Zpráva o geologickom prieskume terénu vých. od uholnej bane pri Radovciach. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [6] Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. GS I, č. 2—3—4. Bratislava. — [7] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. GP, Zoš. 33, Bratislava. — [8] Fejfar O., 1957: Nové paleontologické výskumy na lokalite Hajnáčka u Fiľakova. Časopis pro min. a geol. zv. II. č. 1. Praha. — [9] Ferenczi I., 1942: Ujabb adatok az Ipoly-medence földtani viszonyainak ismertéhez. Éj. II. Budapest. — [10] Hejtman B., 1957: Systematická petrografie. Praha. — [11] Jugovics L., 1944: Adatok a Nográd — Gömöri bazaltterület ismeretéhez. ÉJ. Budapest. — [12] Kettner R., 1939: Poznámky o geologii krajiny mezi Plešovci a Modrým Kamenem na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. XLIX. Praha. — [13] Majzon L., 1942: Ujabb adatok Soshartyán és Szécsény vidéknek oligocénkorú rétegeihez. ÉJ. Budapest. — [14] Noszky J., 1916: Mátratól északra levő dombosvidék földtani viszonyai. ÉJ. Budapest. — [15] Pojjak T., 1947: Kőzettani megfigyelések Nógrád-Gömöri bazaltos közeteken. FK. Budapest. — [16] Seneš J., 1950: Niektoré problémy stratigrafie oligocénu južného Slovenska. GS I, č. 1. Bratislava. — [17] Seneš J., 1952: Oligocén medzi Šahami a Lučencom. GS III, č. 1—2. Bratislava. — [18] Seneš J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni. GP, Zoš. 31. Bratislava. — [19] Seneš J., 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. GS. VII, č. 3—4. Bratislava. — [20] Schréter Z., 1940: Nagybátony környéke. Magyar Tájak Földtani leirása II. Budapest. — [21] Schwarz R., 1937:

Příspěvek ku geologii okolí Fiľakova. Věst. SGÚ XIII. Praha. — [22] Szentes F., 1942. Jelentés Pétervására és Salgótarján közötti területen végzett részletes földtani felvételekről. ÉJ. Budapest. — [23] Szepesházy K., 1942: A gömöri Ajnácska környékének bazaltos kőzetei. Nagy. Tud. Ak. Matem. és. Term.- tud. Értsitője. Budapest. — [24] Špinár Z. — Hokr Z., 1948: Předběžná zpráva o paleontologicko-stratigrafickém výzkumu naleziště Hajnačky na již. Slovensku. Archív GÚDŠ. Bratislava.

Vysvetlivky skratiek: ÉJ — A magyar kir. földtani intézete évi jelentése. Budapest; FK — Földtani közlöny. Budapest; GS — Geologický sborník. Bratislava; GP — Geologické práce. Bratislava.

DIONÝZ VASS

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG ÖSTLICH DES FLUSSES IPEĽ

Im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung des studierten Gebietes konnte die grundsätzliche Frage des südslowakischen Tertiärs, nähmlich die Grenzziehung zwischen dem Oligozän und dem Miozän, bzw. die Anwesenheit oder Abwesenheit des Aquitans im Pannonbecken, nicht gelöst werden. Demgegenüber stellte der Autor fest, dass im studierten Teil des Pannonbeckens zwischen den chatt-aquitanischen und den unterburdigalischen Schichten stufenweise Übergänge bestehen. Diese Schichtfolge eines einzigen Sedimentationszyklus besitzt einen regressiven Charakter; doch erreicht die Regression ihren Höchststand erst am Ende des Unterburdigals. Der Regression folgt eine kontinentale Periode — Oberburdigal. Zur neuen Regression kommt es erst am Anfang des Helvets. Bis zu welchem Masse hat diese Transgression auch studiertes Gebiet ergriffen konnte man nicht feststellen, da als ihre Folge nur lagunarer Lehm mit Kohlenflöz erhalten blieb. Mit der Regression des helvetischen Meeres beginnt eine kontinentale Periode, die bis heute dauert. Das Land wurde von einer Erosion ergriffen, deren Folge die Abtragung der helvetischen Ablagerungen war und aus Burdigal blieben nur kleine Überreste. Aus diesem Grunde liegen die pliozänen Schotter stellenweise direkt auf dem Chatt-Aquitan (z. B. Biena hegy). Im Pliozän begann die Phase des Basalt-Vulkanismus. Zu jener Zeit existierten im Lande Süsswasserbinnenseen, worauf auch die Sandsteine mit der Säugetierfauna in Hajnačka hinweisen.

Die Assoziationen von Schwermineralien in den Ablagerungen des Chatt-Aquitans und des Burdigals sind innig sehr verbunden und bezeugen die Existenz eines einheitlichen Abtragungsgebietes. Es handelt sich da wahrscheinlich um Kristallin, in dem einen ziemlich grossen Anteil hauptsächlich die kristallinen Schiefer mit Granaten haben mussten. In den Sandsteinen des Unterburdigals tritt plötzlich das tuffitische Material auf, welches auf den Anfang des rhyodazitischen Vulkanismus hindeutet. In den Ablagerungen des Chatt-Aquitans findet man keine Spuren der vulkanischen Tätigkeit.

In den Assoziation von Schwermineralien in den helvetischen Tonen sind monokline Pyroxene und fast opake Biotite meistens vertreten; die anderen Mineralien, die in den älteren Sedimenten häufiger vorkommen, findet man da weniger vertreten. Diese Tatsache wird durch die Anwessenheit der rhyodazitischen Gesteine im Abtragungsgebiet verursacht. Die wesentliche Masse der Tone — Montmorillonit — entstand wahrscheinlich bei der Verwitterung der rhyodazitischen Gesteine.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

VÁCLAV ŠPIČKA

PŘÍSPĚVEK KE GEOLOGICKÉ STAVBĚ OKOLÍ MALACEK

(Německé resumé)

Úvod

V práci jsou popsány stručně geologické poměry okolí Malacek na základě průzkumně vrtních prací z let 1949—1958. Na JZ hraničí zkoumané území s plynonosnou strukturou Láb, na severu s oblastí širšího okolí lakšárské elevace, resp. s oblastí studienskou.

Základním výzkumem širšího okolí se zabývali A. Matějka — O. Kodym (1937) a T. Buday (1938).

Strukturní průzkum byl prováděn v letech 1949—1954, hlubinný průzkum byl zahájen v roce 1950 na řešení 3 problémů: průzkum tzv. *levárských struktur, území Z až SZ* (pole Malacky — západ) a *JV Malacek* (pole Malacky — jih).

Geologické poměry zkoumané oblasti nebyly přímo zhodnoceny dosud v žádné zprávě. Z prací širšího významu se našeho území dotýká J. Janáček (1953, 1953), J. Janáček — K Horčic (1954), T. Buday (1955, 1955, 1955), K. Bílek (1956), T. Buday — I. Cicha (1956) a M. Dlabač (1956). Na tyto a další práce, pokud se týkají opisované oblasti, odkážeme přímo v textu. Podrobněji hodnotí dosavadní výsledky průzkumu V. Špička (1958).

Geologické poměry oblasti

Ve stavbě oblasti se projevuje průběh význačných elevací a depresí. Ve shodě s T. Budayem (1958) můžeme zde v tortonu až pannonu vymezit jižní pokračování zohorsko-plavecké deprese, lábsko-lakšárského elevačního pruhu, malacko-kovalovské deprese a střední část příčné levársko-pernecké deprese.

Základními tektonickými liniemi jsou systém lábských zlomů, zlom studienský a rohožnický. Lábské zlomy dělí území na pokleslou kru zohorsko-plaveckou a na kru vysokou. Vysoká kra je dále dělena zlomem rohožnickým na vyšší (pole Malacky — jih) a pokleslejší kru, která je v severní části známa jako tzv. levárské

struktury. V dalším použijeme tohoto dělení a uvedeme jak se ve stavbě projevuje průběh uvedených tektonických jednotek, příčných a podélných elevací.

Stratigrafie

Stratigrafie neogénu popisované oblasti je vypracována podle nejnovějších poznatků (T. Buday 1955, T. Buday — I. Cicha 1956 atd.) a je shodná se stratigrafií oblasti Láb, Vysoká, Suchohrad (K. Bílek 1955, 1956). Hlubinné geologické poměry jsou známé pouze z vysoké kry, západně od systému lábských zlomů.

Podloží podle výsledků z oblasti Láb—Vysoká (střední trias chočského příkrovu) tvoří pravděpodobně mesozoikum. Burdigal nebyl zjištěn v oblasti Láb—Vysoká, a proto lze předpokládat, že území v burdigalu zaplaveno nebylo.*

Nejstarším neogenním souvrstvím je svrchní helvet I.—II. pásma (T. Buday — V. Špička, 1958) ve facii lábských ostrakodových vrstev. Byl zde provrtán v maximální mocnosti 480 m.

Stratigrafie neogénu okolí Malacek

Pannon	svrchní	svrchní uhelná série	dle A. Pappa 1948
		pestrá série	zóna H
	spodní	uhelná série	zóna F
		zóna s *Cong. subglobosa*	zóna E
		zóna s *C. ornithopsis* a *partschi*	zóna C a D
Sarmat		zóna s *Nonion granosum*	
		zóna s *Elphidium haueri*	
		zóna s *velkými*, elphidiemi	
Torton	svrchní	zóna s *Rotalia beccarii*	
		zóna bolivino-buliminová	
		zóna aglutinantií	
	spodní	svrchní lagenidová zóna	
		spodní lagenidová zóna	
Svrchní helvet		I.—II. pásmo ve facii lábských ostrakodových vrstev	

Diskordantně na svrchním helvetu leží spodní torton. Ve vrcholových částech pole Malacky — jih je zastoupen obdobně jako na elevaci lábské pouze bazálním písčitým a slepencovým souvrstvím redukované mocnosti, v jehož nadloží je místy rudimentárně vyvinuto slínito-jílovité souvrství s bohatou lanzendorfskou

* Stratigrafie neogénu studované oblasti je uvedena v přiložené tabulce.

faunou. Minimální mocnosti jsou 50—110 m. Vyšší spodnotortonské vrstvy spodní a svrchní lagenidové zóny zde chybí; jsou denudovány.

Směrem severním, v pokleslejší kře, mocnost spodního tortonu pozvolna narůstá; v území levárských struktur je vyvinutý v nadloží bazalních vrstev a byl provrtán v maximální mocnosti 160 m, slínitojílovité souvrství spodní lagenidové zóny mocnosti cca 250 m a svrchní lagenidová zóna v pestré žižkovské facii s hojnými písčitými obzory mocnosti 150 m. Obdobně se mocnost spodního tortonu zvětšuje i směrem Z, t. j. k poli Malacky — západ a dosahuje zde přes 500 m; mírně narůstá též směrem jižním, t. j. směrem do dílčí deprese, která odděluje elevaci lábskou od pole Malacky — jih.

Ve spodním tortonu se tedy výrazně projevuje deprese malacko-kovalovská i příčná deprese levársko-pernecká. Lábsko-lakšárský elevační pruh se projevuje jako výrazná elevace v území Malacky — jih a Láb; směrem severním se uplatňuje příčná deprese, z níž vrstvy regionálně stoupají směrem severním, t. j. k nejvyšším polohám u lakšárského zlomu. Diskordantně na spodnotortonských vrstvách je uložen svrchní torton, zastoupený všemi třemi zónami. Na bázi je vyvinut význačný, regionálně sledovatelný písčitý obzor (tzv. lábský obzor). Všechny tři zóny jsou vyvinuty v šedé facii; zóna spiroplectaminová v nadloží lábského obzoru je tvořena pouze slínito-jílovitou facií; v zóně bolivino-buliminové jsou opět vyvinuty pouze vzácně písčité obzory; zóna s *Rotalia beccarii* je silně písčitá.

Mocnost svrchního tortonu na poli Malacky — jih je stejná jako na elevaci lábské (cca 500—550 m). Směrem severním a západním se opět zvětšuje jednak v důsledku poklesů podél zlomů (rohožnický a studienský zlom), jednak pozvolným narůstáním mocnosti všech zón směrem do centra deprese malacko-kovalovské a levársko-pernecké. Tak v oblasti levárských struktur dosahuje svrchní torton mocnosti až 800 m. Směrem SV t. j. k studienské elevaci dochází opět k postupné redukci mocnosti.

Mezi uložením lábského obzoru a vyšších svrchnotortonských obzorů byla na poli Malacky — jih zjištěna diskordance způsobena redukcí spiroplectaminové zóny směrem k stoupání lábského obzoru, spočívající ve směru úklonu. Vyšší svrchnotortonské obzory jsou konkordantní s vrstvami sarmatskými a pannonskými. Na tento zjev v oblasti Malacky upozornil M. Šellé. Redukce mocnosti spiroplectaminové zóny a tím podmíněná diskordance v uložení svrchnotortonských obzorů byly zjištěny též v oblasti Láb, Vysoká, Suchohrad (K. Bílek, 1955, 1956). M. Dlabáč (1956, 1957) vysvětluje tyto poměry v celopánevním měřítku přerušením sedimentace a příp. denudací koncem spiroplectaminové zóny. V rozporu s tímto vysvětlením jsou poměry zjištěné v oblasti Brodské (V. Špička 1957), kde byla prokázaná konkordace nejvyššího písku (11. obzor), patřícího do spiroplectaminové zóny s vyššími tortónskými obzory, takže redukci zde nelze vysvětlit přerušením sedimentace a denudací koncem spiroplectaminové zóny. Je nutné předpokládat, že elevace zde byly vytvořeny již koncem spodního

tortonu a projevily se při sedimentaci bazálních svrchnotortonských obzorů jako pohřbené hřbety. Později vlivem zvětšeného poklesu a tím i zvýšenou sedimentací v hlubších částech pánve elevace sa zvýrazňuje a vznikají rozdíly ve sklonech mezi bazálními a vyššími svrchnotortonskými písky. V oblasti Brodské nebyl ovšem tento odchylný směr úklonů zjištěn; proto máme za to, že poměry jsou poněkud odlišné oproti oblasti Malacek.

Nesouhlas v uložení lábského obzoru a vyšších svrchnotortonských obzorů můžeme vysvětlit dvojím způsobem:

1. Koncem spiroplectaminové zóny došlo k přerušení sedimentace a k denudaci. Vyšší svrchnotortonské vrstvy sedimentovaly diskordantně na souvrství spiroplectaminové zóny.

2. Elevace byly vytvořeny již koncem spodního tortonu a projevily sa při sedimentaci lábského obzoru. Elevace jsou ještě více zdůrazněny dalšími poklesovými pohyby při sedimentaci pelitické facie spiroplectaminové zóny. Koncem této zóny dochází k určité regresi. V dalším vývoji se mohla uplatňovať dvojí tendence:

a) poklesová tendence sa zachovala v témže směru i ve vyšších částech svrchního tortonu, co dokazuje i narůstání mocnosti vyššího tortonu ve stejném směru jako v případě spiroplectaminové zóny. K tomuto vývoji můžeme přiřadit brodskou oblast, území pokleslejší kry včetně levárských struktur a oblasti Láb, Vysoká, Suchohrad, kde můžeme pozorovat syngenetické narůstání mocnosti všech zón svrchního tortonu.

b) Ve vyšším svrchním tortonu a v sarmatu nebo pannonu dochází k pohybům, jejichž tendence se neztotožňuje s pohyby ve spiroplectaminové zóně. Poklesy byly při tom způsobeny nahnutím ker podle velkých zlomů a epeirogenetickými pohyby. Nestačily však zásadně změnit původní úklon bazalních svrchnotortonských písků; pouze jej zmírnily. K tomuto vývoji patří právě oblast Malacek a Studienky.

Koncem spiroplectaminové zóny došlo zřetelně k regresi. Nepředpokládáme však významné přerušení sedimentace a denudaci, i když přerušení sedimentace nelze lokálně vyloučiti. Svědčí o tom poměry v brodské oblasti, kde přerušení sedimentace koncem spiroplectaminové zóny nebylo zjištěno.

Konkordantně na svrchním tortonu je uložen sarmat, vyvinut v konstantní mocnosti cca 370 m. Je zastoupen všemi oddíly, bázu tvoří zóna s velkými elphidiemi. Zóna s *Nonion granosum* je nejmenší (80 m), což je způsobeno regresí a denudací koncem sarmatu. Korelací v celopánevním měřítku bylo prokázáno, že první pískový obzor zde odpovídá až 19. písku normálního profilu (M. Dlabač 1956).

Ve vyšším tortonu dochází k pohybům, které mají za následek vznik důležitých tektonických linií. Sarmat a z části nejvyšší polohy tortonu jsou údobím tektonického klidu. Projevuje se to nepřerušenou sedimentací, při čemž sarmatská transgrese má za následek zlepšení životních podmínek a vznik fauny velkých

elphidií. V sarmatu ustávají též tektonické pohyby podél zlomů vzniklých v tortonu, a zanikají rozdíly mezi tektonickými jednotkami, které se tak výrazně projevovaly v tortonu. V zóně s *Nonion granosum* dochází k intensivnímu vyzdvižení, které má za následek regresi moře a denudaci vrstev.

Pannon transgreduje mírně diskordantně na sarmat (M. Dlabač 1956). Na vysoké kře je vyvinut pouze spodní pannon zastoupený zónami C až F (dle T. Budaye 1957). Nejmladším neogenním souvrstvím na celé ploše vysoké kry je uhelná série, vyznačená silnou písčitostí a faciální proměnlivostí, co místy úplně znemožňuje spolehlivou korelaci. Lábský zlomový systém odděluje vysokou spodnopannonskou kru od zohorsko-plavecké deprese, v níž je vyvinut svrchní pannon.

Nižší spodní pannon se vyznačuje tektonickým neklidem; obnovují se starší zlomy a vzniká celá řada mladých poruch. Vzniká tím složitý zlomový systém, který opět stírá rozdíly mezi staršími tektonickými jednotkami. Sedimentace končí nejvyšší zónou spodního pannonu, uhelnou sérií, v níž pohyby vyznívají. Ve svrchním pannonu se obnovuje hlavně činnost podél lábského zlomového systému, který dělí zkoumanou oblast na pokleslou kru se svrchním pannonem a na kru vysokou pouze s pannonem spodním.

Tektonika a paleogeografie

Vysoká kra byla považována za tektonicky neporušenou, s výraznými elevacemi, oddělenými od sebe depresemi (J. Janáček 1950, rukop. mapa). Novou revizí byla na vysoké kře zjištěna řada tektonických linií. Tektonická stavba byla postižena dvěma systémy zlomů, při čemž se nesprávně za významné pro stavbu hlubších souvrství považovaly pouze zlomy s úklonem k východu (A. Kocák, V. Cílek 1954). Styk různých zlomových linií byl pak řešen stočením zlomů s úklonem k Z do průběhu zlomů druhého systému a jejich vyzněním. S tímto pojetím tektoniky nelze souhlasiti. V naší oblasti byly zjištěny obdobné poměry jako v širším okolí lakšárské elevace (T. Buday — V. Špička 1958).

Základní tektonické linie popisované oblasti tvoří zlom studienský, rohožnický a lábský zlomový systém, které jsou svrchnotortonského stáří a mají zásadní význam pro stavbu oblasti a její nafto- resp. plynonosnost.

Studienský zlom zjistil v území na S od Malacek V. Cílek (1954), který předpokládal jeho ukončení na stejném zlomu jako zlom lábský. Jižně od Malacek byl zjištěn tzv. zlom malacký, jehož průběh směrem SV byl interpretován stočením do průběhu lábského zlomu a vyzněním. T. Buday (1958) poprvé upozornil na pokračování studienského zlomu do oblasti lábské, a tento jeho předpoklad jsme mohli potvrdit.

Dle nového zhodnocení cf-průzkumu byl však zjištěn i zlom J od Malacek, který se odštěpuje od zlomu studienského a poměrně prudce se ohýbá ze směru

JZ—SV do směru ZJZ—VSV. Směrem V nelze provést spolehlivou korelaci cf-vrtů, a tím zjistit přesný průběh zlomu; jeho pokračování směrem V je však nepochybné. O jeho připojení ke zlomu studienskému svědčí zvýšení výšky skoku studienského zlomu na povrchu z 50 m (konstantní výška skoku zlomů S od Malacek) na 80 m jižně tohoto spojení. Existenci tohoto zlomu nově prověřil hlubinný průzkum, který prokázal, že jde o zlom svrchnotortonského stáří. Styk obou zlomů při jejich syngenesi pro svrchní torton nelze řešit vyzněním zlomů, jak bylo dříve interpretováno. Předpokládáme s J. Janáčkem (1953), že při křížení těchto zlomových linií musilo dojít k ohybu a k souklonnému splynutí obou zlomů na jedné straně, a jejich odštěpení na straně druhé, při čemž součastně dochází k vzájemnému posunu zlomových linií. Podle toho pokračuje zlom po odštěpení od zlomu lábského dále směrem V, a lze předpokládat, že se J od Rohožníku připojuje k okrajovému zlomu.

J od Rohožníku se okrajový zlom prudce stáčí ze směru JZ—SV do směru JJZ—SSV, a v místě ohybu dochází k odštěpení zlomu, jaké bylo zjištěno též v oblasti Zohor—Lozorno (M. Mořkovský 1956). Tento zlom, který jsme nazvali zlomem rohožnickým, je tedy větší okrajového zlomu a zachovává jeho původní směr. Probíhá směrem Z a po průchodu zlomem lábským se JV od Malacek spojuje se zlomem studienským.

Rohožnický zlom má zásadní význam pro geologickou stavbu území a pro posouzení jeho nafto- resp. plynonadějnosti. Na vysoké kře tvoří severní omezení pole Malacky — jih, v území zohorsko-plavecké deprese dělí zase zohorskou depresi na dvě samostatné části, na severní a jižní kru. Severní deprese je omezena na Z lábsko-plaveckým, dále lakšárským, okrajovým a na jihu rohožnickým zlomem. Je tedy výraznou přikopovou propadlinou omezenou ze všech stran velkými poklesovými zlomy. V pannonu je to jedna z nejhlubších depresí ve Vídeňské pánvi; pannon je zde vyvinut v nejúplnějším profilu a v největší mocnosti. Nejmladším pannonským souvrstvím je svrchní uhelná série; v jejím nadloží je diskordantně uložena svrchní pestrá série (T. Buday — V. Špička 1958). Svrchní uhelná série je vázána na nejvíce pokleslá místa kry, na sološnickou příčnou depresi a na místa blízko okrajového zlomu. Ze sološnické příčné deprese stoupají vrstvy směrem jižním, t. j. k rohožnické elevaci a tím k rohožnickému zlomu. Dále bylo zjištěno všeobecné stoupání směrem k lábsko-lakšárskému elevačnímu pruhu, t. j. ke zlomu lábsko-plaveckému a ke styku plaveckého a lakšárského zlomu. Geologické poměry kry v severním úseku podrobně zhodnotili T. Buday a V. Špička (1958).

Jižní kra je ve srovnání se severní krou vyšší a je od ní oddělena rohožnickým zlomem. Svrchní pannon je zde zastoupen pouze pestrou sérií. Geologické poměry v jižní části této kry zhodnotil M. Mořkovský (1956). Lze předpokládat, že nejvyšší polohy kry jsou u rohožnického zlomu, při jeho styku se zlomem lábským.

Rohožnický zlom má v souhlase se syngenesí největší výšku skoku ve svrchním tortonu; směrem k povrchu se výška skoku zmenšuje. Na bázi svrchního tortonu je výška skoku cca 250 m. Vznik studienského zlomu, jak prokázali T. Buday a V. Špička (1958) musíme klást též do nejvyššího tortonu. Jeho výška skoku na bázi svrchního tortonu je cca 200 m. Zlom s úklonem k V, probíhající paralelně se studienským zlomem, východně od něho, můžeme považovat za poruchu pannonského stáří, tedy mladší; jde pravděpodobně o zlom vyrovnávající obnovené poklesy podél studienského zlomu v pannonu.

Zlom nezvyklého průběhu ZJZ—VSV, který probíhá přes Malacky a porušuje zlom studienský, je pravděpodobně odezvou obnovení pohybů podle rohožnického zlomu.

V pannonu vznikl též zlom jakubovský, který můžeme považovat za pokračování šaštínského zlomu. Tento zlom je významný pro plynonosnost sarmatu a pannonu na úseku Malacky — západ a Jakubov.

Lábské zlomy ohraničují vysokou kru proti zohorsko-plavecké depresi. Jedná se o systém zlomů s úklonem k V, které na př. v oblasti lábské vytvářejí složitý systém meziker. V oblasti Malacky — jih byla mezi hlavním lábským zlomem a zlomem odštěpným zjištěna průzkumem též mezikra. Směrem jižním předpokládáme její pokračování do oblasti lábské; směrem severním není průběh zlomů jednoznačný. Oba zlomy se buď spojují, anebo pokračují paralelně až do oblasti Studienky (T. Buday 1958).

Jak prokázal M. Šelle (1957), jsou lábské zlomy svrchnotortonského stáří; v sarmatu byl prakticky klid a intensivní pohyby se obnovují po nich až v pannonu.

V popisované oblasti můžeme v neogénu rozlišit 6 sedimentačních cyklů:

1. *svrchnohelvetský* — 1. až 2. pásmo; 2. *spodnotortonský;* 3. *svrchnotortonský;* 4. *sarmatský;* 5. *spodnopannonský;* 6. *svrchnopannonský.*

Helvet a torton, spodní a svrchní torton, a pannon a sarmat jsou od sebe odděleny diskordancí. Mezi svrchním tortonem a sarmatem nebyly zjištěny žádné náznaky významnějšího přerušení sedimentace.

LITERATURA

[1] Bílek K.: Výroční geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Vysoká za rok 1955. Zpráva ČND Hodonín 1956. — [2] Bílek K.: Geologie spodního a středního miocenu východní části Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naftový výzkum, publ. č. 23—25. Praha, 1956. — [3] Buday T.: Die geologischen Verhältnisse des Inneralpinen Wiener Beckens in der Umgebung von Bratislava und Malacky. Bericht über Kartierungsarbeiten im Jahre 1938. Zpráva ČND Hodonín 1938. — [4] Buday T.: Zpráva o výzkumech v neogenu Dolnomoravského úvalu za rok 1954. Zpráva ÚÚG Praha, 1955. — [5] Buday T.: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocenu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG

XXX, Praha 1955. — [6] Buday T.: Stratigrafie spodního a středního miocenu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu. Zpráva ÚÚG Praha, 1955. — [7] Buday T. — Cicha I.: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, sešit 43, Bratislava 1956. — [8] Buday T. — Špička V.: Geologická stavba a naftonadějnost širšího okolí lakšárské elevace. Zpráva ČND Hodonín 1958. — [9] Dlabač M.: Řešení otázek akumulace nafty v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve. Ústav pro naftový výzkum Brno, 1956. — [10] Janáček J.: Nové tektonické a tektogenetické poznatky československé části Vnitroalpské pánve. Rozpravy ÚÚG, Praha 1954. — [11] Janáček J.: Předběžné výsledky studie paleogeografie a tektogenese staršího miocenu v oblasti Láb—Malacky na Slovensku. Rozpravy ÚÚG Praha 1955. — [12] Janáček J. — Horčic K.: Příspěvek k poznání paleogeografie a tektogenese neogenní výplně Vnitroalpské pánve Vídeňské. Rozpravy ČSAV, Praha 1955. — [13] Kocák G. — Cílek V.: Strukturní průzkum okrajových oblastí Vnitroalpské pánve — Slovensko. Zpráva Ústavu pro naftový výzkum. Brno 1954. — [14] Matějka — Kodym O.: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogenu při sz okraji Malých Karpat mezi Lozornem, Jablonicou a Šaštínem. Geofond Praha, 1937. — [15] Mořkovský M.: Závěrečná zpráva strukturního průzkumu oblasti Láb—pokleslá kra—Vysoká—Zohor—Lozorno. Zpráva ČND Hodonín, 1956. — [16] Papp A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten des Pannons im Wiener Becken. Anz. d. österr. Akad. d. Wiss., 1948, S. 123, Wien. — [17] Selle M.: Geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Vysoká za rok 1956. Zpráva ČND Hodonín, 1957. — [18] Špička V.: Příspěvek k stratigrafii sarmatu a svrchního tortonu v severovýchodní části Vídeňské pánve. Zpráva v tisku, 1957. — [19] Špička V.: Zhodnocení výzkumných a průzkumných prací, provedených v oblasti Malacky — jih, s návrhem dalšího průzkumu. Zpráva ČND Hodonín, 1958.

VÁCLAV ŠPIČKA

BEITRAG ZUR FRAGE DES GEOLOGISCHEN BAUES DER UMGEBUNG VON MALACKY

In der vorliegenden Arbeit werden in groben Zügen geologische Verhältnisse der Umgebung von der Stadt Malacky in der Westslowakei besprochen.

Die älteste neogene Schichtfolge ist in diesem Gebiet durch das Oberhelvet (I. und II. Zone) in der Fazies der *Ostracoden*-Schichten von Láb vertreten, das vom Untertorton diskordant überlagert wird. Im Untertorton kommen laut T. Buday (1958) ausgeprägte Elevationen und Depressionen durch ihre unterschiedliche Mächtigkeit zum Ausdruck. Der sog. Láb—Lakšár-Elevationshorizont (zwischen den Gemeinden Láb und Lakšarská Nová Ves) äussert sich in Form von einer ausgeprägten Elevation im Gebiet südlich der Stadt Malacky und bei der Gemeinde Láb, wo das Untertorton nur durch eine basale Sand- und Konglomeratschichtfolge von reduzierter Mächtigkeit vertreten ist.

Das Untertorton ist vom Obertorton diskordant überlagert, an der Basis mit regional verfolglichem sog. Láb-Horizont. Die Lagerung des Láb-Horizontes verläuft nicht übereinstimmend mit obereren obertortonischen Horizonten, wobei die Disharmonie in seiner grösseren Neigung gegenüber den letzgenannten Horizonten, bzw. in unterschiedlichen Richtungen der Neigung besteht und von verschiedener Mächtigkeit der *Spiroplectaminen*-Zone bedingt ist. Die Disharmonie im Verlauf der genannten Horizonte wird nicht durch die Sedimentationsunterbrechung und Denudation, sondern durch synsedimentäre Senkungsbewegungen erklärt. In höheren Tortonlagen kam es zu Bewegungen, die einerseits die Entstehung wichtiger tektonischer Linien, andererseits das Hervortreten der angeführten tektonischen Einheiten zu Folge hatten.

Im Sarmat herrschte eine tektonische Ruhepause; es kam in dieser Periode zu keinen Bewegungen längs der Bruchlinien und die Unterschiede zwischen den tektonischen Einheiten wurden verwischen.

Die Bewegungen längs der Bruchlinien belebten wieder im Pannon. Die tektonischen Hauptlinien im studierten Gebiet entwickelten sich im Obertorton. Der Bruch von Studienka mit einer Neigung nach Westen kann von Studienka bis ins Gebiet von Láb verfolgt werden. Vom sog. Studienka-Bruch zweigt ein anderer, in SW—NO bis WSW—ONO Richtung verlaufende Bruch ab, der an Stelle der Berührung mit den Láb-Brüchen nicht — wie angenommen werden könnte — auslöscht, sondern seine Fortsetzung weiter in östlicher Richtung bis zum Randbruch vorauszusetzen ist.

Auf Grund dieser Voraussetzung nehmen wir an, dass südlich von Rohožník, wo der Randbruch seine SW—NO Richtung nach SSW—NNO ändert, d. i. an Stelle seiner Biegung, ein Bruch die ursprüngliche Richtung nach Westen behält und setzt weiter durch das Bruchsystem von Láb fort, bis er sich mit dem Bruch von Studienka verbindet. Dieser Bruch, der nach der Gemeinde Rohožnice als Rohožnicer genannt wird, ist von grundsätzlicher Bedeutung sowohl für den geologischen Aufbau des Gebietes, wie auch für Beurteilung der Erdöl-, bzw. Erdgashaltigkeit dieser Schichten.

JOZEF SALAJ

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA K MIKROBIOSTRATIGRAFII GOSAUSKEJ KRIEDY A PALEOGÉNU MYJAVSKEJ PAHORKATINY

(Nemecké resumé)

V práci podávam podrobný stratigrafický rozbor gosauskej kriedy Brezovského pohoria s paleogénu Myjavskej pahorkatiny na základe mikrofauny. Podrobným mikrobiostratigrafickým rozborom veľkého množstva vzoriek (vyše 600) podarilo sa mi čiastočne potvrdiť, spresniť, prípadne opraviť doterajšiu stratigrafickú koncepciu gosauskej kriedy.

Prvá práca zo študovaného územia je od D. Štúra (1860), ktorý vyčlenil gosauskú kriedu Brezovského pohoria a zaraďuje do nej konglomeráty a vápence. Okrem spomínanej kriedy vyčlenil i eocén, ktorý je tvorený pieskovcami, slieňmi a konglomerátmi.

Neskoršie L. Lóczy (1914) na základe bohatej makrofauny okrem senonu vyčlenil cenoman (?) a turón.

Podrobnejšiu stratigrafickú charakteristiku gosauskej kriedy podáva D. Andrusov (1933a), ktorý rozlišuje štyri súvrstvia, a to:

1. zlepence, vápnité pieskovce, karbonatické brekcie a vápence transgredujúce na trias Jabloneckého pohoria;

2. flyšové súvrstvie, skladajúce sa z prevládajúcich šedých alebo žlto-šedých bridličnatých slieňov a slabých vápnitých pieskovcov;

3. šedé, bielošedé, ružové, v dolných polohách červené vápnité sliene púchovského typu s vložkami šedých vápnitých pieskovcov.

Pri severnom úpätí Bradla a na S od Brezovej opisuje D. Andrusov iný stratigrafický sled: Nad súvrstvím 2 sú šedoružové, alebo ružovofialové jemno až hrubozrnité vápnité pieskovce so šedými, ružovofialovými alebo zelenkastými slieňmi, ktoré sa striedajú so šedými pieskovcami. V slieňoch sú miestami polohy s exotickými valúnmi, ktoré vo vyšších polohách prechádzajú do zlepencového súvrstvia s exotickými valúnmi. V zlepencoch sú na mnohých miestach menšie litotamniové a korálové útesy guľovitého obrysu. V nadloží týchto detritických vrstiev sa všade vyskytujú vrstvy tretieho súvrstvia.

Najvrchnejší senón tvoria svetlošedé, drobné zlepence, vápnité brekcie a vápence. Z tohto súvrstvia D. Andrusov (D. Andrusov 1933 a, b, 1950, D. Andrusov & O. Kühn 1937) opisuje orbitoidné foraminifery.

Existenciu cenomanu (?) a turónu v gosauskej kriede, ako ho stanovil L. Lóczy (1914), vyvrátil D. Andrusov (D. Andrusov 1933 a, D. Andrusov & O. Kühn 1937).

Stratigrafiu gosauskej kriedy určil D. Andrusov na základe revízie skamenelín určených L. Lóczym, i na základe vlastného zberu (hlavne inocerámovej) fauny. Okrem toho našiel korály a rudistov, ktoré O. Kühn (D. Andrusov & O. Kühn 1937, 1942) určil za senónske.

Makropaleontologické poznatky potvrdili stratigrafickú príslušnosť gosauskej kriedy do senónu len čiastočne.

Presnejšie stratigrafické začlenenie gosauskej kriedy bolo umožnené až mikropaleontologickými štúdiami. Okrem spomínaných prác o orbitoidných foraminiferách je to práca J. Hanáčka (1954), kde H. Bystrická určila mikrofaunu z maestrichtských sedimentov, ktoré vo vývoji šedých, prípadne žltošedých slieňov, striedajúcich sa so šedými pieskovcami s vložkami slienito-piesčitých lavíc vápenca až 60 cm hrubých, sú vyvinuté na Valkovej hore (záp. od Hrachovišťa) a na Sedielku (cesta na Sedielko nad žel. stanicou pri Hrachovišti).

Pestré íly zo súvrstvia vápnitých pieskovcov na hrebeni Surovín, donedávna považovaných za vrchnú kriedu, D. Andrusov & H. Bystrická (1954) začlenili do eocénu.

V poslednej dobe sa mikropaleontologickému štúdiu podrobili vrstvy flyšového súvrstvia (II. súvrstvie) a pestré sliene (III. súvrstvie), vyvinuté na južnom svahu Bradla. D. Andrusov & V. Kantorová (1958) na základe mikrofauny zaraďujú toto súvrstvie do spodného senónu (koňak — santon) a pestré sliene do maestrichtu.

Petrografická a mikropaleontologická charakteristika

a) Gosauská krieda

Sedimentácia gosauskej kriedy sa začala bazálnymi karbonátickými, jemnými a hrubozrnitými zlepencami, ktoré podľa D. Andrusova a M. Kuthana (1942) majú vápnitý, miestami bauxitický tmel, často červenej farby. Nové výsledky (Borza K., Martíny E., Pospíšil A., 1959) však dokázali, že nejde o bauxistický tmel, ale že červené sfarbenie je spôsobené jemne rozptýleným železitým pigmentom.

Materiál zlepencov je prevažne z valúnov triasových dolomitov. V nadloží zlepencov sú miestami vyvinuté piesčité vápence, ktoré netvoria súvislé polohy.

Zlepencová a vápencová sedimentácia prechádza do sivozelených i modrastých slieňov, ktoré dosahujú len malú mocnosť.

Sliene obsahujú autochtónnu, prevažne planktonickú mikrofaunu, ktorej asociáciu foraminifer tvoria druhy: *Gl. linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana linneiana coronata* (Bolli), vzácne *Globotruncana* cf. *arca* (Cushman), *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Stensiöina exsculpta* (Reuss) a *Stensiöina praeexsculpta* (Keller), ktorá je početne zastúpená.

Stratigraficky možno tieto sliene začleniť v rámci koňaku.

Flyšové súvrstvie (II. súvrstvie D. Andrusova), vyvinuté v nadloží týchto slieňov tvoria sivozelené až hnedasté, tenkovrstvovité, vápnito-ílovité bridlice a sliene, ktoré sa striedajú s nepevnými, hnedastými, vápnitými, tenkovrstvovitými, 3—5 cm mocnými pieskovcami. Časté sú i vložky málo pevných strednozrnitých zlepencov. Vo vyšších polohách sú pieskovce bohaté na uhoľnú substanciu. Toto súvrstvie je v nadloží v styku s pestrými slieňmi, z ktorých červené sliene tvoria asi 15—30 (vzácne 50) m mocný, ďaleko sledovateľný horizont. Treba poznamenať, že pestré sliene majú vzácne vyvinuté 10 až 30 cm mocné polohy vápencov a pieskovcov.

Sedimentácia flyšového súvrstvia sa uskutočnila vo veľmi plytkom mori so zníženou salinitou, čím sa vytvorilo prostredie, nepriaznivé pre vývoj planktonických, bentóznych vápnitých i aglutinových foraminifer. Mikrofauna vyskytujúca sa v tomto súvrství je prevažne pseudoasociačným spoločenstvom, preplaveným z podložných slieňov.

K zlepšeniu ekologických podmienok dochádza vo vrchnom santone. Mikrofauna je zastúpená bentóznymi, aglutinovanými i vápnitými foraminiferami, menovite druhmi: *Bolivinopsis anceps infracta* (Chapman), *Textularia* sp., *Verneuilina dubia* Reuss, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Neoflabelina* cf. *deltoidea* (Wedekind), *Frondicularia* sp., *Bolivinoides* sp., *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *Anomalina (Gavelinella) sculptilis* (Hiltermann & Koch), *Gyroidina* sp., *Stensiöina exsculpta* (Reuss) a *Eponides* sp.

Z globotrunkán sú to: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana linneiana coronata* (Bolli) a *Globotruncana* cf. *stuarti* (Lapparent).

Treba poznamenať, že v tomto spoločenstve foraminifer značná časť druhov je preplavená.

Sedimenty tohto flyšového súvrstvia patria do spodného až vrchného santonu.

Súvrstvie pieskovcov a slieňov v nadloží II. súvrstvia pri severnom úpätí Bradla a na S od Brezovej, ktoré opisuje D. Andrusov (1933 a), treba spolu s exotickými zlepencami zaradiť do stredného eocénu.

Flyšové santonské súvrstvie prechádza do pestrých slieňov (šedé, zelené a červené, ktoré prevládajú), ktorých mikrofauna je prevažne planktonická, tvorená globotrunkánovogümbelinovým spoločenstvom; asociácia je zastúpená hlavne

druhmi: *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana saratogensis* (Applin), *Globotruncana ventricosa* White. So zaradením týchto pestrých slieňov do maestrichtu (D. Andrusov a V. Kantorová 1958) nemožno súhlasiť, lebo mu odporuje mikrofauna z týchto i z podložných a nadložných sedimentov.

Pestré sliene prechádzajú do pevných, modrastých vápnitých pieskovcov, ktoré sa striedajú s tenkolavicovitými, sivozelenými až šedými slieňmi, obsahujúcimi inocerámovú faunu. Na základe mikrofauny môžeme toto súvrstvie zaradiť do stredného až vrchného kampanu.

Spoločenstvo foraminifer tohto súvrstvia tvoria hlavne druhy: *Marssonella oxycona* (Reuss), *Lenticulina* sp., *Pseudotextularia eggeri* (Cushman), *Bolivinoides decorata* (Jones), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana* cf. *contusa* (Cushman), *Anomalina welleri laevis* Vasilenko.

Podobné, avšak druhove o niečo chudobnejšie spoločenstvo foraminifer je v súvrství pieskovcov a slieňov s ojedinelými polohami piesčito-slienitých vápencov pri Hrachovišti, ktoré môžeme tiež zaradiť do stredného — vrchného kampanu na rozdiel od J. Hanáčka (1954), ktorý ho začleňuje do maestrichtu.

V nadloží pevných, modrastých, vápnitých pieskovcov a sivozelených až šedých inocerámových slieňov sú vyvinuté hrubolavicovité, oranžovožlté až ružové vápence, ktoré obsahujú prevažne druh *Orbitoides media* (d'Archiac) rozšírený hlavne vo vrchnom kampane a maestrichte.

D. Andrusov (1933a, b) začleňuje tieto orbitoidové vápence a zlepencovité vápence do maestrichtu. Z orbitoidových foraminifer okrem spomínaného druhu *Orbitoides media* (d'Archiac) uvádza D. Andrusov (1933b, 1950) ešte *Siderolites vidali* Douvillé a *Orbitoides apiculata* Schlumberger.

A. Papp (1955, 1956) uvádza podobné druhy aj z vrchnokampanských sedimentov od Guttaringu a Klein St. Paulu a z gosauskej kriedy východných Álp.

Na základe spomínanej mikrofauny i stratigrafickej pozície je správnejšie začleniť vápence a zlepencovité vápence až vápnité zlepence gosauskej kriedy Brezovského pohoria do *najvrchnejšieho kampanu až spodného maestrichtu.*

V priebehu sedimentácie orbitoidových vápencov utvárali sa vložky zlepencov a pevných modrastých až bielych slieňov.

Orbitoidové zlepencovité vápence až vápnité zlepence sú vyvinuté hlavne v nadloží orbitoidových vápencov, z ktorých sa pozvoľne vyvinuli. Tieto zlepence ukončujú sedimentáciu orbitoidových vápencov, ktoré už len miestami vytvárajú tenké lavice, prípadne malé šošovky. Petrograficky zlepence (ďalej orbitoidové zlepence) tvorí hlavne materiál, ktorý vznikol z orbitoidových vápencov (vo výbrusoch

vidieť valúniky orbitoidových vápencov, ktoré obsahujú orbitoidné foraminifery), menej z pieskovcov, bridlíc, slieňov a dolomitov. Miestami však dolomitové valúniky v zlepencovom materiáli silne prevládajú. Zlepence tvorené prevažne týmto materiálom sú nepevné a rozpadavé.

Veľkú pozornosť treba venovať stratigrafickému začleneniu litotamniovo-korálových útesov, ktoré spolu s exotickými zlepencami začleňujú D. Andrusov (1933a) a D. Andrusov & O. Kühn (1937) ako jednotnú stratigrafickú jednotku do vrchnej časti gosauskej kriedy, vyvinutej v nadloží II. súvrstvia. Nové stratigrafické výsledky ukazujú, že tento názor nie je správny.

M. Mišík & J. Zelman (1959) zistili v rífových vápencoch zo Starej Turej a na kóte 453 pri Širokom Bradle diskocyklíny (*Discocyclina* cf. *martae* Schlumberger a *Discocyclina* sp.), na základe ktorých a iných organizmov, uvádzaných v tabuľke 1 (str. 303) začleňujú rífové vápence do eocénu. Spomínaní autori uvádzajú, že rífové vápence sú vekove totožné so zlepencami, ktoré ich obklopujú. S týmto názorom nemožno súhlasiť.

Spomínané rífové litotamniovo-korálové útesové vápence sú faunisticky podobné, ale staršie ako paleocén-spodnoeocenné súvrstvie organogénnych vápnitých zlepencov až vápencov, ktoré sa striedajú s vápnito-ílovitými bridlicami. Svedčí o tom skutočnosť, že rífové vápence sa vyskytujú ako balvany v spomínanom paleocén-spodnoeocénnom súvrství, v jeho bridličnatých polohách.

Jednoznačné začlenenie rífových litotamniovo-korálových vápencov Myjavskej pahorkatiny z okolia Končín, Širokého Bradla, Kravárikov a Matejovca je možné v hraniciach dán-paleocén.

V rífoch pri Jeruzaleme sa vyskytujú diskocyklíny zastúpené formou *Discocyclina seunessi* Douvillé. Tieto vápence sú čisto organogénne bez detritickej prímesi. Keby boli totožné s exotickými zlepencami, ako to uvádzajú M. Mišík a J. Zelman (1959), museli by obsahovať detritickú prímes. Exotické zlepence — ako to ešte uvedieme nižšie — sú transgresívnym členom stredného eocénu.

Treba sa ešte zmieniť o súvrství maestrichtu (stratigraficky mladšieho ako orbitoidové vápence) vyvinutého v okolí H. Polianky a U Remenárov. Stratigraficky ide o vrchnú časť spodného maestrichtu až najvyšší maestricht.

Vrchná časť spodného maestrichtu, resp. spodná časť vrchného maestrichtu vo fácii sivozelených bridlíc až slieňov, vyvinutých pri H. Polianke, obsahuje bohatú mikrofaunu s druhmi: *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzybowski), *Reussella szajnochae californica* Cushman & Goudkoff, *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), *Anomalina (Gavelinella) danica* Brotzen, *Globigerinella* ex gr. *aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman) a *Globotruncana falsostuarti* Sigal.

Vrchný maestricht vo flyšovej fácii je vyvinutý severne od kopanice U Reme-

nárov v zárezе poľnej cesty. Spodná a stredná časť tohto súvrstvia, v ktorom je vyvinutý i zlepencový horizont, obsahuje prevažne preplavenú mikrofaunu. Pôvodnú mikrofaunu tvoria druhy: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Reophax* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides* aff. *subcoronatus* (Grzybowski), *Trochamminoides* sp. a *Haplophragmoides* sp.

Z vápnitej mikrofauny významným druhom je *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), ktorý sa vyskytuje pomerne vo veľkom množstve.

Súvrstvie vrchnej časti profilu už preplavenú mikrofaunu takmer neobsahuje. Spoločenstvo foraminifer je rodove, druhove i kvantitatívne veľmi bohaté, tvorené druhmi: *Textularia agglutinans* d'Orbigny, *Marsonella oxycona* (Reuss), *Clavulina* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Lagena apiculata* (Reuss), *Pseudoglandulina* sp., *Palmula* cf. *suturalis* (Cushman), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gümbelina nuttalli* Voorwijk, *Gümbelina ultimatumida* White, *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Bolivinoides* sp., *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzybowski), *Pleurostomella subnodosa* Reuss, *Gyroidina* cf. *nitida* (Reuss), *Eponides preamegastomus* Mjatljuk, *Eponides* cf. *sparksi* (White), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina (Gavelinella) danica* Brotzen, *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana fundiconulosa* Subbotina, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana stuarti* (Lapparent) a *Globotruncana ventricosa* White.

Celkove v spomínanom flyšovom súvrství maestrichtu môžeme rozlíšiť tri zóny. Spodnú zónu tvoria druhy: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss). Značne je zastúpená i aglutinovaná mikrofauna. Pre druhú zónu je charakteristický hromadný výskyt druhu *Textularia agglutinans* d'Orbigny a pseudoasociačné spoločenstvo globotrunkán. Asociáciu foraminifer tretej zóny tvorí globotrunkánové spoločenstvo zastúpené druhmi: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana fundiconulosa* Subbotina, *Globotruncana elevata stuartiformis* Sigal, *Globotruncana fornicata* Plummer.

Vzťah gosauskej kriedy k bradlovému pásmu

Pri riešení vzťahu gosauskej kriedy k priľahlému bradlovému pásmu som zistil, že gosauská krieda svojimi vyššími stratigrafickými členmi (pestré sliene — orbitoidové vápence) tvorí bradlový obal bradlového pásma pri Turej Lúke a Myjave. Z toho vidno, že k sedimentácii bradlového obalu v oblasti Turej Lúky a Myjavy

dochádza až v čase maximálneho plošného rozšírenia gosauského mora, t. j. v období spodného kampanu — spodného maestrichtu.

Pre úplnosť treba uviesť, že stratigrafický hiát, ktorý je medzi najmladším členom pieninskej série bradlového pásma [najmladšie mnou zistené členy pieninskej série bradlového pásma pri Turej Lúke sú vrchný alb vo fácii škvrnitých slieňov s ticinelami, ktoré E. Scheibner (1958) označil ako rudinské vrstvy, a pestré sliene cenomanu] a najstarším členom gosauskej kriedy, odpovedá turónu. V turóne došlo v tejto oblasti k subhercýnskej fáze vrásnenia, ktorá na miestach, kde začína vnútorné bradlové pásmo, ako ukazujú výsledky našich pozorovaní, začala najskôr a najskôr i skončila. Dôkazom toho sú sedimenty konaku.

Naproti tomu v severovýchodnej a východnejšej časti vnútorného bradlového pásma podľa zistení E. Scheibnera a V. Scheibnerovej (1958), V. Kantorovej a A. Begana (1958) a J. Salaja (1959) vyskytuje sa v bradlovom pásme i spodný turón, takže subhercýnska fáza vrásnenia tu začína neskôr, až vo vrchnom turóne, a končí v konaku. Spodnosenónske sedimenty vo fácii upohlavských zlepencov a pieskovcov, ktoré sa tu vyskytujú, sú podľa D. Andrusova (1945) veku vrchnosantonského. Potvrdzujú to i nové výsledky, ktoré vylučujú možnosť kampanu, pripúšťanú V. Kantorovou a D. Andrusovom (1958), ktorí udávajú pre tieto zlepence vek santon — kampan. Vyplýva to zo stratigrafickej pozície pestrých slieňov „púchovských" premenovaných na gbelanské (V. Kantorová a D. Andrusov, 1958), ktoré sú spodnokampanské (Salaj, 1959).

Stratigrafickému začleňovaniu týchto pestrých slieňov bude preto treba venovať zvýšenú pozornosť a žiada sa urobiť revíziu starších literárnych údajov o stratigrafii „púchovských" slieňov.

b) Paleogén

Laramijské vrásnenie sa v študovanej oblasti v podstate neprejavilo. Došlo tu jedine k zúženiu sedimentačného priestoru. Na toto obdobie (dán — paleocén) sa viaže vznik spomínaných rífových vápencov.

Eocén. Treba poznamenať, že najspodnejšia časť eocénnych sedimentov, tvorených pevnými, modrastými vápnitými, hrubolavicovitými, organogénnymi zlepencami až vápencami, ktoré sa striedajú s tenkovrstvovitými vápnito-ílovitými bridlicami, patrí paleocénu. Tieto sedimenty prechádzajú do flyšového súvrstvia, ktoré má vyvinutú pestrú sériu, tvorenú sivozelenými, červenohnedými a modrastými ílmi.

Na základe mikrofauny zaraďujeme spomínané súvrstvia do eocénu; sem patria aj spomínané exotické zlepence, ktoré sú transgresívnym členom flyšového stredno-eocénneho súvrstvia. Toto súvrstvie má oveľa väčšie plošné rozšírenie ako podložné pevné, organogénne vápnité zlepence až vápence, z ktorých sa pozvoľne vyvinuli a to bez vývoja exotických zlepencov.

Doterajšia stratigrafická interpretácia exotických zlepencov nie je teda správna, o čom svedčí aj ich celkové zloženie. Hlavnou súčasťou týchto zlepencov je exotický materiál (ruly, žuly, valúny kremeňa atď.) a v značne menšej miere valúny z orbitoidových vápencov, orbitoidových zlepencov, litotamniových korálových vápencov, inocerámových slieňov, pieskovcov a bridlíc. Vyskytujú sa tu aj valúny pevných modrastých, organogénnych zlepencov až vápencov spodno- až strednoeocénneho veku.

Sivozelené, tenké vápnito-ílovité bridlice, ktoré tvoria vložku v exotických zlepencoch, obsahujú mikrofaunu strednoeocénnych globigerín.

Valúny orbitoidových vápencov, litotamniovo-korálových vápencov, ako i organogénnych zlepencov až vápencov vylučujú senónsky vek exotických zlepencov, uvádzaný staršími autormi (D. Andrusov, 1933a; D. Andrusov & O. Kühn, 1937, 1942).

Exotické zlepence, ako to vyplýva z ich superpozície, sú strednoeocénne. V ich nadloží je flyšové súvrstvie jednoznačne stredoeocénne a miestami v bazálnej časti má vyvinuté zlepencové polohy, ktorých značná časť materiálu je z exotických zlepencov.

Paleocén — spodný eocén. Organogénne vápnité zlepence až vápence, ktoré sa striedajú s pieskovcami a pestrými ílmi, po prvý raz správne zaradili D. Andrusov a H. Bystrická (1954) na základe chudobnej aglutinovanej mikrofauny do eocénu. Z mikrofauny sa podarilo zistiť bohaté paleocén — spodnoeocénne spoločenstvo globigerín, tvorené prevažne druhmi *Globigerina eocaenica eocaenica* Terquem, *Globigerina triloculinoides* Plummer a *Globigerina trivialis* Subbotina. Ostatná mikrofauna je zastúpená druhmi: *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Trochamminoides irregularis* White a *Trochamminoides subcoronatus* (Grzybowski).

V organogénnych vápnitých zlepencoch až vápencoch sa nachádzajú numulity operkuliny a *Discocyclina* aff. *seunessi* Douvillé.

Stredný eocén. Mladšie súvrstvie vo vývoji flyšovom s polohami pestrých ílov je vyvinuté v dvoch hlavných širokých pruhoch.

Jeden sa tiahne od Horných Chalúp na Cigančici cez Šimkov, Siváčkov, Turú Lúku k Myjave, kde obaluje bradlové pásmo a plynule prechádza do magurského paleogénu. Mikrofaunisticky patrí ku strednému eocénu (stratigrafické začlenenie do gosauskej kriedy je nesprávne). Mikrofauna je zastúpená aglutinovanými bentóznymi i vápnitými, prevažne planktonickými druhmi.

Asociáciu aglutinovaných foraminifer zastupujú druhy: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Reophax* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Haplophragmoides elegans* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides subcoronatus* (Grzybowski), *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski) *Thalmannammina subturbi-*

Mikrobiostratigrafická tabuľka gosauskej kriedy Brezovského pohoria a paleogénu Myjavskej pahorkatiny

Stredný eocén		Flyšové súvrstvie s polohami pestrých ílov	*Globigerina triloculinoides, Globigerina trivialis, Globigerina eocaenica eocaenica, Cyclammina amplectens, Globorotalia (Turborotalia) crassaformis*
		Exotické zlepence s vložkami bridlíc	
paleocén — spodný eocén		Modrasté, vápnité, organogénne zlepence až vápence, ktoré sa striedajú s vápnito-ílovitými bridlicami	*Globigerina triloculinoides, Globigerina trivialis, Globigerina eocaenica eocaenica* v zlepencoch sú numulity a operculiny
Dán — paleocén		Litotamniovo-korálové rifové vápence	
MAESTRICHT	vrchný	Flyšové súvrstvie	*Globotruncana contusa, Globotruncana falsostuarti, Globotruncana fundiconulosa, Globotruncana elevata stuartiformis*
			Textularia agglutinans
			Globotruncana arca, Allomorphina allomorphinoides, Globigerina cretacea
	spodný	Sivozelené sliene a bridlice	*Reussella szajnochae szajnochae, Pseudotextularia varians, Allomorphina allomorphinoides, Globotruncana contusa, Globotruncana falsostuarti*
vrchný kampan-sp. maestricht		Orbitoidové zlepence orbitoidové vápence	*Orbitoides media, Orbitoides apiculata, Pseudosiderolites vidali*
KAMPAN	str.— vrchný	Pevné, modrasté, vápnité pieskovce a sivozelené až šedé sliene	*Globotruncana arca, Globotruncana contusa, Pseudotextularia eggeri, Bolivinoides decorata*
	spodný	Pestré sliene	*Globotruncana arca, Gümbelina globulosa*
SANTON		Flyšové súvrstvie	*Globotruncana linneiana linneiana, Globotruncana arca, Neoflabelina cf. deltoidea, Anomalina (Gavelinella) sculptilis*
			Prevládajú pseudoasociačné spoločenstvá
KONAK		Modrasté a sivozelené sliene Bazálne zlepence a svetložlté vápence	*Stensiöina praeexsculpta, Globotruncana linneiana linneiana*

nata (Grzybowski). Vzácne sa nachádza *Cyclammina amplectens* Grzybowski.

Z planktonických foraminifer sú to: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerina trivialis* Subbotina, *Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata* Subbotina, *Globorotalia (Turborotalia) crassaformis* (Galloway & Wissler).

Z vápnitých bentóznych foraminifer sa vzácne vyskytuje *Globobulimina pacifica oregonensis* Cushman a *Nuttallides trümpyi* (Nuttall).

Druhý paleogénny flyšový pruh, tiež strednoeocénneho veku, sa tiahne od kopanice Končiny (sev. od Bradla) SV smerom na kopanice Havlovia, U Boháčov, Matejovec, Chalupy, U Kodajov a ďalej k bradlovému pásmu, kde potom naväzuje na magurský paleogén. Na tento pruh paleogénu transgresívne nasadajú burdigalské zlepence, pieskovce a vápnito-ílovité bridlice, stratigrafickým začlenením ktorých sa v posledných rokoch zaoberali T. Buday & I. Cicha (1956) a P. Čtyroký (1959).

Mikrofauna z tohto pruhu je zastúpená prevažne druhmi ako v prvom pruhu. Okrem pôvodnej mikrofauny sa nachádzajú v tomto pruhu pseudoasociačné spoločenstvá, tvorené hlavne senónskymi globotrunkánami, ktoré sú značne rozbité, korodované a vybielené. Tieto pseudoasociácie sú v mnohých vzorkách až 100 % zastúpené.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1933a: Poznámky o gelógii Považí. Věstník Stát. geol. ústavu, roč. IX, Praha. — [2] Andrusov D., 1933b: Siderolites vidali Douvillé z karpatské křídy. Zprávy z Čs. společnosti pro mineralogii a geologii, Věstník SGÚ, roč. IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Št. geol. ústavu, zošit 13. — [4] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvoky. Práce Št. geol. ústavu, Bratislava. — [5] Andrusov D., Bystrická H., 1954: O náleze paleogénu v kriedovom pásme Brezovského pohoria. Geol. sborník, roč. V, č. 1—4. — [6] Andrusov D., Kuthan M., 1942: Zpráva o geologickom výskume územia projektovanej hlavnej železnice Brezová pod Bradlom—Myjava. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Bermúdez P. J., 1952: Estudio sistematico de los foraminiferos rotaliformes. Buletin de geologia, Caracas. — [8] Borza K., Martiny E., Pospíšil A., 1959: Zpráva o výskume „červenozeme" z oblasti Brezovského pohoria, Geologické práce, Zprávy 15. — [9] Bronnimann P., Brown N. K., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. Eclogae Geol. Helvetiae, Vol. 48, No. 1, Basel. — [10] Buday T., Cícha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí, Geologické práce, Zošit 43. — [11] Čtyroký P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geologické práce, Zošit 51. — [12] Grzybowski J., 1896: Otwornice czerwonych ilow z Wadowic. W Krakowie nakladem akademii umiejetności. — [13] Grzybowski J., 1897: Otwornice

pokladov naftonosných okolicy Krosna. W Krakowie nakladem akademii umiejetności. — [14] Hanzlíková E., 1953: Mikropaleontologicko-stratigrafické zhodnocení vrtby Žukov NP 15. Sborník ÚÚG, XX. — [15] Hilterman H., Koch W., 1956: Mikropaläontologische Feinhorizontierung von Santon — Profilen durch das Erzlager Lengede — Broistedt. Paläont. Z. 30, Sonderheft 33—34, Stuttgart. — [16] Hofker J., 1955: Foraminifera from the Cretaceous of Southern Limburg, Netherlands, VIII. The genus Allomorphia in the Dutch Cretaceous. Natuurhistorisch maandland orgaan van het natuurhistorisch genootschap in Limburg. — [17] Jírová D., 1956: Rod Globotruncana ve vyšším turonu a emscheru české křídy. Universitas Carolina Geological, vol. 2, No 3, Praha. — [18] Kantorová V., Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geologický sborník, roč. IX, č. 2. — [19] Kantorová V., Began A., 1958: Bradlové pásmo v širokom okolí Pruského. Geologické práce, Zprávy 14. — [20] Klacz J., Knipscheer H. C. G., 1954: Die Foraminiferenart Reussella szajnochae szajnochae (Grzybowski): ihre systematische Stellung und regional — stratigraphische Verbreitung. Geol. Jb., Band 69. Hannover. — [21] Kühn O., Andrusov D., 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathen. Věst. čes. král. spol. nauk. Třída II, Praha. — [22] Kühn O., Andrusov D., 1942: Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpathen. Neues Jahrb. für Mineralogie u. Paläontologie, Bd 86, Abt. B., Stuttgart. — [23] Küpper K., 1956: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1c Band. Wien. — [24] Loczy L., 1915: Az Északnyugati Kárpátok Vágújhely—Ószombat—Jablánc között fekvő vidékeinek Geológiai viszonyai. A Magyar Kir. Földtani intézet évi jelentése, Budapest. — [25] Papp A., 1955: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). Sitzber. Österr. Ak. Wiss. math.-naturw. Kl. I. Wien. — [26] Papp A., 1955: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). Sitzber. Österr. Ak. Wiss. math. naturw. Kl. I. Wien. — [27] Papp A., 1956: Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon. Paläont. Z., Band 30, Sonderheft 45—49, Stuttgart. — [28] Masłakova N. J., 1955: Stratigrafija i fauna melkich foraminifer paleogenovych otloženij vostočných Karpat. Materialy po biostratigrafii zap. obl. Ukrajinskej SSR, Moskva. — [29] Noth R., 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Sonderband 3, Wien. — [30] Pokorný Vl., 1949: Mikrofauna eocenního zeleného jílu z Nikolčic. Rozpr. II. tř. č. akad. 59, č. 15, Praha. — [31] Pokorný Vl., 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band I, Berlin. — [32] Salaj J., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek vyzbieraných z bradlového pásma v širšom okolí Lednického Rovného. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [33] Scheibner E., 1958: O výskyte tzv. „globigerinovo-rádiolároivých vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Západných Karpat. Geologický sborník, roč. IX, č. 2. — [34] Scheibner E., Scheibnerová E., 1958: Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy pieninskej série v kysuckom vývine. Geologický sborník, roč. IX, č. 2. — [35] Sigal J., 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaleontologie du Crétacé. XIX^{e} Congrés Geologique international, Alger. — [36] Subbotina N. N., 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotalidy. Trudy VNIGRI, Novaja serija, vypusk 76, Leningrad—Moskva. — [37] Štúr D., 1860: Bericht über die Übersichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. — [38] Vasilenko B. P., 1954: Anomalinidy. Trudy VNIGRI, Novaja serija, vypusk 80, Leningrad. — [39] Mišík M. a Zelman J., 1959: O príslušnosti riasovokorálových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. Geol. sborník X/2.

JOZEF SALAJ

VORLÄUFIGER BERICHT ZUR MIKROBIOSTRATIGRAPHIE DER GOSSAUER KREIDE IM GEBIRGE BREZOVSKÉ POHORIE UND DES PALÄOGENS DES HÜGELLANDES MYJAVSKÁ PAHORKATINA

Durch mikrobiostratigraphisches Studium konnte im untersuchten Gebiet das Senon-Alter der Ablagerungen von Gossauer Kreide (Kognac — Maestricht) bestätigt werden. Dem Cognac gehören die basalen Konglomerate mit vereinzelt entwickelten Kalken, weiter graugrüne und bläuliche Mergel an. Santon vertreten die Ablagerungen vom flyschoiden Charakter. Dem Kampan sind bunte Mergel, bläuliche, kompakte kalkige Sandsteine und Mergel einzugliedern. Dem obersten Kampan — Untermaestricht entsprechen gelbliche Orbitoidenkalke und orbitoide Kalkkonglomerate.

Höheres Maestricht ist in der mergeligen (Unter- bis Mittelmaestricht) und flyschoiden (Obermaestricht) Fazies entwickelt.

D a n - P a l ä o c e n ist im studierten Gebiet durch Lithothamnien-Korallenkalke vetreten.

Das E o z ä n ist einerseits in der Fazies kompakter bläulicher, kalkiger bankiger organogener Konglomerate entwickelt, die in den untersten Lagen dieser Schichtfolge dem unteren Eozän entsprechen (der unterste Horizont gehört dem Paläocen an) und andererseits in der flyschoiden Fazies mit bunten Tonen (Mitteleozän) und mit transgressiven exotischen Konglomeraten vertreten, die vorher unrichtig der Gossauer Kreide angegliedert wurden.

Die mikrobiostratigraphische Auswertung ist im slowakischen Text enthalten.

Beim Studium der Beziehung der Gossauer Kreide zur anliegenden Klippenzone stellte man fest, dass die Gossauer Kreide, und zwar ihre stratigraphisch höhere Glieder (bunte Mergel — Orbitoidenkalke), bei den Gemeinden Turia Lúka und Myjava eine Klippenhülle bildet.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

FRANCISZEK BIEDA

VEĽKÉ FORAMINIFERY PRIÚTESOVÉHO FLYŠA NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

(Nemecké resumé, tab. V—VI)

B. Leško mi poskytol na spracovanie veľké foraminifery z lokalít Chmeľov, Radvanovce, Kračúnovce a Durdoš, ktoré ležia na okraji pieninského bradlového pásma. Cieľom tejto práce je stanoviť vek priútesového flyša na základe fauny veľkých foraminifer. Za poskytnutie materiálu vyslovujem B. Leškovi úprimnú vďaku.

Nižšie stručne podávam poznatky o určovanej faune.

1. Chmeľov, okr. Giraltovce

Bohatá foraminiferová fauna je zastúpená voľne sa vyskytujúcimi exemplármi týchto druhov:

Nummulites planulatus (Lamarck) forma B
Nummulites exilis Douvillé, formy A, B
Nummulites murchisoni Rütim., forma B
Nummulites irregularis Desh., forma B
Nummulites distans Desh., formy A, B
Nummulites globulus Leym., forma B
Nummulites atacicus Leym., forma B
Nummulites rotularius Desh., forma B
Nummulites pustulosus Douv., forma B
Nummulites partschi de la Harpe, formy A, B
Nummulites subdistans de la Harpe, formy A, B
Nummulites burdigallensis de la Harpe, formy A, B
Nummulites aquitanicus Ben., formy A, B
Assilina douvillei Abr. Favre, formy A, B
Operculina libyca Schwager
Discocyclina archiaci (Schlumb.)
Discocyclina scalaris (Schlmb.)
Discocyclina umbo (Schafh.)
Discocyclina andrusovi de Ciz.

Ako vidieť z tohto zoznamu, mikrosférická forma je zastúpená bohato, makrosférická sa vyskytuje iba u niektorých druhov. Máme tu teda do činenia so zjavom z flyšových útvarov dosiaľ neuvádzaným, lebo vo flyšových útvaroch zvyčajne sa hojnejšie vyskytuje makrosférická forma, zriedkavejšie mikrosférická.

Tento zjav si možno vysvetliť dvoma príčinami. Jednou by mohla byť metóda

použitá pri zbieraní skamenelín. Väčšie exempláre (forma mikrosférická) upútajú na seba pozornosť skôr a ľahšie sa zbierajú, naproti tomu malé exempláre, ktoré sú v priemere iba niekoľko milimetrov veľké, môžu zostať bez povšimnutia. Fauna zbieraná takýmto spôsobom má hodnotu iba pre vedu samotnú (pre určovanie numulitov sa totiž lepšie hodia formy mikrosférické), avšak takýto zber je len náhodilý a neodpovedá skutočnému zloženiu spoločenstva.

Druhá príčina, ktorá by nám mohla objasniť nahromadenie väčších schránok vo vrstve, je vytriedenie schránok podľa ich veľkosti, a teda i váhy, morskými vlnami po odumretí zvierat. Zdá sa, že foraminiferová fauna z Chmeľova predstavuje práve materiály, vytriedené morom, čiže ide tu o prípad pseľonekrocenózy v zmysle P. T a s c h a (Journal of Paleontology r. 1953).

Foraminifery z Chmeľova sú zachované nezvykle. Veľmi často nachádzame exempláre, ktoré majú na povrchu rôzne veľké a hlboké jamky. V niektorých jamkách možno vidieť zrná, prevažne z kremeňa, ktoré sú akoby vtlačené do mäkkého cesta (tab. V, obr. 1, 2, tab. VI, obr. 1, 3), čiže materiál vápenatých schránok poukazuje na značnú plastičnosť. Aj prítomnosť väčších, oválaných zŕn z tvrdého kremeňa svedčí o tom, že schránky a valúny boli tu triedené podľa veľkosti.

Niektoré exempláre foraminifer z Chmeľova sú druhotne sploštené, pričom odolnejšie časti schránok, a to obvodový pruh, septá, septálne predĺženia zložené z vápnitého, nepórovitého materiálu lepšie odolávali deformácii ako steny schránok z vápnitého pórovitého materiálu. Schránky sa pravdepodobne splošťovali, keď ležali na sebe plochou stranou.

Foraminifery priútesového flyša z Chmeľova sa museli nachádzať vo zvláštnych sedimentačných a fyzikálno-chemických podmienkach, ktoré spôsobili vyše opísané zmeny ich tvaru.

Vo faune sa vyskytuje veľa druhov, ktoré poukazujú na spodnoeocénny vek tejto lokality (pozri tabuľku 1), ako,

Nummulites planulatus (L a m.)
Nummulites exilis D o u v.
Nummulites pustulosus D o u v.
Nummulites burdigallensis de la H a r p e
Nummulites aquitanicus B e n.
Assilina douvillei A b r. F a v r e
Operculina libyca S c h w a g e r
Discocyclina archiaci (S c h l u m b.)

2. R a d v a n o c e, okr. Giraltovce

Na lokalite Radvanovce našiel B. L e š k o vzorky tvrdých, sivých, hrubo i drobnozrnných pieskovcov, s bohatým obsahom $CaCO_3$ a s hojnými žilkami kalcitu. Našla sa v nich veľmi chudobná a ťažko preparovateľná fauna, zastúpená druhmi

Nummulites planulatus L a m., forma A
Nummulites exilis D o u v., forma A
Nummulites globulus L e y m., forma A
Nummulites rotularius D e s h., forma A
Nummulites aquitanicus B e n., forma A
Assilina douvillei A b r. F a v r e, forma A
Operculina couizaensis D o n c., forma A

V spoločenstve z Radvanoviec sú zastúpené makrosférické formy. Niekoľko mikrosférických exemplárov, patriacich pravdepodobne druhom *Nummulites planulatus* a *Nummulites exilis*, som neurčoval. V uvedenej faune sú zastúpené iba numulity, iné foraminifery sa nenašli. Tento zjav súvisí s možnosťou ľahšieho preparovania silnejšie budovaných schránok numulitov; naproti tomu jemné schránky, napr. rodu *Discocyclina* sa pri preparovaní spravidla zničia. V rezoch však sú viditeľní i zástupcovia tohto rodu. Exemplâre z Radvanoviec nie sú tak deformované ako napr. na predošlej lokalite. Dno morské tu bolo tvorené drobným pieskom.

Druhy *Nummulites planulatus, Nummulites exilis, Nummulites aquitanicus, Assilina douvillei* potvrdzujú, že aj tu ide o spodný oecén.

3. Kračunovce

Z lokality Kračunovce som obdržal tri vzorky hrubozrnných pieskovcov až zlepencov. Hoci som vo všetkých troch našiel rovnakú faunu, uvádzam zoznam foraminifer z každej vzorky zvlášť:

Severne od útesového pásma:

Nummulites millecaput Boub., forma A
Nummulites variolarius (Lam.), forma A
Nummulites semicostatus (Kauf.) forma A
Nummulites perforatus perforatus (Mont.), formy A, B
Nummulites puschi (d'Arch.), forma A
Operculinoides nassauensis Cole
Grzybowskia multifida Bieda
Grzybowskia reticulata (Rüt.)
Spiroclypeus carpaticus (Uhlig)

Severne od útesového pásma, začiatok cesty:

Nummulites atacicus Leym., forma A
Nummulites rotularius Desh., forma A
Nummulites incrassatus de la Harpe, forma A
Nummulites striatus (Brug.) var. *minor* Rozl., forma A
Nummulites perforatus perforatus (Mont.), forma A
Nummulites fabianii Prever, forma A
Operculinoides nassauensis Cole
Grzybowskia multifida Bieda
Spiroclypeus granulosus Boussac
Discocyclina varians (Kaufm.)

Útesové pásmo:

Nummulites incrassatus de la Harpe, forma A
Nummulites variolarius (Lam.), forma A
Nummulites semicostatus (Kaufm.), forma A
Nummulites chavannesi de la Harpe, forma A
Nummulites budensis Hantk., forma A
Nummulites puschi (d'Arch.), forma A
Operculinoides nassauensis Cole
Spiroclypeus carpaticus (Uhlig)
Spiroclypeus granulosus Boussac
Discocyclina ephippium (Schl.)
Asterocyclina stellata (d'Arch.)

V týchto zoznamoch fauny z Kračunoviec vystupuje výlučne makrosférická forma. Tieto vrstvy treba považovať za priabonské vzhľadom na rad druhov, typických pre vrchný eocén, z ktorých najdôležitejšie sú:

Nummulites chavannesi de la Harpe
Nummulites budensis Hantk.
Nummulites fabianii Prever
Operculinoides nassauensis Cole
Grzybowskia multifida Bieda
Spiroclypeus carpaticus (Uhlig)
Spiroclypeus granulosus Boussac

Niekoľko druhov ako *Nummulites perforatus perforatus, Nummulites puschi, Nummulites millecaput,* ktoré predstavujú vedúce skameneliny lutétu a auversienu, svedčia o tom, že ide o spodný priabon, ak väčšina geológov považuje teraz auverský stupeň za vrchný eocén.

4. Durdoš

Z lokality Durdoš som obdržal 2 voľné exempláre foraminifer. Prvý z nich predstavuje formu A, druhý formu B druhu *Nummulites atacicus* Leym., ktorý je známy od spodného eocénu až po spodný priabon. Pre veľké vekové rozpätie tohto druhu presnejší vek vrstiev z Durdoša nemožno stanoviť.

Vidíme, že materiály z priútesového flyša reprezentujú útvary spodného eocénu, čiže ypresu a spodného priabonu. Zistené stratigrafické výsledky potvrdzujú doterajšie názory na vek terciérnych flyšových útvarov, pokrývajúcich bradlá pieninského pásma. Existencia spodného eocénu je bezpochybná. Už r. 1929 som našiel spodnoeocénnu faunu v pieskoch, ktoré našiel L. Horwitz na lokalite Zlatne, neďaleko Czorsztyna. Bohato je na tejto lokalite zastúpený druh *Nummulites planulatus.*

Nemáme zatiaľ dostatočne presvedčujúce poznatky o prítomnosti paleocénu na okraji priútesového flyša. Fauna, ktorú som nedávno uvádzal (Bieda in Birkenmajer, 1958), bola tak zle zachovaná, že som ju nemohol presnejšie vekove zaradiť. Napokon geologické postavenie tejto fauny z lokalít Frydman, Kluszkowiec je iné ako vo vrstvách z lokality Zlatne. Podľa názoru Birkenmajera vrstvy z lokality Kluszkowiec reprezentujú magurskú sériu.

Podobne nič istého nemožno povedať o strednom eocéne, vystupujúcom na okraji pieninského bradlového pásma, hoci stredný eocén je v podhalanskom flyši veľmi dobre vyvinutý v podobe numulitových vápencov a súľovských zlepencov. Tieto sú útvarmi strednoeocénnej transgresie; zostáva však otvorená otázka, čo sa odohralo v tom istom období na okraji bradlového pásma.

Spodnopriabonské útvary priútesového flyša z lokality Kračúnovce obsahujú tú istú faunu, akú poznáme z podhalanského flyša. R. 1957 som uviedol rad odkryvov s výskytmi takejto fauny. Vo vrchnom eocéne sa asi ustálili životné podmienky foraminifer, na území zaberajúcom okraje kryštalicko-mezozoických jadier poľských a slovenských Karpát i okraj bradlového pásma. Po transgresii stredného eocénu nastalo medzi rôznymi morskými bioprovinciami spojenie, keďže podobnú spodnopriabonskú faunu nachádzame dokonca i na okraji magurskej série (Bieda, 1959).

Nummulites subdistans de la Harpe

(tab. V, obr. 1,4)

1926 *Nummulina subdistans* de la Harpe, forma B; De la Harpe Ph. et Rozlozsnik P.: *Matériaux pour servir á une monogr. des. Num. et Ass.*, A M. k. Földt. Int. Évk.; zv. 27, zoš. 1, Budapest, str. 21—22.

1929 *Nummulina subdistans* de la Harpe, formes A et B; Rozlozsnik P.: *Studien über Num.*, Geol. hungar., zoš. 2, Budapest, str. 214—216, tab. II, obr. 9, 12, 16, 23; tab. III, obr. 7; tab. VIII, obr. 8.

1951 *Nummulites subdistans* de la Harpe (Rozlozsnik), forma A; Schaub H.: *Strat. und Pal. des Schlierenflysches*, Schweiz. Pal. Abh., zv. 68. Basel, str. 197, obr. 291, 292 a—c, 293 a—b v texte.

Na povrchu schránky možno vidieť bradavice, ktoré sú nepravidelne rozložené. Sústreďujú sa v polárnej časti, pri okrajoch schránky sú redšie. Tu vystupujú na septálnych predĺženiach ako i medzi samými septami. Vzhľadom pripomína tento druh *Nummulites partschi* (tab. V, obr. 5), avšak u posledného len zriedkavo nachádzame bradavice v polárnej časti; častejšie bývajú umiestnené pri okraji schránky, kde vytvárajú viacmenej výrazné kruhy.

Na ekvatoriálnom reze pozorujeme silne zahnuté septá, takže komôrky majú sŕpovitý tvar; druh *Nummulites partschi* má menej zahnuté septá a menšiu výšku komôrok. Pri porovnávaní ekvatoriálnych rezov *Nummulites subdistans, Nummulites distans distans a Nummulites distans heimi* vidíme, že druh *Nummulites subdistans* má najpravidelnejšiu stavbu sept a komôrok. Výrazný rozdiel sa javí vo veľkosti embryonálnych komôrok; u druhu *Nummulites subdistans* sú menšie ako u *Nummulites distans*. Druh *Nummulites subdistans* má tiež tenšiu špirálnu stenu ako *Nummulites distans*.

Nummulites subdistans pripomína výzorom formu *Nummulites distans heimi*, ktorý je granulovaným dvojníkom (granulierter Doppelgänger) druhu *Nummulites distans distans*. Je však menší a má schránku vinutú v pravidelnej špirále.

Nummulites subdistans je bohato zastúpený na lokalite Chmeľov. V materiáli početne prevláda mikrosférická forma; tieto exempláre majú priemer prevažne 10 mm. Rozlozsnik (1929) uvádza tento druh zo spodného a stredného eocénu Albánska, Schaub (1951) zo spodného eocénu Švajčiarska.

Assilina douvillei Abrard & Favre

(tab. VI, obr. 4, 6)

1951 *Assilina douvillei* Abrard & Favre, forma A; Schaub H.: *Strat. und Pal. des Schlierenflysches*, Schweiz. Pal. Abh. zv. 68, str. 212—214, tab. IX, obr. 12—16, obr. 323, 325—328 v texte.

Schaub r. 1951 uvádzal makrosférickú formu druhu *Assilina douvillei*, doteraz nepoznú však jeho mikrosférickú formu, ktorá sa na lokalite Chmeľov vyskytuje.

Mikrosférická forma má priemer 8—14 mm, (prevládajú exemplâre o priemere 10—12 mm). Charakteristická pre ňu je tenká schránka, ktorá dosahuje priemerne 1,5 mm.

Na povrchu exemplárov mikrosférickej formy sú výrazne viditeľné septá, ktoré majú tvar prútikov, línia obvodového pruhu u jedných je viditeľná dobre (tab. VI, obr. 6), u iných slabo (tab. VI, obr. 4). Charakteristickým znakom tohto druhu je, že má bradavice zoskupené iba v polárnej oblasti, na septách a pri okraji schránok bradavice chýbajú. Polárna oblasť schránky býva rozlične vyvinutá. Na niektorých exemplároch je mierne poklesnutá, na iných zase slabo vyčnieva; je pravdepodobné, že jestvujú aj formy stredne vypuklé. S podobným zjavom sa stretáme tiež u iných asilín, napr. u druhu *Assilina exponens.*

Podľa S c h a u b a (1951) *Assilina douvillei* pripomína druh *Assilina exponens,* bežný v strednom eocéne. Avšak *Assilina douvillei* má na povrchu oveľa slabšie vyvinuté bradavice a u makrosférickej formy má menšiu embryonálnu komôrku. S c h a u b pripúšťa, že z druhu *Assilina douvillei* vznikla väčšia forma, a to druh *Assilina exponens.*

Assilina douvillei vystupuje hojne na lokalite Chmeľov. Našli sa obe formy, makro- i mikrosférická, pričom mikrosférická prevláda. Makrosférická forma vystupuje tiež na lokalite Radvanovce.

Operculina libyca S c h w a g e r

(tab. VI, obr. 2)

1883 *Operculina libyca* S c h w a g e r; S c h w a g e r C.: *Die For. a. d. Eoc. der lib. Wüste und Aeg;* Palaeontographica, zv. 30. Cassel, str. 142, tab. XXIX (II), obr. 2 a—h.

1885 *Operculina karreri* P e n e c k e; P e n e c k e K. A.: *Das Eoc. des Krappf. in Kärnten.* Sitz. d. k. Ak. d. Wiss., zv. 90, Wien, str. 346, tab. IV, obr. 1 a—b (fide Ellis B. F. et Messina A. Catalogue of Foraminifera).

Na povrchu schránky možno pozorovať septá naznačené v podobe silne vyčnievajúcich rebier, oddelených hlbokými brázdami. Svojím vzhľadom sa podstatne líši od ostatných operkulín; vyskytujú sa však i exemplâre pripomínajúce druh *Operculina karreri,* ktorý opísal P e n e c k e z alpskej oblasti.

Na polárnej časti schránky možno na septách pozorovať bradavice, ktoré splývajú a vytvárajú vystupujúce rebrá.

Operculina libyca predstavuje vedúcu formu spodného eocénu; našla sa tiež v Taliansku.

Na lokalite Chmeľov nevystupuje veľmi hojne.

Katedra Paleontologii
Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie

Vekové rozšírenie foraminifer priútesového flyša

	Eocén		
	spodný	stredný	vrchný
Nummulites planulatus (Lamarck)	———		
Nummulites exilis Douvillé	———		
Nummulites murchisoni Rütimeyer	———	———	
Nummulites irregularis Deshayes	———	———	
Nummulites distans Deshayes	———	———	——
Nummulites millecaput Boubée		———	——
Nummulites globulus Leymerie	———	———	
Nummulites atacicus Leymerie	———	———	——
Nummulites rotularius Deshayes	———	———	——
Nummulites incrassatus de la Harpe		——	———
Nummulites variolarius (Lamarck)	———	———	———
Nummulites semicostatus (Kaufmann)		——	———
Nummulites striatus (Bruguière) var. *minor* Rozl.		——	———
Nummulites chavannesi de la Harpe			———
Nummulites budensis Hantken			———
Nummulites pustulosus Douvillé	———	?	
Nummulites partschi de la Harpe	———	———	——
Nummulites subdistans de la Harpe	———	———	
Nummulites burdigallensis de la Harpe	———	?	
Nummulites perforatus perforatus (Montfort)		———	——
Nummulites aquitanicus Benoist	———	?	
Nummulites puschi d'Archiac		———	——
Nummulites fabianii Prever			———
Assilina douvillei Abrard et Fabre	———	?	
Operculinoides nassauensis Cole			———
Grzybowskia multifida Bieda			———
Grzybowskia reticulata (Rütimeyer)		?	———
Spiroclypeus carpaticus (Uhlig)			———
Spiroclypeus granulosus Boussac			———
Operculina libyca Schwager	———		
Operculina couizaensis Doncieux	———	?	
Discocyclina archiaci (Schlumberger)	———		
Discocyclina scalaris (Schlumberger)	———	———	
Discocyclina umbo (Schafhäutel)	?	———	
Discocyclina andrusovi de Cizancourt	?	———	
Discocyclina ephippium (Schlotheim)	?	———	———
Discocyclina varians (Kaufmann)		?	———
Asterocyclina stellata (d'Archiac)	?	———	———

LITERATÚRA

[1] Bieda F., 1929: Nummulity trzeciorzędu pienińskiego pasa skałkowego. Rocznik Pol. Tow. Geol., VI, Kraków. — [2] Bieda F., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. Sborník Slov. Ak. Vied, VIII, 1. Bratislava. — [3] Bieda F., 1959: Nummulity serii magurskiej polskich Karpat Zachodnich. Inst. Geol. Biul. 131, Warszawa. — [4] Birkenmajer K., 1958: Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, Część I. Warszawa. — [5] De la Harpe Ph. et Rozlozsnik P., 1926: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. A M. k. Földt. int. Évkönyv. 27, 1, Budapest. — [6] Rozlozsnik P., 1929: Studien über Nummulinen. Geol. Hungar. series geol., 2, Budapest. — [7] Schaub H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, Schweiz. Paläont. Abhandlungen, 68, Basel. — [8] Schwager C., 1883: Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der libyschen Wüste und Aegypten. Palaeontogr., 30, Cassel. — [9] Ellis F. B. et Angelina Messina, Catalogue of foraminifera. New York, 1940—1959.

Vysvetlivky k tabuľkám

Tabuľka V

Obr. 1. *Nummulites subdistans* de la Harpe, forma B, povrch exemplára s jamkami spôsobenými tlačením zrniečok kremeňa, priemer 10 mm, zväčšené 5,5 ×.
Obr. 2. Mikrosférická forma druhu *Nummlites distans* Desh. s jamkami na povrchu schránky, priemer 12,5 mm zväčšené 4,5 ×.
Obr. 3. *Nummulites aquitanicus* Benoist, forma B, priemer 5,5 mm, zväčš. 6×.
Obr. 4. *Nummulites subdistans* de la Harpe, forma B, priemer 8 mm, zväčšené 6,5 ×.
Obr. 5. *Nummulites partschi* de la Harpe, forma B, pohľad na povrch schránky (vidieť jamky po vtlačených zrnkách kremeňa), priemer 8 mm, zväčšené 6 ×.
Obr. 6. *Nummulites exilis* Douvillé, forma B, pohľad na povrch schránky, priemer 6 mm, zväčšené 6 ×.
Obr. 7. *Nummulites atacicus* Leymerie, forma B, ekvatoriálny rez, priemer 10 mm, zväčšené 6 ×.
Obr. 8. Povrch exemplára vyobrazeného na obr. 7.

Tabuľka VI

Obr. 1. *Discocyclina* sp., na povrchu možno pozorovať jamky spôsobené zrnami kremeňa, priemer 9 mm, zväčšené 6 ×.
Obr. 2. *Operculina libyca* Schwager, pohľad na povrch schránky, priemer 9 mm, zväčšené 7 ×.
Obr. 3. *Discocyclina archiaci* Schlumberger, na povrchu možno pozorovať jamky spôsobené zrnami kremeňa, malé zrniečka kremeňa sú ešte vtlačené (biele škvrnky), priemer 9 mm, zväčšené 6 ×.
Obr. 4. *Assilina douvillei* Abrard et Favre, forma B, pohľad na povrch schránky, priemer 10 mm, zväčšené 5 ×.
Obr. 5. *Nummulites globulus* Leymerie, forma B, rovníkový rez, priemer 5 mm, zväčšené 10 ×.
Obr. 6. *Assilina douvillei* Abrard et Favre, forma B, povrch schránky, priemer 12 mm, zväšené 4,5 ×.
Obr. 7. *Nummulites planulatus* (Lamarck), forma B, povrch schránky, priemer 6,5 mm, zväčšené 7 ×.
Obr. 8. Povrch exemplára vyobrazeného na obr. 7.

FRANCISZEK BIEDA

FORAMINIFEREN DES KLIPPENNAHEN FLYSCH IN DER OSTSLOWAKEI

B. Lešk o hat die Grossforaminiferenfauna aus den am Rande des klippennahen Flysch liegenden Lokalitäten Chmelov (1), Radvanovce (2), Kračunovce (3) und Durdoš (4) gesammelt.

Die Faunenliste der bestimmten Arten aus der Lokalität Chmelov führe ich im slowakischen Text, Seite 131, Liste No 1-A an. Die frei auftretenden Exemplare bestehen meistenteils aus mikrosphärischen Formen einzelner Arten. Diese Zusammensetzung der Fauna ist für die Flyschsedimente abnormal, da man in ihnen vorherrschend die makrosphärische Form findet. Wahrscheinlich verdanken ähnliche Faunen, wie die Fauna von Chmelov, ihre Sortierung der Schalen den Wellen des Meeres, oder es handelt sich da um die Pseudonekrozönose nach Tasch (Journal of Paleontology 1953). Auf den Exemplaren der Foraminiferen von Chmelov (Taf. V, Abb. 1, 2, Taf. VI, Abb. 1, 3) kann man charakteristische kleine Vertiefungen beobachten, die dadurch entstanden sind, dass in dem Sedimente ausser den Foraminiferenschalen auch grössere Quarzkörnchen vorkamen, die infolge des Druckes in die Schalen eingepresst wurden. Manche Exemplare sind auch durch den Druck abgeflacht. Es ist wichtig, dass einzelne, durch das unporöse Kalkmaterial gebildete Teile der Schale gegen den Druck widerstandfähiger sind, als die Teile aus dem porösen Kalkmaterial. In der Liste No 1-B, Seite 132 führe ich einige Formen von Chmelov an, die Leitfossilien für das Untereozän sind.

Auf der Lokalität Radvanovce hat man arme Grossforaminiferenfauna gefunden (siehe Liste No 2 im slov. Text). In ihr sind Exemplare der makrosphärischen Form vertreten; infolge der sehr schlechten Erhaltung halte ich die Exemplare der mikrosphärischen Form für zweifelhaft. Die Fauna von Radvanovce ist gleichfalls untereozän.

Aus der Lokalität Kračunovce bekam ich 3, als 3A, 3B, 3C bezeichnete Gesteinsproben. Die Listen der bestimmten Arten führe ich im slowakischen Text, auf der Seite 133 an. Die Faunen aus den Proben 3A, 3B, 3C sind im allgemeinen gleich. In der Liste No 3, auf der Seite 134 führe ich die auf diesen drei Lokalitäten vorkommenden Leitfossilien an. Aus der erwähnten Liste folgt, dass es sich um Priabon handelt. Nach der Anwesenheit der Arten, wie *Nummulites millecaput, Nummulites puschi, Nummulites perforatus,* die in das Unterpriabon übergehen (früher als Auversien-Stufe angeführt), hat die Fauna unterpriabonisches Alter.

Auf der Lokalität Durdoš (No 4) hat man bloss 2 frei auftretende Exemplare, u. zw. die makrosphärische und mikrosphärische Formen der Art *Nummulites atacicus* Leym. gefunden. Dem Vorkommen dieser Art nach kann man das Alter nicht genau feststellen.

Aus der obenerwähnten Verarbeitung der aus dem klippennahen Flysch in der Ostslowakei gesammelten Grossforaminiferen folgt, dass wir da einerseits ältere, untereozäne Schichten (Ypres) und anderseits jüngere, obereozäne Schichten (Priabon) haben. Schon früher (1929) habe ich über das Vorkommen der untereozänen Fauna aus dem klippennahen Flysch auf der Lokalität Zlatne in Polen geschrieben. Die unterpriabonische Fauna aus den Lokalitäten Kračunovce ähnelt ihrer Zusammensetzung nach den Faunen desselben Alters, die in zahlreichen Aufschlüssen im Podhalaer Flysch in der Slowakei gefunden wurden (Bieda, 1957).

Lehrstuhl für Paläontologie
an der Berg- und Hüttenakademie
Kraków

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

PAVEL ČTYROKÝ

FAUNA LITORÁLNÍCH SEDIMENTŮ SPODNÍHO BURDIGALU Z OKOLÍ POVÁŽSKÉ BYSTRICE

(Německé resumé, tab. VII—X)

V práci je popsána a stratigraficky zhodnocena fauna litorálních mořských měkkýšů z psefitických a psamitických sedimentů na dvou lokalitách z okolí Sverepce JZ od Považské Bystrice, a navazuje na předchozí práce o fauně spodního burdigalu Považí (P. Čtyroký, 1957, 1959; J. Seneš, 1960) a doplňuje výskyt některých druhů a jejich stratigrafické rozšíření.

Přehled geologických výzkumů na lokalitě

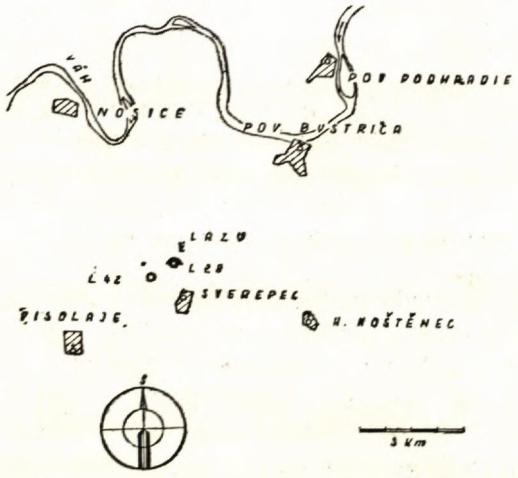
První zmínky o spodnomiocenních sedimentech u Sverepce nalezneme u D. Štúra (1860), který písky v okolí správně zařadil do miocénu; později najdeme pak podrobnější zprávy u D. Andrusova (1938), který z pískovců a slepenců z okolí Sverepce (vrch Somarica) uvádí *Pecten (Amussiopecten)* cf. *gigas* (Schlotheim) a *Cardium (Cerastoderma) edule* L. var.?. Na základě výskytu vůdčího druhu *Chlamys gigas* zařadil správně tyto sedimenty do burdigalu.

V nejnovější době zkoumali zmíněné sedimenty T. Buday a I. Cicha (1956). Kromě dokonalého kartografického vymezení byla z burdigalských pelitů v okolí popsána bohatá mikrofauna dirkovců (I. Cicha, 1957a; I. Cicha, 1957b, I. Cicha, 1958, I. Cicha, 1959). Mikrofauna je řazena do t. zv. severnějšího vývoje, brakičtější facie spodního burdigalu, v které se výrazně uplatňují brakičtější faunistické elementy. Faunu mořských litorálních měkkýšů spodního burdigalu na lokalitách v jižnějších částech Považí popsal P. Čtyroký (1959).

Faunu měkkýšů pelitických, slinitých, litorálních až neritických sedimentů spodního burdigalu z okolí Považské Bystrice nejnověji zpracoval J. Seneš (1960). Z lokality Sverepec jsou popsána dvě společenstva s poměrně bohatým zastoupením některých druhů. Na základě faunistických rozborů je tato fauna nesporně řazena do burdigalu, při čemž největší faunistická shoda se jeví s faunou burdigalu hornobavorské molasy (O. Hölzl, 1958).

Popis lokalit, geologické poměry a zachování fauny

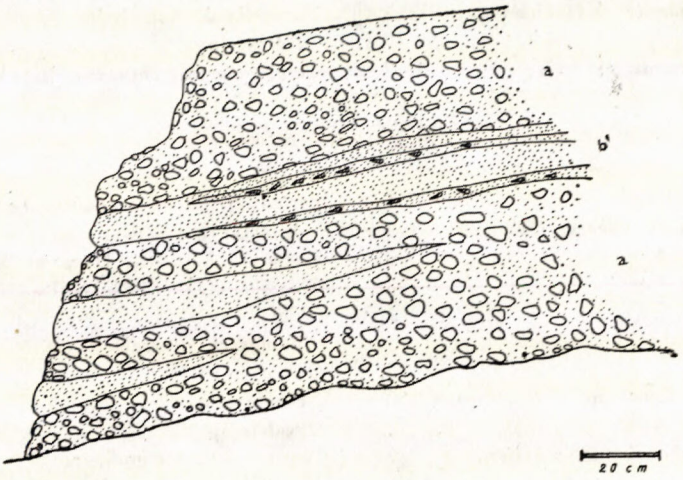
Obě lokality jsou na severozápad od obce Sverepec u Považské Bystrice (viz obr. 1). Na lokalitě 28 v malém lomu, 1,7 km ssz od severního konce obce Sverepec, na jižním svahu pahorku Somarica, vycházejí šedožluté, pevné, jemně až středně zrnité karbonátické pískovce se silně rekrystalovaným tmelem. Rekrystalovaný pískovec tvoří několik metrů velké bochníkovité konkrece, mezi nimiž je celkem měkký, žlutavý karbonátický, jemně až středně zrnitý pískovec. Fauna byla sbírána v pevných pískovcích, kde je zachována v převážné většině jako skulpturní jádra a otisky, jen u misek mlžů čel. *Pectinidae* je zachován původní materiál, i když často rekrystalovaný. V měkkých pískovcích byly nalezeny jen zkřídovatělé zbytky velkých misek mlžů (*? Glycimeris* sp., *? Cordiopsis* sp.).



Obr. 1. Přehledný náčrt s geografickou polohou zpracovaných lokalit.

Na lokalitě 42, 2,1 km zsz obce Sverepec, vycházejí v malé skalce o velikosti několika desítek kubických metrů (tab. VII, obr. 1) středně až hrubě zrnité, místy až balvanité šedožluté, na povrchu často limonitisované a zkrasovatělé karbonatické slepence. Převážnou většinu klastického materiálu tvoří karbonátické horniny, dolomity a vápence, řídce se vyskytují malé ostrohranné úlomky černých rohovců, valounky červených křemenců a žilného křemene. Podstatnou složkou jsou i fragmenty organodetritického materiálu. Velké valouny jsou zpravidla dobře zakulacené a oválené, jen černé křemence o velikosti kolem 1 cm jsou ostrohranné. Tmel je karbonátický, silně rekrystalovaný. Ve slepencích jsou 5—10 cm mocné, vykliňující se lavice pevných jemnozrnnějších písčitých poloh, které jsou většinou na bázi přeplněny fragmentárními rekrystalovanými jádry a ulitami plžů z čel. *Turritellidae* (viz obr. 2).

Litofaciální poměry na této lokalitě poukazují na supralitorální zónu, pravděpodobně na zónu příbojovou. Fauna je zachována převážně jako skulpturní jádra a otisky, rekrystalované misky jsou zachovány jen u čel. *Pectinidae*. Uložení misek různých velkých mlžů je poměrně chaotické a nasvědčuje na silné vlnění a pravděpodobně i lokální postmortální přemísťování.



Obr. 2. Detailní profil konglomeráty na lok 42; a — hrubě zrnité karbonatické konglomeráty s organodetritickým materiálem, b — karbonatický pískovec s polohami plžů čel. *Turritellidae*.

Souhrnně je možno označit zachování fauny na obou lokalitách za velmi špatné, což se projevilo i na přesnosti určení většiny druhů. U většiny mlžů, mimo *Pectinidae*, jsou zachována jen skulpturní jádra s vzácně zachovalými negativními otisky zámkových částí. V obou společenstvech mají převahu mlži. Tato okolnost však nemusí být zjevem primárním, lze uvažovat o selektivních účincích fosilizace. Již před mechanickými účinky při sedimentaci obstály zřejmě jen tlustostěnné misky, zatím co většina drobných schránek byla zničena. I při diagenetických pochodech byla patrně většina schránek čeledi *Turritellidae* rozpuštěna, jak bylo možno pozorovat v některých polohách na lok. 42.

Přehledný seznam druhů

Lokalita Sverepec 28

	počet ex.		počet ex.
Ditrupa sp.	2	*Cardiidae* div. sp. indet.	40
Linga (L.) columbella (Lmk.)	5	*Isocardia* aff. *subtransversa* d'Orb.	1
Angulus (Peronidia) cf. *planatus* (L.)	1	*Venus* sp.	1
? *Lutraria* sp.	1	*Pitaria (Cordiopsis)* sp.	3
Laevicardium (Trachycardium) aff. *multicostatum* (Brocchi)	3	*Arca* sp.	4
		Glycimeris sp.	9

	počet ex.		počet ex.
? Pinna sp.	1	*? Paphia* sp.	4
Anomia sp.	5	*Paphia benoisti* aff. *praecedens* Kautsky	1
Pecten cf. *pseudobeudanti* Dep. et Rom.	3	*Pholadomya alpina rostrata* Schaffer	2
Pecten sp.	2	*? Oxystele* sp.	9
Chlamys gigas (Schlotheim)	17	*Turritella* div. sp. indet.	31
? Chlamys sp.	19	*? Natica* sp.	1
Panopea menardi (Desh.)	2	*Calyptraea* aff. *chinensis* (Lmk.)	1

Lokalita Sverepec 42

	počet ex.		počet ex
Leda (Ledina) sp.	1	*Pecten cf. pseudobeudanti* Dep. et Rom.	3
Laevicardium cf. *kübecki* (Hauer)	3	*Pecten* cf. *hornensis* Dep. et Rom.	2
Cardium sp. *A*	9	*Chlamys gigas* (Schlotheim)	181
Cardiidae div. sp. indet.	138	*Chlamys* sp.	17
? Venus sp.	2	*Chlamys* cf. *opercularis* ssp.	1
Pitaria (Paradione) lilacinoides (Schff.)	25	*Ostrea* sp.	1
Pitaria (Paradione) sp.	80	*? Panopea* sp.	10
? Pitaria sp.	12	*Oxystele* sp.	8
Pitaria (Cordiopsis) cf. *schafferi* Kautsky	1	*Turritella* cf. *terebralis* ssp.	2
Pitaria (Cordiopsis) sp.	54	*Turritella* cf. *vermicularis* (Brocchi)	5
Arca cf. *fichteli* Desh.	1	*Turritella* sp. div. indet.	větší
Arca sp.	5	*Ficus* cf. *condita* (Lmk.)	1
Glycimeris sp.	20	*? Ficus* sp.	5
Anomia sp.	6	*? Genota* sp.	1
		Conus sp.	1

Systematický popis stratigraficky důležitých druhů

Laevicardium Swainson, 1840
Laevicardium cf. *kübecki* (Hauer, 1847)

1847 *Cardium kübeckii* Hauer, Fossilien von Korod, str. 532, tab. 13, obr. 1—3.
1910 *Laevicardium kübeckii* Schaffer F. X., Das Miozän von Eggenburg, str. 69, tab. 31, obr. 1, 2.
1953 *Laevicardium kübecki* Zázvorka V., Písky I. mediterranu, str. 427, tab. 64—65.
1955 *Laevicardium kübecki* Sieber R., Systematische Übersicht, str. 182.
1958 *Laevicardium kübecki* Hölzl O., Die Mollusken-Fauna, str. 94, tab. 8, obr. 1.

Materiál: lok. 42; 3 fragmentární jádra.

Popis: Podle fragmentárních jader dosahovaly adultní misky velkých rozměrů. Miska prodlouženě srdčitá, o málo vyšší než delší. Na některých jádrech je zřetelných asi 30—35 žeber, vnitřní paliální okraj dosti hrubě zoubkován. Některá jádra jsou mírně asymetrická, patrně v důsledku deformace.

Rozměry: největší jádro d: 105, v: 110 mm.

Cardiidae div. sp. indet.

Materiál: lok. 28; 40 fragmentárních jader; — lok. 42, 138 fragmentárních jader a negativních otisků.

Popis: Přes velké množství fragmentárních jader a otisků nebylo možno žádné blíže druhově určit. Jádra jsou na povrchu korodovaná, deformovaná, bez zachovalých zámkových částí, takže hlavní diagnostické znaky nejsou k disposici. Některá jádra juvenilních malých misek se tvarově blíží *L. multicostatum* (Brocchi) s početnými jemnými radiálními žebírky; některá vnějším tvarem se blíží *Cardium (A.) moeschanum* Mayer. Největší jádra dosahují velikosti kolem výšky a délky 50 mm.

Pitaria Römer, 1857.

Paradione Dall, 1900.

Pitaria (Paradione) lilacinoides (Schaffer, 1910).

Tab. VIII, obr. 2, tab. IX, obr. 1.

1910	*Callista lilacinoides*	Schaffer F. X., Das Miozän von Eggenburg, str. 78, tab. 36, obr. 1—5.
1955	*Pitaria (Paradione) lilacinoides*	Sieber R., Systematische Übersicht, str. 183.
1958	*Pitaria (Paradione) lilacinoides*	Hölzl O., Die Mollusken-Fauna, str. 112, tab. 11, obr. 3—5, tab. 12, obr. 1.
1959	*Pitaria (Paradione) lilacinoides*	Čtyroký P., Fauna mořských měkkýšů, str. 107.

Materiál: lok. 42; 25 více nebo méně fragmentárních jader obou misek a negativních otisků s povrchovou skulpturou. Není vyloučeno, že i některá blíže neurčitelná jádra rodu *Pitaria* náleží k tomuto druhu.

Popis: Miska poměrně velká, zaobleně vejčitého obrysu, středně klenutá, vrchol mírně posunutý kupředu, mírně prosogyrní. Na negativních otiscích jsou zachovány poměrně silné koncentrické rýhy a žebra, pravidelně probíhající. Nejvíce se silnými povrchovými skulpturami blíží exemplářům z Loibersdorfu u F. X. Schaffera (1910), zatím co exempláře z burdigalu hornobavorské molasy (O. Hölzl, 1958) jsou na povrchu hladší. U některých jader misek jsou zachovány negativní otisky zámků. Přesto, že některé zuby bývají deformovány fosilisací, je možno konstatovat zvláště morfologickou shodu zámku levé misky, u níž je i na kardinálním zubu 2a zachována význačná svislá rýha (viz O. Hölzl, 1958). Velikostí dosahují misky téměř rozměru typických exemplářů z Loibersdorfu (F. X. Schaffer, 1910).

Rozměry: d: 74, v: 45; d: 75, v: 50 mm.

Pitaria (? Paradione) sp.

Materiál: lok. 42; 80 fragmentárních a deformovaných jader pravých i levých misek, jejichž příslušnost i k podrodu *Paradione* není zcela jistá. Je však velmi pravděpodobné, že jistá část bude náležet druhu *P. lilacinoides* (Schff.).

Pitaria (Cordiopsis) Cossmann, 1919

Pitaria (Cordiopsis) cf. *schafferi* Kautsky 1936

Materiál: lok. 42; 1 fragmentární jádro velké pravé misky.

Popis: Neúplné jádro velké pravé misky, zřejmě velmi tlustostěnné, s vrcholem posunutým kupředu. Negativ zámku zachován jen velmi neúplně, takže hlavní diagnostické znaky nebylo možno zkoumat; v důsledku toho nedovoluji si přesné druhové určení.

Pitaria (Cordiopsis) sp.

Materiál: lok. 42; 54 fragmentárních a různě deformovaných skulpturních jader pravých i levých misek; — lok. 28; 3 fragmenty jader.

Popis: Přes poměrně velký materiál nebylo možno pro špatné zachování provést bližší určení. Jednalo se převážně o silnostěnné misky, které určité vztahy jevily k druhu *P. (C.) schafferi*, jednak menší misky upomínající na *P. (C.) incrassata* (Sowerby).

Glycimeris Lamarck, 1799

Glycimeris sp.

Tab. VIII, obr. 1.

Materiál: lok. 28; 9 fragmentárnych jader; — lok. 42; 20 fragmentárních jader.

Popis: Zachována jsou toliko vnitřní jádra a negativní otisky zámkových částí, area ani její negativní otisk nebyly nalezeny. Jádra velkých misek jsou vždy fragmentární a silně deformovaná, velké misky byly obvykle o málo delší než vyšší. Při povaze zachování nelze velké misky určit, jádra malých misek vykazují značnou variabilitu, takže určení by bylo problematické. Jak úvádí J. Görges (1952) a J. Seneš (1958) je u oligocenních a spodnomiocenních druhů skupiny *Gl. obovatus* a *Gl. phillippi* tak velká variabilita, že určení misek mladých jedinců není prakticky možné a na druhé straně mnohé subspecie popsané od druhu *Gl. obovatus* u Speyera a Koenena (1884) jsou podle J. Görgese (1952) jen ekologické formy.

Poznámka: Podle platných nomenklatorických pravidel Kopenhagenské komise o rodové homonymii je platný název *Glycimeris* Lamarck, 1799 s genotypem *Mya glycimeris* Born (Vokes H. E., 1956).

Pecten Müller, 1776

Pecten cf. *pseudobeudanti* Depéret et Roman, 1902

Tab. X, obr. 1.

Materiál: lok. 28; 3 fragmenty misek; — lok. 42; 3 fragmenty misek.

Popis: Nalezeny byly na obou lokalitách toliko fragmenty misek, často ještě s korodovaným povrchem. Pro příslušnost k tomuto druhu svědčí na dvou fragmentech levých misek poměrně dobře zachovalé koncentrické nízce šupinovité linie.

Pecten cf. *hornensis* Depéret et Roman, 1902

Materiál: lok. 42; 2 fragmenty vnitřní strany levých misek.

Popis: Podle profilu žeber a mírné konvexity misky jedná se pravděpodobně o tento druh.

Chlamys Bolten, 1798

Chlamys gigas (Schlotheim, 1813)

Tab. IX, obr. 2.

1813	*Pectinites gigas*	Schlotheim, Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen, str. 92.
1910	*Amussiopecten gigas*	Schaffer F. X., Das Miozän von Eggenburg, str. 42, tab. 21, obr. 1, 2.
1938	*Amussiopecten gigas*	Andrusov D., Faune du Burdigalien etc., str. 154, tab. 1, obr. 1.
1939	*Chlamys gigas*	Roger J., Le genre Chlamys, str. 17, tab. I, obr. 5, tab. II, obr. 2, 3, tab. III, obr. 2.
1959	*Chlamys gigas*	Čtyroký P., Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu, str. 86, tab. XII, obr. 1, 2, tab. XIII, obr. 1, 2.

Materiál: lok. 28; 17 fragmentů pravých i levých misek; — lok 42; 181 fragmentů pravých i levých misek.

Popis: Většina exemplářů byla nalezena jako fragmenty, jen asi 3 misky z obou lokalit byly téměř úplné, avšak vždy pevně zatmelené vnitřní neb vnější stranou v hornině. Ve srovnání mezi miskami na obou lokalitách bylo pozorováno, že na lok. 42 v konglomerátech se pravidelněji vyskytovaly vzrůstem větší exempláře, často větší než největší misky popsané z burdigalu v Horovcích (P. Čtyroký, 1959). Přes fragmentární charakter bylo možno tento druh určit zcela jistě.

Rozměry: max. rozměry levé misky, lok. 42; d: 160 mm, v: 145 mm.

Poznámka: Při ekologickém hodnocení je nutno si povšimnout velmi hojného výskytu v hrubě zrnitých konglomerátech na lok. 42. Přesto, že jednotlivé misky zde byly nalézány různě šikmo uložené a nikoli v životní poloze, je velmi pravděpodobné, že alespoň část exemplářů žila na hrubě klastickém dně a toliko postmortálně byly v rámci litorální zony vlněním pře-

mísťovány. Výskyt většinou velkých adultních forem je možno hlavní měrou přičíst selektivní fosilisaci, kdy v hrubě klastickém sedimentu byly menší a tenší misky většinou mechanicky rozbity, z velké části jistě již před fosilisací (P. Čtyroký, 1959).

Turritella Lamarck, 1799

Turritella cf. *terebralis* ssp.

Materiál: lok. 42, 2 fragmenty jader části ulity.

Popis: Podle jednotlivých fragmentů závitů jedná se pravděpodobně o některou formu z okruhu druhu *T. terebralis* Lmk.

Haustator Montfort, 1810.

Turritella (Haustator) cf. *vermicularis* (Brocchi, 1814)

Materiál: lok. 42, 5 fragmentů jader ulity.

Popis: Povaha zachování nedovoluje jisté druhové určení.

Turritella div. sp. indet.

Materiál: lok. 28; 31 fragmentárních jader ulity; — lok. 42; větší počet různých fragmentů jader a negativních otisků.

Popis: Vzhledem k tomu, že materiál je velmi špatně zachován, nelze bezpečně určit, o které druhy se jedná. Pravděpodobně značný podíl bude náležet oběma předešlým druhům, avšak některé fragmenty vykazují rozdíly v povrchové skulptuře. Masový výskyt v polohách a lavicích ze spodního burdigalu Považí je znám z písčitých sedimentů u Vaďovců (lok. 1011) a z horního Ponitří z lokalit u Velké a Malé Čausy (H. Janásová, 1953; J. Seneš, 1959).

Ekologická analysa lokalit

Při hodnocení společenstva na lok. 28 připadají v úvahu nejpočetněji se vyskytující zástupci mlžů *Chlamys gigas, Glycimeris* sp., *Cardiidae* div. sp. a hojně plži z čeledi *Turritellidae.* Podle uložení jednotlivých exemplářů mlžů jedná se na této lokalitě o přirozené společenstvo, které žilo na písčito-vápnitém dně. Recentní zástupci rodu *Glycimeris* žijí na jílovitém, písčitém a vápnitém dně, nejhojněji do hloubky 50—60 m, snesou i silnější snížení salinity a sníženou aeraci (Walther, 1893). Různé podrody rodu *Cardium* vykazují poměrně velké ekologické rozdíly, avšak většina zástupců podrodu *Cardium* s. s. vyžaduje písčité neb písčito-jílovité dno, žije od litorálu do mělkého neritika a snáší i značné snížení salinity (J. Seneš, 1958). O druhu *Chlamys gigas* na základě jeho výskytu v thanatocenosách spodního burdigalu v Považí (P. Čtyroký, 1959)

lze předpokládat, že žil v litorálním pásmu a byl stenohalinní. Recentní zástupci rodu *Turritella* jsou slabě eurybiotní, snášejí mírné kolísání salinity a změny teploty a žijí na písčitém a písčito-jílovitých dnech sublitorálu až hlubšího neritika, Na základě zhodnocení celkového společenstva s přihlédnutím i k sporadicky se vyskytujícím druhům lze soudit, že sedimentace na této lokalitě probíhala v pásmu sublitorálu až lamináru, patrně nedaleko pobřeží, v moři s normální neb jen velice slabě sníženou salinitou.

Na lok. 42 se po celkovém zhodnocení vyskytujících se druhů ve vztahu k sedimentu jeví odlišné poměry. Nelze předpokládat, že se na této lokalitě jedná o přirozené společenstvo, neboť hojně zde se vyskytující druhy rodu *Pitaria, Glycimeris* a plže *Turritella* vyžadují většinou písčitý podklad a těžko v takovém množství žily na tak hrubě klastickém sedimentu. Konglomeráty zřejmě se usadily v příbojové zóně a jednotlivá fauna, většinou se silnostěnnými schránkami, se postmortálně stávala součástí sedimentu. Není vyloučeno, že při periodických oscilacích a kolísání hladiny, které předpokládá ve spodním burdigalu v této oblasti J. Seneš (1960) byly tyto sedimenty i vícekrát redeponovány v rámci litorální zóny.

Stratigrafické zhodnocení

Při stratigrafickém hodnocení je nutno zdůraznit, že jen menšina fauny byla v důsledku špatného zachování určena druhově přesně, avšak přes to některé druhy jasně svědčí na spodnoburdigalské stáří. Je to zejména masový výskyt vůdčího druhu *Chlamys gigas* (Schlotheim) a výskyt *Pecten* cf. *pseudobeudanti* Dep. et Rom., *Pecten* cf. *hornensis* Dep. et Rom., *Pitaria lilacinoides* Schff. a *Laevicardium* cf. *kübecki* (Hauer). Tyto druhy jsou dobře známy z ostatních lokalit spodního burdigalu Považí (D. Andrusov, 1938; P. Čtyroký, 1959; J. Seneš, 1960), Dolního Rakouska u Eggenburgu (F. X. Schaffer, 1910), severního Maďarska (I. Csepreghy-Meznerics, 1953, 1956), jižního Slovenska (J. Seneš, 1951, 1952, 1956; I. Csepreghy-Meznerics, 1957) a hornobarovské molasy (O. Hölzl, 1958).

*

Na základě paleontologického zpracování mořských měkkýšů z pískovců a hrubých slepenců jz od Považské Bystrice bylo potvrzeno jejich spodnoburdigalské stáří. Přes špatné zachování byla určena řada druhů měkkýšů, kteří jsou typičtí pro spodnoburdigalské sedimenty na ostatních lokalitách v Považí (P. Čtyroký, 1959) a v ostatních vyvojích spodního burdigalu ve střední Evropě.

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATURA

[1] Andrusov D., 1938: Faune du Burdigalien et de l'Helvetien de la Slovaquie occidentale, Bull. de l'Assoc. russe a Prague, vol. 7, no. 44, Praha. — [2] Buday T. et Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spod. a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Považí, Geol. práce, Zoš. 43, Bratislava. — [3] Cicha I., 1957: Zpráva o výzkumu dirkovců ve spodním miocénu v Považí, Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, Praha. — [4] Cicha I., 1957: Současný stav názorů na vývoj mikrofauny burdigalu a helvetu vídeňské pánve a Považí (sz. část pannonské pánve). Věstník ÚÚG, roč. XXXII, č. 6, Praha. — [5] Cicha I., 1958: Robulus meznericsae n. sp. (Foraminifera, Protozoa) vom Burdigal des Waaggebietes (NW Teil des Pannonischen Beckens), Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, č. 1, Praha. — [6] Cicha I., 1959: Vývoj mikrofauny spodního miocénu Považí, Sborník ÚÚG, odd. paleont., sv. XXIV, Praha. — [7] Csepreghy-Meznerics I., 1953: A salgótarjáni köszenfekvő rétegek faunaja és kora, Földtani Közlöny, vol. 83, Budapest. — [8] Csepreghy-Meznerics I., 1956: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen, Acta geol. acad. Sci. Hung., Tom IV, fasc. 2, Budapest. — [9] Csepreghy-Meznerics I. et Seneš J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn, Neues Jahrbuch Geol. und Paleont., Bd 1, Stuttgart. — [10] Čtyroký P., 1957: Zpráva o paleontologickém výzkumu na několika neogenních lokalitách v Považí, Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, Praha. — [11] Čtyroký P., 1958: Zpráva o výsledcích makropaleontologického výzkumu v Považí v letech 1956—1957, Geofond Praha. — [12] Čtyroký P., 1958: Předběžná zpráva o revisním paleontologickém výzkumu na Jaklovci v Ostravě, Věstník ÚÚG, roč. 33, č. 1, Praha. — [13] Čtyroký P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí, Geologické práce, Zoš. 51, Bratislava. — [14] Čtyroký P. 1959: Výskyt Ditrupa cornea (L., 1758) ve spodním miocénu Československa, Časopis pro min. a geol., roč. IV, Praha. — [15] Görges J., 1952: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des Oberoligozänen Meeressandes von Kassel, Abh. hess. Landesamtes für Bodenfsch., Heft 4, Wiesbaden. — [16] Hölzl O., 1958: Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals, Geologica Bavarica, Nr. 38, München. — [17] Janásová H., 1953: Burdigalská fauna v okolí Velké a Malé Čausy v Handlovské uhelné pánvi, Geofond Bratislava. — [18] Roger J., 1939: Le genre Chlamys dans les formations néogenes de l'Europe, Mém. Soc. Geol. France, vol. XL, Paris. — [19] Seneš J., 1951: Geologické pomery medzi obcami Rapovce a Čakanovce na južnom Slovensku, Geol. sborník SAV, roč. II, Bratislava. — [20] Seneš J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni, Geol. práce, Zoš. 31, Bratislava. — [21] Seneš J., 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleogeografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe, Geol. sborník SAV, roč. VII, č. 3—4, Bratislava. — [22] Seneš J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpathenbecken, Geol. Práce, Monogr. Ser. 1, Bratislava. — [23] Seneš J., 1959: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia, Geol. Práce, Zpr. 17. — [24] Sieber R., 1955: Systematische Uebersicht der Jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens, Ann. Naturwiss. Mus. in Wien, Bd. 60, 1954/1955, Wien. — [25] Schaffer F. X., 1910: Das Miozän von Eggenburg, Abhandl. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXII, Wien. — [26] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra, Jahrbuch k. k. geol. Reichsanstalt, Jhg. XI, Wien. — [27] Vokes H. E., 1956: Some Pelecypod Illustrations of the effect of the Copenhagen Decision defining the limits of generic homonymy, Journ. of Paleont., vol. 30, no. 3, Tulsa. — [28] Walther J., 1893: Lebensweise der Meeresthiere, Jena. — [29] Zázvorka V., 1953: Písky I. mediterranu s Cardium (Laevicardium) kübecki Hauer z osady Dúbrava u Prešova, Geol. sborník SAV, roč. IV, č. 1—2, Bratislava.

Vysvětlivky k tabulkám

Tab. VII.

Obr. 1. Výchoz hrubozrnných karbonátických slepenců spodního burdigalu na lok Sverepec 42. Foto Pavel Čtyroký.

Obr. 2. Pískovcové polohy v karbonátických konglomerátech. Na příčném řezu jsou patrná jádra ulit plžů z čel. *Turritellidae*. Foto Pavel Čtyroký.

Tab. VIII.

Obr. 1. Jádro zámkové části *Glycimeris* sp., lok. Sverepec 42. 5 : 4.

Obr. 2. Lumachela s negativními otisky povrchu *Pitaria (Paradione) lilacinoides* (Schff.) a fragmentem misky *Chlamys gigas* (Schlotheim), lok. Sverepec 42. 1 : 4.

Tab. IX.

Obr. 1. Jádro misky *Pitaria (Paradione) lilacinoides* (Schff.) a *Cardium* sp., lok. Sverepec 42. 3 : 4.

Obr. 2. Fragmenty levých misek *Chlamys gigas* (Schlotheim), lok. Sverepec 42. 1 : 2.

Tab. X.

Obr. 1. Jádro se zbytky misky *Pecten* cf. *pseudobeudanti* Depéret et Roman, lok. Sverepec 42. 7 : 4.

Obr. 2. Lumachela s fragmenty *Chlamys gigas* (Schlotheim), *Pecten* sp. a *Pitaria* sp., lok. Sverepec 42. 1 : 4.

Foto H. Váňová.

PAVEL ČTYROKÝ

DIE FOSSILE FAUNA DER LITORALEN ABLAGERUNGEN UNTERBURDIGALS AUS DER UMGEBUNG VON POVAŽSKÁ BYSTRICA IM WAAGTAL

In der vorliegenden Arbeit wird die litorale Meeresmolluskenfauna aus den psephitischen und psammitischen Ablagerungen der Umgebung von Považská Bystrica im Waagtal (siehe Abb. 1 im Text) beschrieben und stratigraphisch ausgewertet. Diese Arbeit knüpft an die älteren Studien über die unterburdigalische Fauna des Waagtales (P. Čtyroký 1957, 1959; J. Seneš 1960) an und führt einige typische Arten ein. Der Erhaltungszustand der Fauna ist verhältnismässig schlecht und in überwiegenden Fällen handelt es sich nur um Skulpturkerne und negative Abdrücke; lediglich bei den Pectiniden ist auch das ursprüngliche Material der Klappen erhalten.

Infolge des schlechten Erhaltungszustandes konnten die einzellnen Arten systematisch nicht genau bestimmt werden.

Die in beiden studierten Lokalitäten festgestellte Fauna wird im tschech. Text an der Seite 143, 144 angeführt.

Trotz des fragmentären Zustandes, konnten einige Arten festgestellt und dadurch das unterburdigalische Alter dieser Ablagerungen bestätigt werden. Es handelt sich dabei vor allem um massenhaftes Vorkommen der Leitart *Chlamys gigas* (Schlotheim), weiter um Arten *Pecten* cf. *pseudobeudanti* Dep. et Rom. *Pecten* cf. *hornensis* Dep. et Rom., *Pitaria lilacinoides* (Schff.) und *Laevicardium* cf. *kübecki* (Hauer). Alle diese Arten sind bereits bekannt aus

anderen unterburdigalischen Lokalitäten des Waagtales (D. Andrusov, 1938; P. Čtyroký, 1957, 1959; J. Seneš, 1960), Niederösterreichs aus dem Hornbecken bei Eggenburg (F. X. Schaffer, 1910), Nordungarns (I. Csepreghy-Meznerics, 1953, 1956), Südslowakei (J. Seneš, 1951, 1952, 1956; I. Csepreghy-Meznerics & J. Seneš, 1957) und der oberbayerischen Molasse (O. Hölzl, 1958).

Geologische Zentralanstalt
Praha

JÁN NEMČOK

VÝSKYT VRCHNOKRIEDOVÝCH INOCERÁMOV V POVODÍ UHU NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

(Nemecké resumé, tab. II)

Stratigrafia flyša na východnom Slovensku je v štádiu rozpracovania, pričom stratigrafické rozčlenenie sťažujú veľmi chudobné výskyty makrofauny. Tam, kde nie je faunisticky preukázané súvrstvie, jeho vek môžeme stanoviť len na základe litofaciálnej podobnosti s horninami podloženými faunou.

V kriedovom súvrství sme našli pri mapovacích prácach roku 1958 dosť dobre zachované inocerámy. Krieda tohto územia spadá do vonkajšieho flyšového pásma, a to do oblasti dukelsko-užockých vrás (S w i d z i ń s k ý, 1947). Dukelsko-užocká oblasť, do ktorej zaraďujem výskyt inocerámov, tvorí široký zväzok vrás, západne od Dukly mizne pod magurskú jednotku (tektonická skica, S w i d z i ń s k ý, 1947). Severovýchodné ukončenie dukelsko-užockých vrás je neisté, ako vidieť zo spomínanej Swidzińského tektonickej mapy.

Inocerámová krieda v Novej Sedlici vychádza na povrch v antiklinálnom pásme, ktorého os prechádza SZ—JV smerom. Na SZ prekračuje štátne hranice čs.-poľské a pokračuje na Ukrajinu. Na SV a JV krídle antiklinály prechádza kriedové súvrstvie postupne do podmenilitového eocénu. Vo vzdialenosti asi 2,5 km od Novej Sedlice na SZ v Hlbokom potoku vystupuje dokonale rytmický flyš, ktorého litologický charakter i celej inocerámovej kriedy v antiklinálnom pásme Novej Sedlice v zhode s P u š č a r o v s k ý m (1948) môžeme charakterizovať takto:

Prvý element rytmu tvoria jemnozrnné kremenné modrošedé pieskovce s vápnitým tmelom. Siltovce zväčša bývajú laminované a miestami pozorovať konvolútne zvrstvenie. Modrošedé vápnité pieskovce sú silne prestúpené kalcitovými žilkami, na spodnej vrstevnej ploche majú hojne vyvinuté bioglyfy. Do nadložia pozvoľne prechádzajú do aleurolitov.

Druhý element rytmu predstavujú jemnozrnné vápence a slieňovce modrošedej

farby s hojnými fukoidmi. V základnom rytme inocerámovej kriedy novosedlického antiklinálneho pásma tento element dosť často chýba. Viac sa vyskytuje vo vrchnejších polohách vrchnej kriedy, kde pozvoľne prechádza do podmenilitového eocénu. Tento element základného rytmu je nestály aj čo do mocnosti. Niekedy slieňovce s fukoidmi vytvárajú šošovky v ílovci, inde tvoria vrstvičky, ktorých mocnosť sa z miesta na miesto mení v rámci tej istej vrstvy.

Tretí element rytmu predstavujú ílovce viac menej vápnité, rôznych tmavošedých, alebo svetlošedých a modrastošedých odtieňov.

Smer vrstiev v Hlbokom potoku je SZ—JV so sklonom k SV pod uhlom 10 až 45°. Umiestnenie hieroglyfov na vrchnej strane pieskovcov ukazuje prevrátené uloženie. Inocerámová krieda v celom Hlbokom potoku je na mnohých miestach silne tektonicky porušená, prestúpená mocnými kalcitovými žilkami, hojnými tektonickými zrkadlami a badať v nej niektoré živičné stopy. Hlboký potok tečie prevažne vo smere vrstiev, rozrušuje a odnáša ílovce, čím spôsobuje obnaženie lastúr inocerámov, čiastočne porušených riečnou eróziou. Lastúry inocerámov sú uložené medzi ukončením sedimentácie tretieho a počiatkom prvého rytmu.

Inocerámy v dukelsko-užockých vrásach opísali z oblasti Veľkého Berezného O. S. Vjalov a S. J. Pasternak (1956), ktorí nálezisko inocerámov dávajú do pásma rozšírenia čiernych bridlíc, ktoré na mape Matějku—Kodyma predstavuje menilitovú zónu. Inocerámy, ktoré opísali O. S. Vajlov a S. J. Pasternak od Veľkého Berezného, sa podľa nich nachádzajú na dvoch litologicky rozdielnych lokalitách, z ktorých jedna patrí k menilitovej sérii a druhá k eocénu. Podľa toho by podľa môjho názoru výskyt poukazoval buď na preplavenie foriem, alebo na vystupovanie vrchnokriedových šupín z mladších eocénnych, resp. oligocénnych súvrství. Pri vrtných prácach v oblasti Mikovej našiel Swidziński niekoľko úlomkov inocerámov, ktoré sa nedali presne určiť (osobné oznámenie). Vo svojej práci z roku 1947 sa Swidziński zmieňuje, že inocerámové vrstvy obsahujú hojné úlomky, ktoré však bližšie nemožno určiť. Ďalšie zmienky o inocerámoch v dukelsko-užockých vrásach v literatúre nenachádzame.

Čeľaď: **Pernidae, Zittel**

Rod: *Inoceramus*, J. Sowerby, 1819

Inoceramus balticus J. Böhm, 1907

Tab. II, obr. 1.

1836 *Inoceramus Cripsii* A. Goldfus, Petref. Germ. vol. II, pl. str. 116, fig. 4b.

1909 *Inoceramus balticus* J. Böhm, Inoceramus Cripsii auct., str. 47, tab. 11, obr. 2, 2a; tab. 12, obr. 1, 1a.

1910 *Inoceramus balticus* J. Nowak, Bull. Internat. Acad. Sci. Krakov (1909) str. 875.

1912 *Inoceramus balticus* Woods, Monograp of the Cretaceous Lamelibranchia, vol. II, Londýn 1904—1913, str. 293, text — obr. 51—53.

1956 *Inoceramus balticus* Vjalov—Pasternak, Geologičeskij sbornik Ivovskogo geologičeskogo obščestva str. 207, tab. I, obr. 1a, b.

Rod *Inoceramus* žil v jure a v kriede. Mal silnú schránku z nerovnakých lastúr. Prizmatická vrstva niekedy dosahuje 2 cm hrúbky. Zuby nemá vyvinuté. Vrchol je posunutý bližšie k prednému okraju ako k zadnému. Vonkajší povrch nesie koncentrickú skulptúru, zriedka radiálnu.

Holotyp: Pochádza z nižších kvadrátových vrstiev z Dülmenu a je uložený v paleontologickom ústave univerzity v Bonne.

Materiál: časť ľavej lastúry. Lastúra je v kremennom siltovci s dobre zachovanou skulptúrou. Na niektorých miestach sú rebrá obrúsené transportom materiálu po riečnom dne.

Opis: Celá lastúra mala pravdepodobne dĺžku asi 45 cm a výšku 26 cm. Zachovalo sa z nej iba 32,5 cm dĺžky a 24,5 cm výšky. Predný okraj lastúry so zámkom chýba. Je málo vypuklá. Okraje lastúry sú čiastočne oblámané a čiastočne pokryté horninou. Kremenný siltovec spolu s lastúrou je silne rozpukaný. Hlavné pukliny idú od vrchného okraja so sklonom k zadnému okraju. Menšie pukliny sú paralelné s osou súmernosti. Puklinovitosť, nápadné sploštenie a nepravidelné sprehýbanie lastúry svedčia o tom, že prekonala veľké tlaky po odumretí, pri sedimentácii inocerámovej kriedy. Na dorzálnej strane rebrá prebiehajú paralelne s osou súmernosti; ďalej sa ich priebeh k ventrálnej strane postupne stáča dopredu. Staršie koncentrické rebrá sú viac konvexné ako mladšie; vo vrchnozadnej časti lastúry sa značne zoslabujú a smerom k okraju sa skoro celkom zrovnávajú s okolitou horninou. Spojovací vrchný okraj lastúry je dlhý, pravdepodobne priamy. Medzi rebrami sú široké konkávne brázdy, ktorých šírka sa zväčšuje s pribúdaním línií narastania. Šírka medzirebrných brázd je 6—13 mm. Vzdialenosť starších konvexných čiar je asi o polovicu menšia ako u mladších. Staršie línie narastania tvoria s horným okrajom skoro pravý uhol a čím ďalej k mladším líniám narastania sa tupý uhol ešte zväčšuje. Skulptúru medzirebrných konkávnych brázd vytvára asi 1 mm široká ozdoba v podobe prírastkových pásikov, vzdialených 2—2,5 mm. Lastúra je potom celkom podobná forme opísanej v literatúre ako *Inoceramus balticus* Böhm, najmä vyobrazeniu Woodsa na strane 295 (51—53).

Opísaná forma z inocerámovej kriedy dukelsko-užockých vrás od obrázkov Woodsa sa odlišuje len malou vypuklosťou.

Príbuznosť. *Inoceramus balticus* Böhm je blízky forme *Inoceramus incostans* Woods, z ktorého bol pravdepodobne odvodený. Má dlhšiu schránku a dlhší zámok. Dĺžka mierne konvexného štádia mení sa podobne ako u formy *Inoceramus incostans*. Druh zo senónu vyobrazil a opísal Goldfus ako *Inoceramus Cripsii* Mantel, ktorého určenie prevzali aj neskorší autori. Woods (277) uvádza, že typ *In. Cripsii* pochádza z kriedových slieňov (zóna so *Schloenbachia varians*). Precíznejším štúdiom toho typu Petraschek a Böhm

prišli k uzáveru, že senónsky druh je celkom odlišný od *Inoceramus Cripsii* a Böhm označil prvú formu ako *Inoceramus balticus*. Niektoré formy, ktoré počítal Zittel k *In. Cripsii* z gosau, podobajú sa veľmi forme *Inoceramus balticus*.

Vystupovanie. Nová Sedlica; inocerámová krieda dukelsko-užockých vrás.

Podľa petrografického rozboru lastúra je v kremennom siltovci s vápnitým tmelom. Makroskopicky je hornina jemnozrnná, modrošedej farby, všesmernej textúry, so zvyškami inocerámov na vrstevnej ploche. Mikroskopicky má štruktúru siltovú. Zrná sú hranaté, priemerne 0,04 mm veľké, tmelené vápnitým tmelom. Kremeň je v siltovci najviac zastúpený, tvorí 50—60 % horniny. Z akcesorických minerálov v siltovci sa nachádzajú muskovit, biotit a zirkón. Ojedinelé autigénne minerály sú zastúpené pyritom, glaukonitom a kalcitom. Vo výbrusoch z organických zvyškov nájdu sa ojedinelé prierezy globigerín.

Stratigrafia: *Inoceramus balticus* Böhm podľa tabuľky W. Požariského*) zastupuje vrchný kampaň. Heinz**) v tabuľke uvádza, že *Inoceramus goldfussianus* d'Orb. a *In. balticus* Böhm sú len varietami druhu *Inoceramus regularis* d'Orb., *Inoceramus regularis* d'Orb. podľa profilu severným Nemeckom v Luneburgu zastupuje vrchný senón. *Inoceramus goldfussianus* d'Orb. nepresahuje hranicu mucronaten-senónu (vrchný kampaň—maestricht). Vjalov a Pasternak (1956) uvádzajú, že *Inoceramus balticus* Böhm vo flyši v Zakarpatskej oblasti SSSR patrí vrchnému senónu. Mikrobiostratigrafické pozorovanie (O. Samuela) tiež ukazujú, že odkryv v Novej Sedlici, v ktorom sa našiel *Inoceramus balticus* Böhm, stratigraficky patrí k senónu. V tomto odkryve sa našli *Rhadbammina* sp., *Dendrophyra robusta* Grzybowski, *Pleurostomella* sp., *Globigerina cretacea* (d'Orbigny), *Globotruncana* cf. *linneiana* (d'Orbigny) a *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg). Aglutinovaná fauna je zväčša pyritizovaná a vápnitá asociácia foraminifer je prekryštalizovaná.

Inoceramus balticus Böhm, nájdený v inocerámovej kriede dukelsko-užockých vrás pri Novej Sedlici, zastupuje vrchný senón. V západnej Európe je *Inoceramus balticus* Böhm charakteristickou formou pre spodný kampaň.

Rozšírenie: Senón z Haldonu, Brightonu (pravdepodobne zóna s *Marsupites testudinarius*); zóna s *Actinocamax quadratus* z Mottisfontu, Ropley (Hants) vých. Harnham (Salisbury) a Nórsko; Zakarpatská oblasť SSSR v Ijutskej svite, volžsko-podolský štít v kampaňských a maestrichtských slieňoch; v karpatskom flyši v oblasti Dobromila.

---

* Regionálna Geologia Polski, tom II. Krakov, str. 58, 1956.

** Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs, 21. Jahresbericht des Niedersächsischen geol. Vereins. Hannover, 1928.

Inoceramus mülleri W. Petraschek 1906
Tab. II, obr. 2.

Materiál: Ľavá lastúra. Lastúra je v kremennom siltovci s dobre zachovanou skulptúrou. Vrcholová časť lastúry chýba.

Opis: Celá lastúra má dĺžku 8,5 cm. Časť vrcholu a zadného okraja chýba. Prírastkových čiar je 9—13. Šírka medzirebrných brázd je 8 mm. Vzdialenosť konvexných čiar je približne rovnaká pri vrchole i pri zadnom okraji lastúry. Okraje lastúry sú čiastočne oblámané a čiastočne obrúsené riečnou eróziou. Lastúra je pri prednom spodnom okraji vypuklejšia ako pri hornom okraji a podobá sa forme opísanej v literatúre ako *Inoceramus mülleri* Petraschek, vyobrazenej Petraschkom na str. 161 a tab. VI, obr. 1, 2.

Príbuznosť: *Inoceramus mülleri* W. Petraschek sa tvarom podobá forme *In.* cf. *regularis* resp. *In. Zitteli* a možno má aj tú variabilitu v tvare. Markantný rozdiel oproti spomínaným druhom javí sa v silných, na jadre ostrých rebrách, ktoré sú viacej roztlačené. Okrem toho, ako uvádza Petraschek, môže sa vláknitá vrstva redukovaná na niekoľko desatín mm hrúbky v porovnaní s *Inoceramus Zitteli* považovať za špecifickú vlastnosť.

Vystupovanie: Nová Sedlica. Lastúra sa našla v tom istom odkryve inocerámovej kriedy ako spomínaný *In. balticus* Böhm.

Stratigrafia: *Inoceramus mülleri* Petraschek podľa porovnávania Brinkmanna (1935) s amonitmi z Hofergrabenu, odpovedá vrchnému santonu.

Rozšírenie: Hofergraben z gosauského údolia; v Poľsku Szymbark okolo Gorlic (ústne oznámenie doc. Mituru), na niektorých amerických lokalitách; na Slovensku v dukelsko-užockých vrásach v inocerámovej kriede pri Novej Sedlici.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Airaghi C., 1904: Inocerami del Veneto. Boll. Soc. geol. Ital., vol. XXIII. — [2] Aliev M. M., 1957: Inoceramy melovych otloženij SSSR. Izv. A. N. Azerb. SSR, Izdat. A. N. Azerb. SSR N° 3, Baku. — [3] Böhm J., 1909: Inoceramus Cripsii auct. Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge 56, Berlin. — [4] Heinz R., 1928: Das Inoceramen-Profil der Oberen Keide Lüneburgs. 21. Jahr. Nieders. geol. Ver. S. 64, Hannover. — [5] Kocjubinskij, 1955: Inoceramy al'b-cenomanskich vikladiv Karpat. Naukovi zapiski Prirodoznavč. muzeju Lviv, filialu Akad. nauk URSR, tom. IV. Kiiv. — [6] Kokošiňska B., 1946. Stratigrafia krejdjanogo flišu Karpat. Nauk. zap. LDI im. Iv. Franka, tom II, ser. geol. Lviv. — [7] Lešku B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zoš. 35, SAV, Bratislava. — [8] Mitura F., 1957: Inocerami gornokredowe Bachowic. Rocznik Polskiego Tow.

Geolog., tom XXVI, zošit 4, Krakow. — [9] Mitura F., 1957: Metody i kierunki badań inoceramów. Prace institutu naftovego, seria A, 52, Katowice. — [10] Nowak J., 1909: Gliederung der oberen Kreide in der Umgebung von Halicz. Bull. internat. Acad. Pol. Kraków. — [11] Passendorfer E., 1930: Studium stratigraficzne i paleontologiczne nad kreda serji wiechowej w Tatrach. Prace Polsk. In. geologicznego, zam. II, zošit 4. Warszawa. — [12] Pasternak S. I., 1956: Novye nachodki inoceramov v zakarpatskom fliše. Geol. sbornik Lvovskogo geol. obščestva. Lviv, No 2—3, 1956. — [13] Petraschek W., 1906: Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens Jahrb. K. K. geol. Reichsanst., vol. LVI, I. — [14] Požaryski W., 1956: Tabela fauny kredovej. Regionalna geologia Polski, tom. II. Kraków. — [15] Swidziński H., 1947: Slovnik stratigraficzny pólnocnych Karpat flizsovych. Panst. Inst. Geolog. Biul. 37. Warszawa. — [16] Woods H., 1899—1913: Monograph of the Cretaceus Lamellibranchia of England. Paleontographical Society. London. — [17] Zuber R., 1912: Inoceramen und Numuliten im Karpat. Flysch bei Wygoda. Verh. d. k. k. g. R-A, Nr. 3. Wien.

JÁN NEMČOK

VORKOMMEN VON OBERKRETAZEISCHEN INOCERAMEN IM GEBIET DES FLUSSES UH IN DER OSTSLOWAKEI

Während der Kartierungsarbeiten im Gebiet der Dukla—Užok-Falte wurden einige Exemplare von Inoceramen gefunden, die ich als *Inoceramus balticus* Böhm 1907 bzw. *Inoceramus mülleri* Petraschek 1906 bestimmte. Diese Exemplare wurden bei der Gemeinde Nová Sedlica im Bache Hlbcký potok gefunden, welches Gebiet zur antiklinalen Zone von Nová Sedlica gehört. Durch petrographischen Analyse des Gesteines und Studium der Lagerungsverhältnisse der Klappen wurde erwiesen, dass sie etwas früher abgelagert wurden als quarziger Sandstein dessen Bindemasse kalkig ist, und zwar zwischen dem dritten und dem ersten Sedimentationszyklus.

Die gefundenen Forman gehören der Oberkreide an und entsprechen dem Senon.

Geologisches Institut D. Štúr.
Bratislava

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGICKÉ POMĚRY REVÍRU FRANTIŠKOVY ŠACHTY V BANSKÉ ŠTIAVNICI

(Německé resumé)

Úvod

Revír Františkovy šachty leží v jihozápadní části štiavnického rudního obvodu.

Hydrogeologický výzkum byl prováděn v letech 1955—1958. Úkolem výzkumu bylo objasnění hydrogeologických poměrů v revíru a zpracování slouží jako podklad k projektování, ražení a dobývání v uvedeném revíru.

Geografické a geomorfologické poměry

Terén v okolí Františkovy šachty je relativně málo členitý a západní i východní svahy se zvolna svažují k údolí, jímž zhruba od severu k jihu teče Štiavnička. V profilu Františkovy šachty je tok Štiavničky přibližně v úrovni 500 m n. m. Z údolí Štiavničky terén zvolna stoupá k SV a SZ a relativní morfologické převýšení proti údolnímu dnu je okolo 100 m. Koryto Štiavničky tvoří místní erosivní basi.

Štiavnička teče popsaným údolím dále k JV a později se stáčí k jihu, do povodí Ipole. Hydrometeorologický ústav v Bratislavě uvádí pro profil u hutě plochu povodí Štiavničky na 19 km^2 při středním průtoku 0,21 m^3/sec. Střední specifický odtok odpovídá 11,1 l/sec/km^2.

Průměrná roční teplota je 8 °C. Roční úhrn srážek v padesátiletém průměru je 823 mm, střední roční relativní vlhkost vzduchu na 75 %. Celkový počet dní v období sněhového krytu je 130 dní, z toho se sněhovou pokrývkou 71 dní a zbytek bez sněhové pokrývky. Střední tlak vzduchu je 734 mm ± 30 mm.

Vegetační pokryv oblasti tvoří většinou odlesněné svahy, zemědělsky málo vzdělávané. Údolní dno a svahy k městu Banské Štiavnici jsou osídleny. Zalesněny jsou pouze vrcholky svahu.

Hlavní žilou revíru Františkovy šachty je žíla Grünnerova, vyvinutá v mohutném komplexu biotiticko-amifbolitického andesitu, který vyplňuje centrální část tektonické vklesliny štiavnické (13). Vulkanická série biotiticko-amfibolitického andesitu je při SV okraji Banské Štiavnice proražena mladší erupcí čediče provázenou čedičovými tufy. Tento čedič tvoří morfologicky výrazný vrchol Kalvárie. Většina území, které je budováno vulkanickou sérií andesitů, jeví propylitisaci, jež dosahuje nejvyšší intensity v revíru Františkovy šachty při průběhu Grünnerovy žily. Postavení tufů série biotiticko-amfibolitického andesitu není posud uspokojivě vyřešeno. Charakteristiku tektonické vklesliny štiavnické podali Klír a Zeman (13), kteří předpokládají její tektonickou souvislost s pánví belanskou, mapovanou Zemanem (18). Za jednu z tektonických linií, podle nichž došlo k poklesům, lze považovati pásmo žíly Grünnerovy, která je porušena poměrně nejvíce ze štiavnických žil, zejména pak tektonickými pohyby, které jsou mladší než zrudnění.

Žíla Grünnerova má generální směr h 3 a upadá pod 70—80° k JV. Žilná výplň je světlá, tvořená převážně křemenem s uhličitanovými žilkami. Velmi časté jsou žilné brekcie a mylonity. Hlavní rudní minerály jsou sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit, stefanit, polybasit a argentit. Hojné jsou „stoupové" rudy stříbrné. Mocnost žilné výplně je nepravidelná a často naduřuje, v průměru se pohybuje okolo jednoho metru. V JZ části se Grünnerova žíla rozdvojuje: generální směr žíly uchovává *Hlavní žíla,* do směru h 23 — h 0 při analogickém úklonu se stáčí *Podložní žíla.* Od rozdvojení ztrácí Hlavní žíla na mocnosti a klesá její rudní obsah. Podložní žíla naopak naduřuje a její rudní obsah je bohatý; ubývá však zrudnění ušlechtilých rud a převládá zde polymetalické zrudnění (sfalerit, galenit, chalkopyrit). Grünnerova žíla a její odžilek jsou silně drceny opakovaným tektonickým pohybem ve směru žíly. Rozdrcení žilné výplně je dobře patrné v celém profilu a je mladší než zrudnění. Při směrném tektonickém pohybu na žíle došlo současně k rozvlečení žilných brekcií a ke vzniku mylonitů. Rozdrcení žilné výplně má místy až takovou intensitu, že v ní nacházíme zaoblené křemenné valouny a písek, jehož zrna jsou rovněž zaoblena. Směrné rozdrcení neexistuje toliko ve dnes hornicky vyřízených úsecích žíly, ale pokračuje směrně i úklonně do velkých vzdáleností i velkých hloubek.

V nadloží i podloží žiloviny jsou biotit-amfibolitické andesity hydrotermálně proměněny; kromě charakteristické propylitisace všech úseků nacházíme místy i partie silně prokřemenělé nebo pyritisované a místy i úplnou kaolinisaci nadloží.

Pokryvné útvary jsou ve studované oblasti vyvinuty nepravidelně a representovány převážně sutěmi. Alluvium Štiavničky je malé a je vyvinuto pouze v ose úzkého údolí.

Hydrogeologické poměry

a) *Puklinové podzemní vody skalního podkladu*

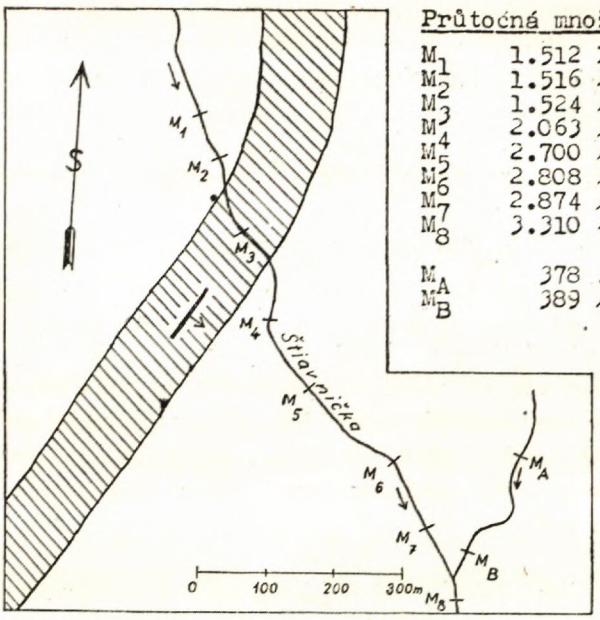
Ve vulkanické sérii andesitů včetně mladší čedičové erupce cirkulují po puklinách pravé podzemní puklinové vody. Pukliny této série mají převážně vznik tektonický, mohou být ovšem předisponovány plochami krystalizačního usměrnění vulkanické série. Síť tektonických puklin je relativně hustá, avšak nepravidelná, i když generální styl rozpukání je dán tektonickou koncepcí rudního obvodu, která je těsně spjata s vývojem rudních žil. Různost směru a sklonu puklin je značná, a proměnná je i jejich spojitost a výplň. Zejména v propylitisovaném pásmu převládají pukliny drobné, vyplněné někdy jílovými minerály propylitu a mnohdy v propylitisovaných horninách vyznívající. Tento charakter tektonických puklin je podmíněn relativní plasticitou propylitů.

Pravé podzemní puklinové vody v horninách skalního podkladu netvoří proto spojitou nádrž, ale cirkulují jen v tektonicky exponovaných partiích, kde vytvářejí více méně samostatné horizonty. Vytvoření takových horizontů je prakticky možné jen v horninách nepostižených propylitisací. V propylitech je cirkulace puklinových vod značně omezena jednak nevelkou spojitostí zvodnělých puklin, jednak značnými průtočnými odpory podmíněnými přítomností jílovitých minerálů ve vlastním propylitu.

b) *Průlinové podzemní vody v pokryvných útvarech*

Na horninách skalního podkladu jsou vyvinuty pokryvné útvary o nepravidelné mocnosti. V pokryvu převládají sutě, v nichž jsou vyvinuty místně obzory průlinových podzemních vod. Jednotlivé obzory se projevují typickými suťovými prameny, které nacházíme zejména na svazích po levém břehu Štiavničky. Kromě pramenních přelivů dochází po vydatných srážkách i k přímému odvodňování do alluvia Štiavničky. V obzorech průlinových vod v sutích jsou také založeny některé studně při okraji obce Štefultov. Propustnost pokryvných útvarů je střední. Pozorování a měření v terénu nasvědčují tomu, že propustnost pokryvných útvarů ovlivňuje, zda výchozí složení sutí bylo propylitisováno či nikoli. Zvláště zajímavé je pozorování na výchoze žíly Grünnerovy, kde v širším okolí předpokládaného výchozu žíly mají pokryvné útvary sníženou propustnost, výchoz sám má naopak výbornou propustnost. To ovšem není způsobeno vlastní skladbou pokryvů, ale povrchovým překutáním, které se datuje ze středověku. Výbornou propustností vyniká právě vlastní prokutané žilné pásmo při výchoze na den, neboť přírůstek bočního vcezu z pokryvných útvarů do Štiavničky dosahuje v tomto úseku přes 500 l/min. Toto zjištění podařilo se prokázat poměrně hustým profilováním na toku Štiavničky v úseku mezi odbočkou silnice k nádraží (z hlavní silnice Banská Štiavnica—Kolpachy) a odbočkou silnice do obce Štefultov.

Situace měrných profilů, výsledky měření, jakož i jednotlivá průtočná množství jsou zakreslena na obr. 1. Vysoká hodnota bočního vcezu potvrzuje výbornou propustnost výchozu žíly i to, že žilné pásmo má značný drenážní účinek na



Obr. 1. Situace měrných profilů a průtočná množství Štiavničky. Šrafováním je značeno hydrologicky účinné pásmo Grünnerovy žíly.

zvodnělé polohy v pokryvných útvarech. Odvodnění bočním vcezem do Štiavničky je pak podmíněno morfologickou stavbou terénu, v němž tok Štiavničky tvoří místní erosivní basi.

c) *Podzemní vody Grünnerovy žíly*

Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty ovlivňují prvořadě přítoky podzemních vod ze žíly Grünnerovy. Ježto tyto přítoky byly naraženy hornickými pracemi, bude v dalším pojednáváno o důlních vodách (12). Ve studovaném revíru přicházejí všechny přítoky důlních vod z výplně žíly Grünnerovy. Žilovina je v celém profilu intensivně drcena, místy v ní nacházíme i kaolinisované a mylonitové polohy vzniklé ze žilných brekcií, jindy polohy až písčité, které vznikly při opakování tektonických pohybů. Žilná výplň je nesoudržná a umožňuje oběh puklinových podzemních vod otevřenými puklinami v celém průběhu. Vzhledem k převaze křemité žiloviny jsou větší nebo menší dutiny vzniklé vy-

loužením uhličitanových partií vzácné. Propustnost žilné výplně je ovlivněna lokálním vývojem žiloviny a tektonickou exposicí. Výborně propustné jsou drcené partie, zejména úseky, v nichž byl křemen rozdrcen na písek. Málo propustné až relativně nepropustné jsou úseky, v nichž je žilovina kaolinisována nebo partie, v nichž jsou vyvinuty mocné mylonity. Zkaolinisování žilné výplně je hojné zejména na vyšších patrech. Hydrologicky neúčinné jsou staré zakládky z propylitisovaných bočních hornin, které zejména ve starých pracech na vyšších patrech vytvořily relativně nepropustnou masu zkaolinisovných propylitů, podobnou pokryvným útvarům. Propustnost zkaolinisovaných úseků žiloviny i starých zakládek je velmi malá a zjištění jejich charakteru dobře vysvětluje malé zvodnění žilné výplně nad úrovní XII. obzoru (úroveň Voznické dědičné štoly) v tomto revíru. Tato pozorování jsou v souladu se zjištěnou výbornou propustností pásma při výchozu žíly Grünnerovy na den, neboť na otevřených puklinách žilné výplně došlo při cirkulaci podzemních vod k transportu jílovitých komponent žiloviny a rozložených starých zakládek; při výchozu žíly došlo k jejich vyloužení, v hloubce pak k jejich soustředění do puklin, které se tak staly relativně málo propustnými. Při oběhu podzemní vody je tento pochod analogický vzniku oxydační a cementační zóny rudní žíly, které jsou analogicky vázány na oběh podzemních vod. Tato pozorování potvrzují nálezy ryzího zlata ve zkaolinisovaných partiích žiloviny (2), které nasvědčují tomu, že tvorba pásma relativně malé propustnosti byla ukončena před otvírkou Grünnerovy žíly. Tyto údaje jsou rovněž v souladu se starými záznamy o postupu prací (3), dle nichž nepůsobily přítoky důlních vod při hloubení až do úrovně XII. obzoru vážnější obtíže. Ve zdánlivém rozporu s těmito údaji je pouze zpráva o průvalu v důlním poli Jeronýmovi šachty, k němuž došlo 8. října 1937. Podle šetření F. F i a l y (5), šlo však o průval vody z otevřené zvodnělé poruchy. Podle dnes dostupných materiálů byly tehdejší závěry F i a l y nanejvýš obezřetné a plně se potvrdily.

Na základě tohoto šetření byla věnována pozornost průběhu významnějších poruch, které by mohly být zvodněny. Zjištěná existence periodického sufového pramene a nálezy jaspisu na tektonické linii směru h 23 — h 0 s úklonem nejpravděpodobněji východním (které se přičítá význam výstupné cesty čediče Kalvárie) svědčí o tom, že tato porucha je zvodněna; nálezy jaspisu svědčí o tom, že po této poruše vystupovaly minerální vody s vyšším obsahem SiO_2. Podle tektonické koncepce rudního obvodu předložené K l í r e m a Z e m a n e m (13) je nejpravděpodobnější, že tato tektonická linie je vikarujícím pokračováním tektonického pásma, na němž je vyvinuta Grünnerova žíla. Vikarující — směrně odchýlený — úsek tektonického pásma stal se výstupnou cestou čediče Kalvárie. V dalším pokračování vikarujícího pásma jsou pak vyvinuty žíly belanské. Tento výklad potvrzují neúspěšné práce starců (1, 2), jimiž chtěli nalézt pokračování Grünnerovy žíly. Výtoky termálních vod pak nutno vidět v souvislosti s tektonickým pásmem žíly Grünnerovy.

Rozdrcení výplně Grünnerovy žíly svědčí o opakování pohybu po tektonickém pásmu, v němž je žíla vyvinuta, i po ukončení procesu vzniku rud. Tyto postmetalogenní tektonické pohyby a jimi vzniklé drcení žilné výplně ovlivnily hydrogeologický charakter žiloviny a podmínily oběh podzemních vod.

Drcení žilné výplně nesporně pokračuje směrně i úklonně a je analogické i v posud nevyřízených partiích žiloviny. Z žiloviny byl naražen pod úrovní XII. obzoru i vývěr teplé minerální vody, který plně potvrzuje oběh podzemních vod v drcené žilné výplni.

Podle studia Bergfesta (2, 3) a pečlivého porovnávání výpovědí starých havířů bylo ověřeno, že přítok teplé minerální vody byl prvně naražen při nafárání žiloviny čelbou šachetního překopu na II. hlubokém patře. Přítok byl údajně malý. Vydatný přítok teplé minerální vody byl později naražen při nafárání žiloviny na III. patře a později i na IV. a V. patře. Ve vodních jímkách na V. patře léčili si prý staří havíři kloubní choroby. Podle těchto údajů stoupla při naražení přítoků novými hlubokými patry vždy o něco jejich teplota a vydatnost a zakrátko ustaly vývěry na vyšších patrech. Tak na příklad v období 1918—1938 zanikly úplně přítoky na II. a III. patře a analogicky se po zatopení V. patra zvětšila vydatnost přítoku na IV. patře. Obdobně bylo pozorováno, že hlavní přítoky teplé minerální vody postupovaly na jednotlivých patrech s čelbou, a to od místa naražení (šachetní překop) směrem k SV. Po rozmrsku Grünnerovy žíly v tzv. Hlavní a Podložní žílu byly přítoky teplé minerální vody vázány na Podložní žílu. Tato okolnost je zvláště důležitá, neboť tato žíla se stáčí (ve skutečnosti jde o vikaraci, neboť proces vzniku rud se soustředil na Podložní žílu, zatím co na Hlavní žíle zvolna vyzněl) do směru tektonického pásma, na němž byly zjištěny jaspisové polohy svědčící o vývěru minerálních pramenů s obsahem SiO_2, a po němž se předpokládá výstup čediče Kalvárie. Zvodnění tektonického pásma Grünnerovy žíly souvisí se zvodnělým tektonickým pásmem vikarujícího směru.

Kromě popsaného přítoku teplé minerální vody byly zjištěny i výtoky chladnějších vod ze žiloviny.

d) *Přítoky důlních vod*

Jsou v revíru Františkovy šachty rozloženy velmi nepravidelně. Všechny přístupné úseky vysokých pater až do úrovně Voznické dědičné štoly profáral autor v r. 1952 a nezjistil žádné přítoky vod. Také počvy byly většinou suché a jen místy byla v r. 1956 zjištěna malá kvanta zadržených stagnujících důlních vod. Také Voznická dědičná štola (XII. obzor) je kromě náraží bez přítoků.

Přítoky důlních vod ze žiloviny na hlubokých patrech Františkovy šachty jsou malé, přecházejí ze žiloviny a místa výtoků jsou charakterisována výkvěty druhotných síranů a limonitů, někdy i vápencovými krápníčky. Vzhledem ke značné teplotě důlních větrů dochází u většiny přítoků k pomalému odpařování, takže

většina výkvětů a krápníčků je živá a pouze výjimečně nacházíme kaluže bezodtokových vod při počvě.

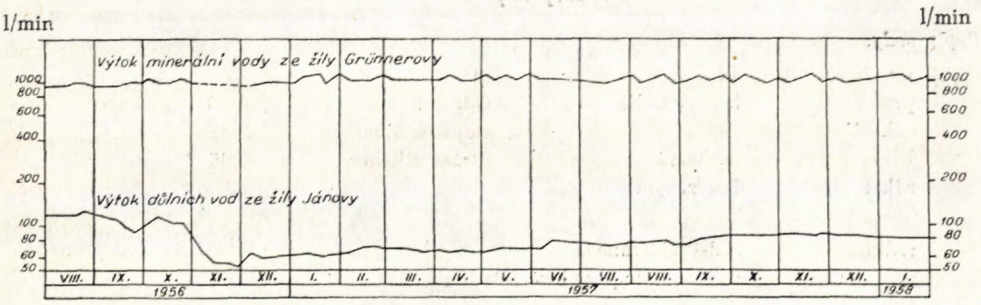
Jediný větší přítok přichází v blízkosti Mária šachty a z jejího šachetního prostoru. Je to prostá podzemní voda, chladná, a přitéká do šachty a jejího okolí pravděpodobně z nevelké vzdálenosti od ohlubně z pokryvných útvarů.

Vydatné přítoky jsou vázány jen na IV. hluboké patro Františkovy šachty. Do důlních prací přicházejí z tohoto patra dva typy přítoků důlních vod:

a) přítok z JZ sledných od Mária šachty a přítoky ze SV sledné Hlavní žíly Grünnerovy. Jsou vázány na žilovinu a jsou nesoustředěné. Jejich vydatnost je malá a teplota se pohybuje od 19° C (výtok na sledné od Mária šachty) do 24° C (výtok na sledné z Hlavní žíly Grünnerovy);

b) přítoky ze sledné na Grünnerově Podložní žíle v SV poli žíly jsou vázány na čelby dvou sledných a na překop, z kterého je ražena druhá sledná na Podložní žíle. Jde o přítoky teplé minerální vody, která má při čelbách teplotu 48 až 48,5 °C.

Úhrnná vydatnost přítoků teplých minerálních vod ze severovýchodního pole Grünnerovy žíly byla sledována od srpna 1956 do prosince 1957. Měření bylo prováděno v dřevěném žlabu, kterým odtéká voda po počvě IV. hlubokého obzoru k vodní jímce, a to sledováním dráhy plováku za čas stopkami. Při výpočtu byl použit opravný koeficient na povrchovou rychlost vody k = 0,78. Získané hod-



Obr. 2. Výtoky vod ze žíly Grünnerovy a Jánovy.

noty byly vyneseny graficky na obr. 2. V grafu (obr. 2) je vynesena za totéž období křivka vydatnosti výtoku z žíly Jánovy na XII. obzoru, měřena stejnou metodou.

Z výsledků měření lze prokázat samostatnost režimu teplých minerálních vod na žíle Grünnerově a jeho nezávislost na vzdušných srážkách. V grafu jsou zřetelná maxima zvýšení přítoku po vydatných srážkách, které byly zaznamenány v říjnu 1956 a v únoru, v červnu a v srpnu 1957. Stejně zřetelná jsou i minima v období sněhového krytu v zimě 1956—1957 a klesající tendence v prosinci 1957. Retardace výtoku ze žíly Jánovy naopak prokazuje, že jde o mělčí režim podzemních vod, který je závislý na vzdušných srážkách.

Teploty důlních vod v okolí šachty Mária a z Hlavní žíly Grünnerovy (19 až 24 °C) svědčí (ve vztahu ke střední roční teplotě 8 °C) o obvyklé teplotě důlních vod v hloubce důlního rozfárání. Obě hodnoty je třeba vidět jako mezní hodnoty, takže střední hodnota je v plném souladu s předpokládanou teplotou vody v hloubce podle geometrického stupně. Mezní hodnoty možno u těchto nesoustředěných přítoků vysvětlit ochlazením vody v blízkosti šachty Mária a naproti tomu proteplením vody důlními větry v blízkosti vývěrů teplých minerálních vod.

Teplota minerální vody obnáší 48 až 48,5 °C a při stejné střední roční teplotě a analogickém geometrickém stupni nasvědčuje tvoření minerální vody v hloubce okolo 800—1000 m. Rovněž teplotní měření potvrzuje stabilitu hlubokého režimu teplé minerální vody.

Ze dvou dříve popsaných výtoků teplé minerální vody byly odebrány dva vzorky, které byly podrobeny chemické analyse. Výsledky kompletní analysy jsou následující:

Č. vzorku a lokalisace: 24850 Františkova šachta, výtok z čelby, první sledná Podložní Grünnerovy žíly

Popis vody:

množství	14 l	pH	6,7
pach	bez zápachu	Odparek sušený	1748 mg/l
vzhled	čirá	Odparek žíhaný	1542
barva	bezbarvá	Ztráta žíháním	206
zákal	bez zákalu		
sedlina	slabá žlutohnědá		
zvl. znak	voda obsahuje vylouč. $CaCO_3$		

Kationty:	mg/l	mval
$Ca^{\cdot\cdot}$	221	11,04
$Mg^{\cdot\cdot}$	43	3,53
$Na^{\cdot}$	195	8,57
$K^{\cdot}$	54	1,38
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	2,6	0,29
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	0,2	0,01
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,4	0,02
$Cu^{\cdot\cdot}$	0,2	0,01
$Zn^{\cdot\cdot}$	0,25	0,01
$Pb^{\cdot\cdot}$	0,25	0,01
$Cr^{\cdot\cdot\cdot}$	st	0,00
	Celkem	24,87

Anionty:

Cl'	14	0,41
SO_4''	842	17,52
HCO_3'	438	7,18
NO_3'	do 1 mg	—
Celkem		25,11
SiO_2	18	

Tvrdost: přechodná 20,1 °něm.
stálá 20,7
Celková 40,8 ° něm.

Analysoval J. Dempír (4).

Č. vzorku a lokalisace: 24851 Františkova šachta, výtok na překopu na Podložní Grünnerovu žílu

Popis vody:

množství	16 l	pH	6,9
pach	bez zápachu	Odparek sušený	1742 mg/l
vzhled	čirá	Odparek žíhaný	1515
barva	bezbarvá	Ztráta žíháním	227
zákal	bez zákalu		
sedlina	malá rezavě hnědá		
zvl. znak	voda obsahuje vylouč. $CaCO_3$		

Kationty:	mg/l	mval
Ca''	234	11,69
Mg''	52	4,27
Na'	148	6,44
K'	16	0,41
Al'''	2,9	0,32
Fe'''	0,4	0,01
Mn''	0,5	0,02
Cu''	st	0,00
Zn''	1,4	0,04
Pb''	st	0,00
Cr'''	st	0,00
Celkem		23,20

Anionty:

Cl'	14,5	0,41
SO_4''	779	16,21
HCO_3'	405	6,63
NO_3'	do 1 mg	—
Celkem		23,25
SiO_2	7	

Tvrdost: Přechodná 18,6 °něm.
stálá 26,1
Celková 44,7 °něm.

Analysoval J. Dempír (4).

Vzorky podrobené analyse byly určeny podle klasifikace V. Veselého (17) jako *sulfaticko-zemité teplé minerální vody.*

Stálost chemického složení budiž porovnána s analysou V. Veselého (6).

Č. vzorku a lokalisace: BŠ 1, Banská Štiavnica, pramen ve Františkově šachtě

Kationty:		mg/l	mval
	$Ca^{\cdot\cdot}$	246,3	12,0387
	$Mg^{\cdot\cdot}$	49,28	4,0409
	$Na^{\cdot}$	263,1	11,3133
	$K^{\cdot}$	17,39	0,5565
	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	1,13	0,0395
	$Mn^{\cdot\cdot}$	0,26	0,0093
	$Li^{\cdot}$	1,39	0,1902
	Celkem		28,1884
Anionty:			
	Cl'	15,77	0,4416
	SO_4''	773,2	16,0806
	HCO_3'	728,2	11,9424
	NO_3'	+	—
	Celkem		28,0846
	H_2SiO_3	37,0	
	CO_2 volný	+	

Analysoval V. Veselý (6).

Podle doložené analysy možno konstatovati úbytek mineralizace zdroje v aniontu HCO'_3.

Vzhledem k chemismu vývěrů byly dále sledovány vývěry obdobných minerálních vod v širším okolí Banské Štiavnice a bylo přihlédnuto zejména k analysám minerálních vod ze Sklených Teplic a Vyhní. Obě analysy uvádíme v dalším:

Č. vzorku a lokalisace: NB 3, Sklené Teplice, pramen Josef.

Kationty:		mg/l	mval
	$Ca^{\cdot\cdot}$	602,3	30,0548
	$Mg^{\cdot\cdot}$	127,3	10,4641
	$Na^{\cdot}$	11,0	0,3131
	$Fe^{\cdot\cdot}$	0,9	0,0328
	$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	0,3	0,0322
	Celkem		40,8970
Anionty:			
	Cl'	8,9	0,2509
	SO_4''	1868,7	38,8689
	HCO_3'	53,4	1,7782
	Celkem		40,8980
	H_2SiO_3	13,0	

Analysoval J. Tomašovský (6).

Č. vzorku a lokalisace: NB 1, Vyhně, pramen Starý.

Kationty:	mg/l	mval
$Ca^{\cdot\cdot}$	190,4	9,52
$Mg^{\cdot\cdot}$	45,6	3,73
$Na^{\cdot}$	31,3	1,35
$K^{\cdot}$	25,9	0,66
$Fe^{\cdot\cdot}$	5,1	0,18
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,1	0,004
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	0,4	0,04
Celkem		15,484
Anionty:		
Cl'	2,2	0,06
SO_4''	273,0	5,67
HCO_3'	542,9	8,90
SiO_3''	33,5	0,87
Celkem		15,50
CO_2 volný	325,1	

Analysoval S. Stankoviansky (6).

Analysa pramene Jozef ze Sklených Teplic prokazuje, že jde o minerální vodu *sulfatického typu*, analysa pramene z Vyhní, že jde o minerální vodu *zemitého typu*. Při srovnání s analysami vývěru minerální vody z revíru Františkovy šachty třeba vyloučiti spojitost se Sklenými Teplicemi, neboť metamorfosa minerální vody provázená úbytkem aniontu SO_4'' je téměř vyloučena. Metamorfosa zemité minerální vody na vodu sulfaticko-zemitého typu je sice možná, vzhledem k odlehlosti, geologické stavbě a průběhu tektonických pásem, lze ji však považovat za nepravděpodobnou.

Při dalším průzkumu byla proto věnována pozornost chemickému složení výtoku z dědičné štoly belanské, o níž jest dle starých archivních dokladů známo (1), že byla zastavena v dolomitických vápencích pro značný přítok vody. Tyto vápence nevycházejí na den a představují patrně analogickou tektonickou kru jako dolomitické vápence v revíru Ferdinandovy dědičné štoly (11).

Výsledek kompletní chemické analysy je následující:

Č. vzorku a lokalisace: 27553 Výtok z Belanské dědičné štoly

Popis vody:

množství	10 l	Odparek sušený	507,0 mg/l
pach	bez zápachu	Odparek žíhaný	412,0
vzhled	čirá	Ztráta žíháním	95,0
barva	bezbarvá		
zákal	bez zákalu		
sedlina	bez ssedliny		
pH	7,0		

Kationty:		mg/l	mval
	$Ca^{\cdot\cdot}$	88,2	4,41
	$Mg^{\cdot\cdot}$	28,9	2,37
	$Na^{\cdot}$	10,8	0,47
	$K^{\cdot}$	1,0	0,03
	$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	1,75	—
	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	0,25	—
	$Mn^{\cdot\cdot}$	0,32	—
	$Cu^{\cdot\cdot}$	0,04	—
	$Zn^{\cdot\cdot}$	0,11	—
	$Pb^{\cdot\cdot}$	0,04	—
	Celkem		7,28
Anionty:			
	Cl'	7,7	0,22
	SO_4''	229,1	4,77
	HCO_3'	144,0	2,36
	NO_3'	st	—
	Celkem		7,35
	SiO_2	5,8	

Tvrdosti: přechodná 6,6 °něm.
stálá 12,4
celková 19,0 °něm.

Analysoval J. Dempír (4).

Z výsledků analysy je patrné, že jde o vodu středně mineralisovanou analogického typu jako v revíru Františkovy šachty. Jedinou odchylku doznává relativně vyšší obsah $Mg^{\cdot\cdot}$. Při hlubinném oběhu jsou zde předpoklady zvětšujícího se výluhu a stoupající mineralisace provázené metamorfosou až na minerální vodu typu Františkovy šachty.

V dalším byla věnována pozornost výtokům chladných důlních vod v okolí šachty Mária a z Hlavní Grünnerovy žíly na IV. hlubokém patře. J. Dempír (4) provedl zkrácené analysy, z nichž je patrné, že jde v obou případech o středně mineralisované vody s vyšším obsahem SO_4''. Hodnota pH se pohybuje u obou vzorků v rozmezí 6,7—6,9.

Dále byly provedeny J. Dempírem (4) dvě zkrácené analysy nesoustředěných drobných výtoků důlních vod ze žiloviny na III. a IV. hlubokém patře. V obou případech šlo o vody silně mineralisované, z nichž se vylučují druhotné sírany, limonity a vápenec. Jeden ze vzorků měl extremní obsah SO_4'' 218.500 mg/l, druhý obvyklý obsah přes 3.000 mg/l. Hodnota pH se pohybovala v rozmezí 3,1 až 3,4. V obou vzorcích byla zjištěna přítomnost volné H_2SO_4 a aniont HCO_3' nebyl proto přítomen. V kationtové části převládalo $Fe^{\cdot\cdot}$, v mnohem nižším podílu $Mn^{\cdot\cdot}$.

Puklinové vody v horninách skalního podkladu i průlinové vody v pokryvných útvarech jsou ve vzájemné hydrologické spojitosti. Puklinové i průlinové podzemní vody jsou napájeny z přirozené územní retence vsakem srážkových vod. Infiltrace je střední a odpovídá průměrně střední až malé propustnosti pokryvných útvarů.

Přítoky důlních vod, které vznikají drenážním účinkem žíly Jánovy na síť puklin při jejím průběhu, jeví výraznou retardaci na atmosferické srážky a plně potvrzují spojitost puklinových a průlinových vod a jejich infiltraci. Infiltrační oblast tvoří bezprostředně pokryvný útvar na skalním podkladu.

Při výchoze pásma Grünnerovy žíly bylo zjištěno boční vcezování do koryta Štiavničky. Tento boční vcez je podmíněn zejména dobrou propustností nejvyšších partií žíly při výchoze na den a drainováním horizontů průlinových podzemních vod v pokryvných útvarech. Vzhledem k popsanému hydrogeologickému charakteru Grünnerovy žíly neovlivňuje tento odvodňovací účinek žiloviny ražení hornických prací. Vlastní žíla Grünnerova má odlišnou propustnost vlivem zatmelení podpovrchového pásma.

Z žiloviny na IV. hlubokém patře vytéká teplá minerální voda typu sulfatickozemité minerální vody. Střední setrvalá vydatnost podle pozorování delších jednoho roku se pohybuje okolo 1000 l/min, teplota kolísá v rozmezí 48—48,5 °C. V souhlase se silnou mineralisací, stálou a značnou vydatností, jakož i teplotou lze soudit, že režim minerální vody je hluboký a stálý. Podle geotermického stupně lze odhadnouti hloubku tvoření na 800—1000 m pod úrovní terénu. Podle hydrochemického výzkumu předpokládáme, že jde o metamorfní minerální vodu, která má před sestupem do pásma tvoření mineralisaci analogickou výtoku z belanské dědičné štoly. Podle geologických poměrů revíru Františkovy šachty, průběhu tektonických pásem a jejich vikarace klademe do přímé spojitosti vývěry minerální vody v revíru Františkovy šachty s vývěry zjištěnými v okolí Kalvárie a s nemetamorfovanou podzemní vodou směsného typu z andesitů i dolimitických vápenců z revíru belanské dědičné štoly. Pásmo žíly Grünnerovy, kalvárský zlom směru h 23 — h 0 a pásmo žil belanských klademe do jednoto tektonického vikarujícího systému, který měl výrazný vliv na tvorbu tektonických vkleslin belanské a štiavnické. Vzhledem k jeho strukturnímu a hloubkovému dosahu třeba předpokládat, že tektonické pásmo tohoto rozsahu je dobře zvodnělé, zasahuje do větších hloubek a má všechny podmínky pro tvorbu minerální vody. Výstupnou větev tvoří pásmo Grünnerovy žíly, při čemž jsou vývěry soustředěny na Podložní žílu. Podle nadmořských výšek ústí belanské dědičné štoly a IV. hlubokého obzoru Františkovy šachty je hydraulický spád okolo 400 m. Hluboký režim vývěru teplé minerální vody potvrzuje i nezávislost vývěru na vzdušných srážkách. Infiltrační oblast vývěru klademe do okolí severně od Banské Belé. Při infil-

traci dochází k napájení nádrže podzemních vod kry dolomitických vápenců v revíru dědičné štoly belanské, při sestupu do hloubky se zvyšuje mineralisace a dochází k metamorfose pravé podzemní puklinové vody ve vodu minerální.

Závěr

Revír Františkovy šachty se nachází v jihozápadní části štiavnického rudního obvodu. Terén v okolí Františkovy šachty leží v nadmořské výšce mezi 500—600 m a zvolna se svažuje k jihu. Území je odvodňováno Štiavničkou a náleží do povodí Ipole. Roční úhrn ovzdušných srážek je 823 mm, stř. roční teplota 8 °C.

Hlavní žilou revíru Františkovy šachty je žíla Grünnerova, vyvinutá v propylitisovaných andesitech. Její generální směr je h 3, úklon 70—80° k jihovýchodu. Nejvýznamnější odžilek je vyvinut v severním poli a stáčí se do směru h 23 — h 0 při analogickém úklonu.

V pokryvných útvarech nacházejí se lokálně drobné obzory průlinových podzemních vod, které jsou v hydrologické spojitosti s puklinovými podzemními vodami ve skalním podkladu. Hydrologicky nejvýznačnější je vlastní žilné pásmo, které je výborně propustné při výchoze na den a v hloubce. V podpovrchové partii je zatmeleno jílovitými komponentami z žiloviny, z bočních hornin a z rozložených starých zakládek. Při výchoze na den obohacuje se tok Štiavničky boční infiltrací z tohoto pásma cca o 500 l/min.

Na hlubokých patrech byl při ražení hornických prací nafárán vydatný přítok teplé minerální vody. Teplota vody je 48—48,5 °C, vydatnost okolo 1000 l/min, podle celkové mineralisace jde o *sulfaticko-zemitou* minerální vodu. Vydatnost není závislá na ovzdušných srážkách, což je v souhlase s teplotou, dle níž je možno klást pásmo tvoření minerální vody do hloubky 800—1000 m. Byla věnována pozornost spojitosti s vývěry minerálních vod ve Sklených Teplicích a ve Vyhních; lze však předpokládat na základě výkladu geologicko-tektonické stavby a hydrochemie zřídel, že naznačené spojitosti jsou málo pravděpodobné. Vzhledem k předpokládanému průběhu tektonického pásma Grünnerovy žíly do oblasti Banské Belé lze však infiltrační povodí klást do oblasti vápencové kry dědičné štoly belanské. Také podle výsledků chemických analys lze soudit, že minerální voda naražená v revíru Františkovy šachty je *metamorfovanou pravou puklinovou podzemní vodou* komplexu andesitů a dolomitických vápenců z oblasti severně od Banské Belé.

Podzemní vody obíhající po vlastní žilné výplni mají vysoké obsahy SO_4'', hodnoty pH kolísají v rozmezí 3,1—3,4 a vzhledem k obsahu volné H_2SO_4 neobsahují podíl aniontu HCO_3'. Jejich korozivní účinky na železnou důlní výztuž a výstroj jsou značné.

Ústav pro výzkum rud,
Praha

LITERATÚRA

[1] Bergfest A., 1954: Banská Štiavnica I. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [2] Bergfest A., 1955: Banská Štiavnica IV. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [3] Bergfest A., Ústní informace o postupu důlních prací v revíru Františkovy šachty. — [4] Dempír J., 1955—1957: Rozbory důlních vod. Výzkumné středisko Ústředního ústavu geologického Kutná Hora. — [5] Fiala Fr., 1937: Geologický posudek o terénu mezi šachtami František a Jeroným v Banské Štiavnici... Rukopis. — [6] Hensel J. — Igumnová A. — Němejc J. — Novák J., 1951: Balneografia Slovenska. SAVU, Bratislava. — [7] Hydrotechnická data. Hydrometeorologický ústav Bratislava 1956. — [8] Kis — Kisvarsányi: Rozbor thermální vody ze šachty František. Archivní materiály. Budapest. — [9] Klimatická data. Hydrometeorologický ústav Bratislava 1956. — [10] Klír St., 1957: Předběžná zpráva o hydrogeologických poměrech revíru Františkovy šachty a o stavu Voznické dědičné štoly v Banské Štiavnici. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [11] Klír St., 1956: Hydrogeologie revíru Ferdinandovy dědičné štoly v Banské Štiavnici. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [12] Klír St., 1958: Základní hydrogeologický výzkum rudného ložiska. Věstník ÚÚG, roč. XXXIII. — [13] Klír St. — Zeman J., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG, roč. XXX. — [14] Měření vydatnosti přítoků důlních vod. Rudné baně, n. p. Banská Štiavnica. — [15] Szabó J., 1891: Die Bewegungen auf den Schemnitzer Erzgängen in geologischer Beziehung. Földtani Közlöny. — [16] Szabó J. — Geszel S. — Czech L., 1883: A selmeczi bányavidék ércztelér vonulatai. Budapest. — [17] Veselý V., 1949: Chemické složení minerálních vod a zásady jejich rozborů. Almanach lázní Praha. — [18] Zeman J., 1953: Předběžná zpráva o geologickém mapování v Štiavnicko-kremnickém Rudohoří, v severovýchodním okolí Banské Štiavnice. ZSRP, n. p.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DES REVIERS DES FRANTIŠEK-SCHACHTES IN BANSKÁ ŠTIAVNICA

Das Revier des František-Schachtes befindet sich im südwestlichen Teil des Erzdistriktes von Banská Štiavnica. Das Terrain in der Umgebung des František-Schachtes liegt 500—600 m über dem Meeresspiegel und fällt allmählich gegen Süden. Das Gebiet wird durch die Štiavnička entwässert und gehört dem Einzugsgebiet des Flusses Ipel an. Die jährlichen atmosphärischen Niederschläge betragen 823 m, die mittlere Jahrestemperatur 8 °C.

Der Hauptgang des Reviers des František-Schachtes ist der Grünner-Gang, der in propylitisierten Andesiten entwickelt ist. Sein Generalstreichen ist h 3 bei einem Fallen von 70—80° gegen SO. Der bedeutungsvollste Nebengang (Apophyse) ist im nördlichen Feld entwickelt und biegt sich in ein h 23 — h 0 Streichen um, bei einem analogen Fallen.

In der Überdeckung befinden sich lokal kleine Horizonte von unterirdischen Sickerwässern, die im hydrologischen Zusammenhang mit den unterirdischen Kluftwässern auf der felsigen Unterlage stehen. Hydrologisch ist der sowohl in den Ausbissen, als auch in der Tiefe ausgezeichnet durchlässige eigentliche Gangzug am bedeutendsten. In der oberflächennahen Partie ist er durch tonige Komponenten aus der Gangart, den Nebengesteinen und zersetzten alten Füllungen der versetzten Gänge verkittet. Beim Ausbiss wird der Strom des Štiavnička-Baches durch die Infiltration aus diesem Zuge um cca 50 l/min. bereichert.

Auf den tiefen Horizonten ist man bei den Bergarbeiten auf einen ausgiebigen Zufluss von warmen Mineralwasser gestossen. Die Temperatur des Wassers beträgt 48—48,5 °C, die Ausgiebig-

keit gegen 1000 l/min., der Gesamtmineralisation nach handelt es sich um ein sulfatisch-erdiges Mineralwasser. Die Ausgiebigkeit hängt von den atmosphärischen Niederschlägen nicht ab, was im Einklange mit der Temperatur ist, nach welcher man die Bildungszone des Mineralwassers in einer Tiefe von 800—1000 m voraussetzen kann. Es wurde die Aufmerksamkeit dem Zusammenhange mit den Mineralquellen im Bad Sklené Teplice und Vyhne gewidmet, man kann jedoch voraussetzen, dass auf Grund des geologisch-tektonischen Baues und der Hydrochemie der Mineralquellen die angedeuteten Zusammenhänge wenig wahrscheinlich sind. Mit Rücksicht auf den vorausgesetzten Verlauf der tektonischen Zone des Grünner-Ganges in das Gebiet von Banská Belá kann man jedoch das Infiltrationseinzugsgebiet in die Umgebung der Kalksteinscholle des Erbstollens, von Belá legen. Man kann auch den Ergebnissen der chemischen Analysen nach voraussetzen, dass das Mineralwasser im Revier des František-Schachtes ein metamorphiertes, unterirdisches, echtes Kluftwasser des Komplexes der Andesite und der dolomitischen Kalke aus dem Gebiet nördlich von Banská Belá darstellt.

Die auf der eigentlichen Gangfüllung zirkulierenden Untergrundwässer besitzen hohe SO_4''-Gehalte, die pH-Werte schwanken zwischen 3,1—3,4 und mit Rücksicht auf den Gehalt an freier H_2SO_4 enthalten sie keinen Anteil des Anions HCO_3'. Ihre Korrosionswirkungen auf die eisernen Bestandteile der Grubenzimmerung sind beträchtlich.

Anstalt für die Erzforschung,
Praha

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

IVAN KRYSTEK

PŘÍSPĚVEK K PETROGRAFII KVARTÉRNÍCH VULKANICKÝCH POPELŮ VORONĚŽSKÉ OBLASTI SSSR

(Ruské resumé)

V r. 1957 byly mi pracovníkem Odd. pro diluvium Moravského musea v Brně K. Valochem předány k petrografickému zpracování vzorky vulkanických popelů ze čtyř lokalit v oblasti Voroněže. Tyto vzorky byly K. Valochovi zaslány A. N. Rogačevem z I. I. M. K. v Leningradě, který je vedoucím archeologických výzkumů v Kostienkách, s žádostí o zprostředkování petrografického rozboru.

Vulkanické popely ve Voroněžské oblasti jsou známé od r. 1928, kdy je Dubjanskij našel poprve v pleistocenních terasových sedimentech Donu v okolí *Duvanky*. Tentýž autor našel r. 1933 čtvrtohorní vulkanický popel v pánvi řeky Oskola blízko vesnice *Ternjanky* a *Ternovo* v Kurské oblasti a r. 1934 v pánvi řeky Chopru mezi městy *Borisoglebskem* a *Balášovem* rovněž v kvartérních sedimentech. Chemická a mineralogická analysa byla provedena pouze z popela *Duvanky*. Provedl ji Lodočnikov (1935), který uveřejnil též hypothesy o místních vulkanických zdrojích a zařadil popely k trachytovým lávám. Lučickij (1939) vyvrátil příslušnost popela *Duvanky* k trachytovým lávám a přiřadil ho k typu rhyolitovému až rhyodacitovému, při čemž uvažoval transport těchto popelů z kavkazských kvartérních vulkánů, vzdálených asi 1000 km. Kromě zmíněných čtvrtohorních popelů našel Dubjanskij (1940) ve Voroněžské oblasti popely související s mnohem starším jergeninským souvrstvím. R. 1941 M. N. Griščenko píše o vulkanickém popelu, který našel I. I. Sisojevij u vesnice *Uriv*, 12 km jižně od *Voroněže*. Jde o 0,50 m mocnou čočku v kvartérních nadmorénových sedimentech, 1,75 m nad povrchem základní risské morény; podle autora je pravděpodobně spodnowürmský. Podle údajů téhož autora našel Leonov jižně od vesnice *Uriv* ve vesnici *Děvica* nevelký proplástek vulkanického popela v kvartérních sedimentech, tvořících 18 m terasu Donu. Nové naleziště kvartérního popela na řece Donu blíže stanice *Donská Něgačevka* popsal D. M. Koněnkov (1946). Tyto nálezy shrnul N. N. Karlov (1957), který

soudí (v případě Koněnkova nálezu), že se jedná o popel přemístěný vzdušnými proudy z kavkazského centra, který se uložil na dně nehlubokého občasného vodojemu, při jehož vysychání popelovité uloženiny rozpukaly a trhliny se zaplnily sprašovým materiálem. Dubjanskij (1939) považuje popely v kvartérních sedimentech Voroněžské, Kurské a Tambovské oblasti většinou za přemístěné.

Podle sdělení K. Valocha byly v této zprávě zpracované vzorky získány z proplástků ve sprašových sedimentech. Jejich přesné stáří nebylo dosud určeno, předběžně byl uvažován riss-würm, případně würm.

*

K předkládanému petrografickému zpracování byly dány vulkanické popely z lokalit *Kostienky, Rudkino,* cihelna *Děvica* a *Markina Gora.* Všechny čtyři vzorky jsou nezpevnělé, sypké jemnozrnné sedimenty, barvy šedě hnědavé až popelavé, na omak charakteristicky drsné. Ke zpracování bylo použito obvyklé sedimentárně-petrografické metodiky (Krystek, 1958), t. j. byly vypracovány granulometrické a kalcimetrické analysy a analysy těžkých a lehkých minerálů, dále byly zjištěny fysikální vlastnosti, objemová váha, mineralogická hustota a porosita. Z popela lokality *Rudkino* byla dále zhotovena kompletní silikátová analysa a analysa rentgenografická.

Granulometrické analysy vulkanických popelů prováděné běžnými metodami, vedou často k nesprávným výsledkům. U plavicích metod (Kopeckého přístroj a pod.) je na závadu nízká specifická váha vulkanického skla, způsobující, že se do jemnějších kategorií dostávají i větší, lehké úlomky z kategorií hrubších. Protáhlé tvary úlomků vulkanického skla způsobují podobnou chybu i u analys sítových. Podobnými chybami byly zatíženy pravděpodobně i výsledky granulometrických analys uváděných Karlovem (lit. 2.), který udává, pravděpodobně podle Lodočnikova, pro popel *Duvanky,* že 91 % částic patří frakci menší než 0,01 mm. Metodiku granulometrií neuvádí. V našem případě bylo upuštěno od plavicí metody Kopeckého a byla dána přednost metodě sítové i za tu cenu, že bylo získáno méně hodnot, takže nebylo možno ani po doplnění suspensační metodou (pro získání fysikálního jílu velikosti pod 0,002 mm) vynášet věrohodné granulometrické křivky a počítat granulometrické koeficienty.

Získaná data jsou obsažena v tabulce.

Lokality jsou uvedeny v pořadí: 1 *Kostienky,* 2 — *Rudkino,* 3 — cihelna *Děvica,* 4 — *Markina Gora.*

Frakce mm	1	2	3	4
+0,50	0,1	0,2	1,2	0,03
0,50—0,25	1,2	0,3	10,8	0,19
0,25—0,10	4,7	5,6	5,4	6,23
0,10—0,06	38,5	33,4	42,3	18,69
—0,06	55,5	60,5	40,3	74,86
	100,0	100,0	100,0	100,00

Z uvedené tabulky je zřejmé, že výsledky jsou značně odlišné od analysy uváděné Karlovem. Vcelku můžeme všechny 4 vzorky charakterizovat jako aleurity, s průměrnou střední velikostí zrna okolo 0,06 mm. Obsahy fysikálního jílu velikosti pod 0,002 mm jsou poměrně velmi malé. U vzorku z lokality *Kostienky* bylo zjištěno fysikálního jílu 2,71 %, u vzorku z lokality *Děvica* 2,59 a u vzorku z lokality *Rudkino* 2,71 %.

Kalcimetrické analysy. Množství $CaCO_3$ zjišťované volumetrickou metodou v uvedených vzorcích silně kolísá:

Rudkino	0,4 %	$CaCO_3$,
Kostienky	16,49 %	„
Markina Gora	12,0 %	„
Cihelna Děvica	1,0 %	„

Poměrně vysoké hodnoty obsahu $CaCO_3$ z lokalit *Kostienky* a *Markina Gora* je nutno patrně vysvětlit buďto větší sprašovou příměsí, nebo obohacením $CaCO_3$ z nadložních sprašových horizontů.

Analysy těžkých a lehkých minerálů byly u lokalit *Rudkino*, *Kostienky* a *Děvica* provedeny ze dvou frakcí, a to 0,25—0,50 mm a 0,05—0,25 mm. Ze vzorku z lokality *Markina Gora* byla provedena analysa pouze z frakce 0,05—0,25 mm; výsledky jsou uvedeny v následujících tabulkách.

Analysy lehkých minerálů:

Frakce 0,05—0,25 mm:	*Rudkino*	*Kostienky*	*Markina Gora*	*Děvica*
vulk. sklo	54,1	36,7	12,8	89,7
agregáty skla	43,8	34,2	62,4	
křemen	2,1	4,6	4,5	3,6
živec			1,8	
kalcitic. hrudky		24,5	18,5	6,7

Frakce 0,25—0,50 mm:	*Rudkino*	*Kostienky*	*Děvica*
vulk. sklo	6,7	0,4	—
křemen zaoblený	28,6	22,1	82,7
křemen angulární	2,2	2,1	1,7
živec	—	0,4	2,2
vápnité hrudky	55,9	75,0	7,2
jílovité hrudky	6,2	—	6,2
biotit	0,4	—	

Analysy těžkých minerálů:

Frakce 0,05—0,25 mm:	*Rudkino*	*Kostienky*	*Markina Gora*	*Děvica*
granát	7,6	8,1	24,2	3,7
zirkon	50,0	43,3	6,9	26,0
apatit	3,9	18,9	13,8	29,5
rutil	7,6	8,1	1,7	3,7
disthen	19,2		10,4	7,4
titanit	3,9			
turmalin	3,9	2,7	6,9	
sillimanit			1,7	
epidot	3,9			
augit		18,9	17,2	29,7
amfibol			17,2	
	100,0	100,0	100,0	100,0
magnetit	20,5		6,9	5,7
ilmenit	27,1	30,3	17,4	30,2
hematit	3,5			
goethit	5,0	22,7	8,1	5,7
pyrit				3,0

Frakce 0,25—0,50 mm:	*Rudkino*	*Kostienky*	*Děvica*
granát		+	
augit	+		
amfibol			+
glaukonit	+		
biotit	+	+	
magnetit	+		
goethit	+		

Údaje v tabulkách jsou v procentech, při čemž u těžkých minerálů procenta rud jsou počítána z celkové těžké frakce, ostatní minerály pouze z množství vlastních těžkých minerálů.

Charakteristika složek

V u l k a n i c k é s k l o hraje největší roli ve všech čtyřech zpracovávaných vzorcích. Jeho velikost je silně kolísavá — od 0,45 do 0,05 mm. Typy, které byly nalezeny, jsou charakteristické pro kyselá skla, a svým charakterem odpovídají typům popisovaným L u č i c k ý m z vesnice *Duvanka.* Jsou jednak ostrohranné, jednak rozeklané žebrovité vláknité s póry, nebo bez nich. Index lomu byl zjištěn immersní metodou v rozmezí 1,5062—1,4841. Tyto hodnoty jsou o něco nižší než jaké uvádí L u č i c k i j (lit. 4) z vesnice *Duvanka* (1,516 až 1,520).

K ř e m e n se vyskytuje ve dvou formách. Jednak je dokonale zaoblený a za-

kalený, jednak je ostrohranný, téměř čirý. Křemeny odpovídající β-křemenu vulk. původu nebyly nalezeny.

Živec se vyskytuje v nepatrném procentu a je vždy více méně kaolinisován. V našem případě nebyl blíže určován, Lučickij podle Lodočnikova uvádí, že v popelu z vesnice *Duvanka* byly zjištěny plagioklasy blízké k No 60 a 54, k nimž přistupují ostrohranná zrna labrador-bytownitu No 80, dále oligoklasu a sanidinu. O jejich původu není možno činit bližší závěry, sanidin by však naznačoval pravděpodobně na vulkanický původ.

Vápnité hrudky. Jsou to nepravidelné shluky vysráženého vločkovitého $CaCO_3$, jak je známe ze spraší. Snadno sa rozpouští ve zředěné HCl .

Jílovité hrudky. Tmavé, černé až černohnědé měkké hrudky snadno se roztírající, jílovitého materiálu, zbarveného oxydy železa, případně manganu, jsou v lehké frakci poměrně časté.

Granát se vyskytuje v těžké frakci v drobných zrnech světle růžové barvy. Je vždy ostrohranný. Pochází nepochybně ze starších hornin blízkého okolí, ze kterých byl do vulkanického popela převát, nebo přeplaven.

Zirkon. Jeho množství silně kolísá, na lokalitě *Rudkino* tvoří 50 % těžké frakce 0,05—0,25 mm. Je téměř vždy idiomorfní, málokdy se slabými stopami mechanického opracování. Barva je bělavá nebo růžová, inkluse nejsou příliš hojné. Jeho původ podle analogií může být zčásti vulkanický.

Apatit je další poměrně hojnou složkou těžké frakce. Vyskytuje se v částečně drobných idiomorfních protáhlých krystalcích s typickým nízkým indexem lomu (vzhledem k acetylentetrabromidu), zčásti v mírně opracovaných drobných úlomcích. Podobně jako zirkon, může být snad i apatit částečně vulkanického původu.

Rutil, disthen, titanit, sillimanit a epidot jsou minerály patřící s jistotou k nevulkanické složce zpracovávaných sedimentů, z nich pouze disthen se vyskytuje ve větším množství. Na všech těchto minerálech jsou zřejmé větší nebo menší stopy mechanického opracování.

Vulkanického původu mohou být minerály augit a amfibol. Augit se vyskytuje jednak nazelenalý, velmi slabě pleochroický, v zelených tónech, se zhášením c/γ kolem 50°. Jde asi o diopsidaugit. Tento minerál se vyskytuje ve velikosti kolem 0,10 mm. Čistý augit je řidší, hnědý, se silnějším pleochroismem v hnědých tónech, s úhlem zhášení c/γ 48°. Velikost zrn se pohybuje kolem 0,30 mm. Amfibol byl nalezen ve větším množství pouze ve vzorku z *Markiny Gory*. Je hnědý, často silně opacitisovaný, pleochroický v hnědých tónech, velikosti kolem 0,20 mm. Úhel zhášení c/γ mívá zpravidla kolem 20°.

Rudní minerály — *magnetit, ilmenit, hematit, pyrit a goethit* — nesou vesměs stopy mechanického opracování. Ilmenit bývá obklopen bělavým *leukoxenem.*

Chemická analysa byla zhotovena pouze ze vzorku z lokality *Rud-*

kino. Liší se, jak je vidět z následující tabulky, od průměrných hodnot uváděných Dubjanským (lit. 1).

	Rudkino %	Dubjanskij (lit. 1) %
SiO_2	56,42	71,80—70,04
Al_2O_3	16,78	14,34—12,52
Fe_2O_3	3,75	2,04— 1,19
FeO	—	nestanoveno
MgO	4,18	0,37— 0,18
CaO	3,64	1,04— 0,84
Na_2O	3,57	2,81— 1,29
K_2O	4,16	3,25— 2,13
TiO_2	0,57	—
Ztráta sušením	1,67	
ztráta žíháním	5,86	7,59— 6,03

Rozdíl v chemismu je dosti nápadný a — i když není možno vyvozovat z něho zvláštní závěry, poněvadž jde o vulkanický popel se značnou příměsí nevulkanické složky, transportovaný kromě toho pravděpodobně na velmi velké vzdálenosti, (proto také nebyly provedeny rozpočty) — zdá se, podle podstatně nižší hodnoty SiO_2 a vyšších hodnot Fe_2O_3, MgO a CaO, že se zde jedná o popel basičtějšího efusiva. Pozoruhodné je, že naopak u skla, pocházejícího ze zde zpracovaných vzorků, byl zjištěn nižší index lomu. O basičtějším charakteru vulkanických popelů, o kterých je referováno v této zprávě, svědčilo by též větší množství nalezených tmavých minerálů, augitu a amfibolu, pokud jsou tyto skutečně vulkanického původu. Z tmavých minerálů v popelu z lokality *Duvanka* a *Gorelki* je přítomen podle Lučického (lit. 4.) pouze *biotit*, pokud ovšem byla prováděna z popelů těchto lokalit podrobná mineralogická analysa, což z práce není jasné. O určitém rozdílu vulkanických popelů lokalit popisovaných v práci Lučického a v této práci svědčí též nálezy *glaukonitu* na lokalitách *Duvanka* a *Gorelki*, který byl nalezen v nepatrném množství v jediné lokalitě (*Rudkino*), z námi zpracovaných vzorků, a to jen ve frakci 0,25—0,50 mm.

Ze vzorku z lokality *Rudkino* byla vypracována z frakce pod 0,002 mm. rentgenologická analysa. Jednalo se o modifikovanou Wyckoffovu metodu a metodu pro průchod. Bylo použito vnitřního standartu NaCl; záření Cu K α, filtrované Ni — folií, napětí na lampě 35 kW, anodový proud 28 miliamp., exposice 180 min., vyvolávání 5 min. ve vývojce *Agfa* 30, film *Agfa*. U metody pro průchod bylo použito ethylenglykolu. Analysu vypracoval J. Přikryl.

Vyhodnocení bylo provedeno semikvantitativně a bylo zjištěno, že vzorek obsahuje 60—80 % *montmorillonitu* a 10—20 % *illitu*.

Fysikální vlastnosti

Hodnoty stanovené J. Uhmanem jsou obsaženy v následující tabulce:

	objemová váha	mineralogická hustota	porosita %
Kostienky	1,096	2,423	54,7
Rudkino	1,036	2,458	57,8
Cihelna Děvica	1,018	2,648	61,6

Mineralogická hustota je charakteristická svými poměrně nízkými hodnotami pro kyselý vulkanický materiál, bohatý vulkanickým sklem. Zajímavé jsou vysoké hodnoty porosity, které přesahují hodnoty běžných, nezpevněných sedimentů, např. spraší (hodnoty porosity ve spraších se pohybují mezi 30—40 %), a také hodnoty naměřené u diageneticky zpevněných sklovitých kyselých tufitů (kolem 40 %).

Závěr

Závěrem je možno uvést, že u všech čtyř zpracovávaných vzorků jde o *vulkanické popely* (název vulkanický popel přísluší vulkanogenním sedimentům nezpevněným, tufit — tuf sedimentům zpevněným) s příměsí nevulkanické složky, které se liší chemicky i mineralogicky od popelů popisovaných Dubjanským, Lučickým a dalšími autory, z širšího okolí Voroněže. Dá se předpokládat, že patří k basičtějšímu vulkanismu, než popely popisované těmito autory. Z materiálu není možno soudit, zda jde o vulkanický materiál převátý, nebo snad i přeplavený ze starších popelových uloženin, minerály nevulkanického původu nesou však stopy eolického transportu.

LITERATURA

[1] Dubjanskij A. A.: Vulkaničeskije peply Jergeninskoj tolšči. Trudy Voroněžskogo Gos. Univers., T. XI, Vyp. 5, 1939. — [2] Karlov N. N.: K istorii izučenija vulkaničeskich peplov evropskoj časti SSSR. Bjull. Mosk. Obšč. Isp. prir., Otd. Geol., T. XXXII, Vyp. 2, 1957. — [3] Krystek I.: Použití sedimentárně-petrografických metod při výzkumu tufitických sedimentů. Geol. práce, Zoš. 54. Bratislava, 1958. — [4] Lučickij V. I.: Vulkaničeskije peply Voronežskoj oblasti. Trudy Voroněžskogo Gos. Univers., T. XI, Vyp. 5, 1939. — Další literatura shrnuta v práci Karlova (1957).

ИВАН КРЫСТЕК

ПЕТРОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕПЛА ИЗ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ СССР

Автор дает петрографические характеристики четырех образцов вулканического пепла Воронежской области из коллекции А. Н. Рогачева, И. И. М. К. в Ленинграде, которые ему были переданы К. Валохом.

Четвертичные вулканические пеплы из Воронежской области известны от 1928 года и изучались целым рядом авторов. В настоящей работе исследованы три новые местонахождения: Костенка, Рудкино и Маркина Гора, а кроме того один образец из уже известного в литературе местонахождения Девица

При иследовании образцов были произведены следующие работы: гранулометрические анализы, кальциметричнские анализы, анализы тяжелых и легких минералов, определены физические свойства образцов, а у образца из местонахождения Рудкино кроме того еще и полный силикатовый и рентгенологический анализы. На основании сетевых гранулометрических анализов все четыре образца можно отнести к алевритам. Содержание $CaCO_3$ изменчивое, веровятно, в зависимости от количества подмешанного лесса, в котором вулканический пепел образует просдойки.

В легкой фракции был обнаружен перевес в содержании кислого стекла, бета—кварц обнаружен не был. В тяжелой фракции, кроме явно невулканических минералов как гранат, дистен турмалин, силиманит и эпидот находитсия еще авгит и роговая обманка, которые могли бы происходит из вулканической части, также как и часть циркона и апатита. Из глинистых минералов был определен рентгенологическим анализом монтмориллонит (60 %—80 %) и илит (10 %—20 %). Минералогическая плотность колеблется в границах низких величин, типичных для вулканического матерьяла с большим содержанием вулканического стекла (между 2,648—2,423), пористость достигает больших величин (между 54,7 %—61,6 %), превышающих величины обычные для лесса (около 40 %) и у отвердевших туффитов с большим содержанием кислого стекла (также 40 %). Химический анализ дал результат несколько отличающийся от средних величин приводимых Дубянским (лит. 1). Хотя мы здесь имеем дело с вулканическим пеплом с значительной примесью невулканических элементов, очевидно перемещенным на большое растояние, что исключает возможность делать подробные заключения, кажется, что, на основании существенно пониженных величин SiO_2 и сусщественно повышенных величин Fe_2O_3, MgO и CaO, этот пепел относится к основным эффузивным породам. В соответствии с этим в некоторых исследонванных образцах наблюдается значительное содержание авгита и роговой обманки и наоборот противоречивыми являются низкие величины индекса преломления у вулканического стекла. (1,5062—1,4841.) По олразцам нельзя определить имеем лм мы дело с вулканическим матерялом перенесенным ветром или переплавленным из более древних отложений пепла. Минералы невулканического происхождения несут следы эолового транспорта.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 18

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave 1960
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal Maheľ, doktor geologicko-mineralogických vied

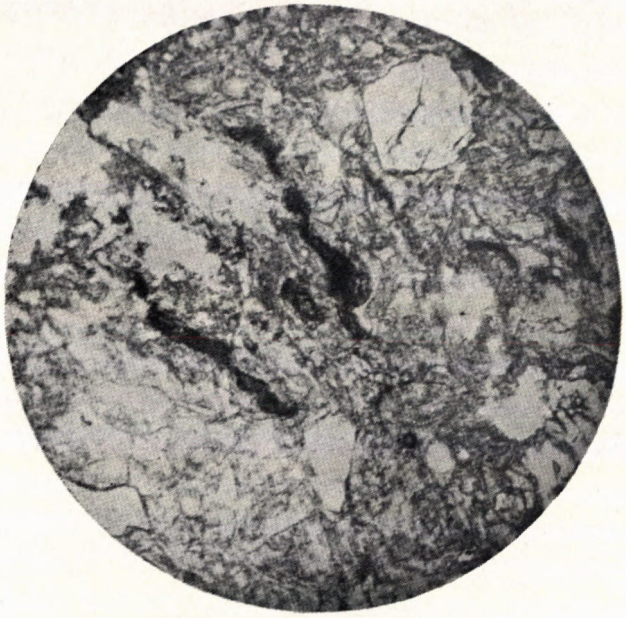
Technický redaktor Jozef Bielik

301-03. Daň 5 %. 25056/59-VO. P. č. 753. Náklad 1000 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. PH 8,01, AH 13,98, VH 14,36. Vytlačila PRAVDA, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, zo sadzby garmond Kolektív

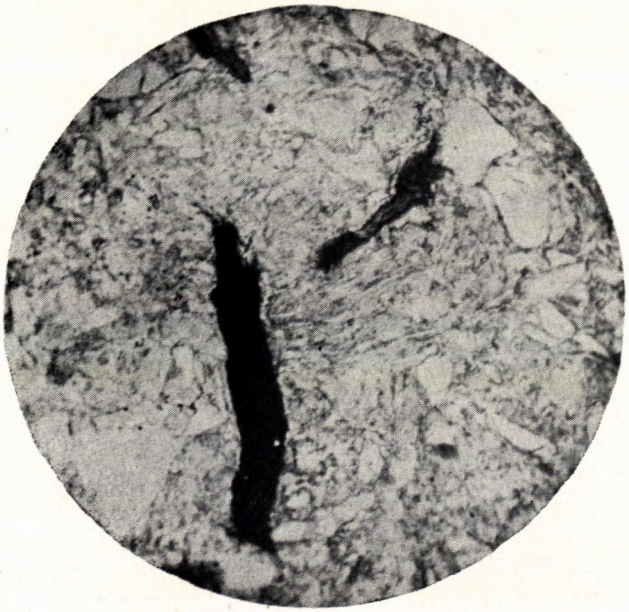
Cena brož. Kčs 16,80
56/III-3
K 03*01010

PRÍLOHY

Tabuľky I—X.

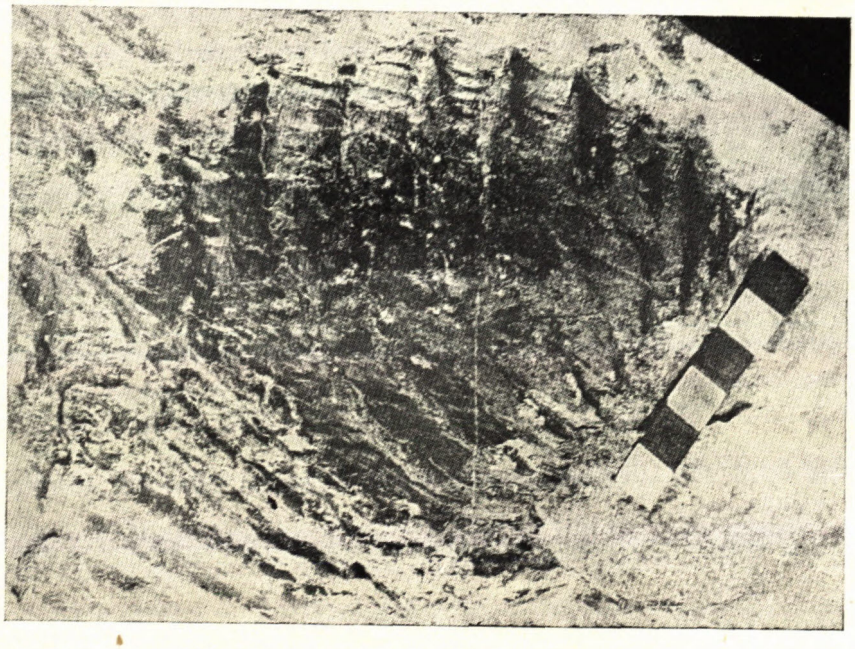


Obr. 1. Mikrosnímka ryolitového tufitu; q = kremeň; b = biotit; p = plagioklas. Kryštaloklasty sú uložené v slabo zakaolinizovanom skle. Názorne vidno subparalelné usporiadanie a tektonické „zvlnenie" biotitov. Nikoly II; zväčšené asi 20×.



Obr. 2. Všesmerná štruktúra ryolitového tufitu tmavé — biotit; svetlé — plagioklas; sivé — sklo. Nikoly II; zväčšené asi 25×.

Obr. 1. *Inoceramus balticus* Böhm, z Novej Sedlice, (inocerámová krieda dukelsko-užockých vrás).



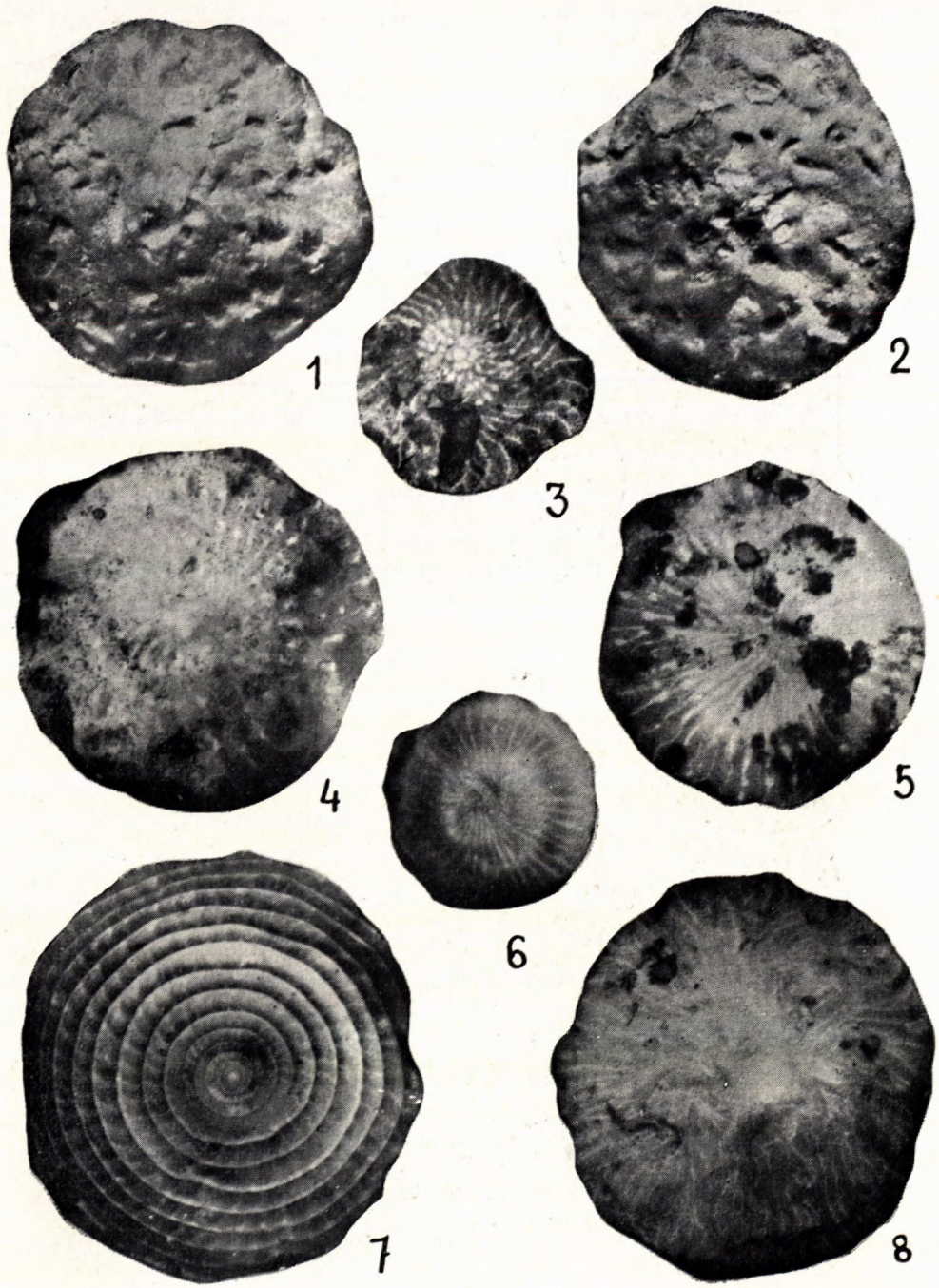
Obr. 2. *Inoceramus mülleri* Petraschek, z Novej Sedlice (inocerámová krieda dukelsko-užockých vrás).

Obr. 1. Typický odkryv v piesčito-pieskovcovom súvrství (šat-akvitán). Šošovky a nesúvislé polohy pevnejších pieskovcov vyčnievajú na odkryve ako odolnejší element.

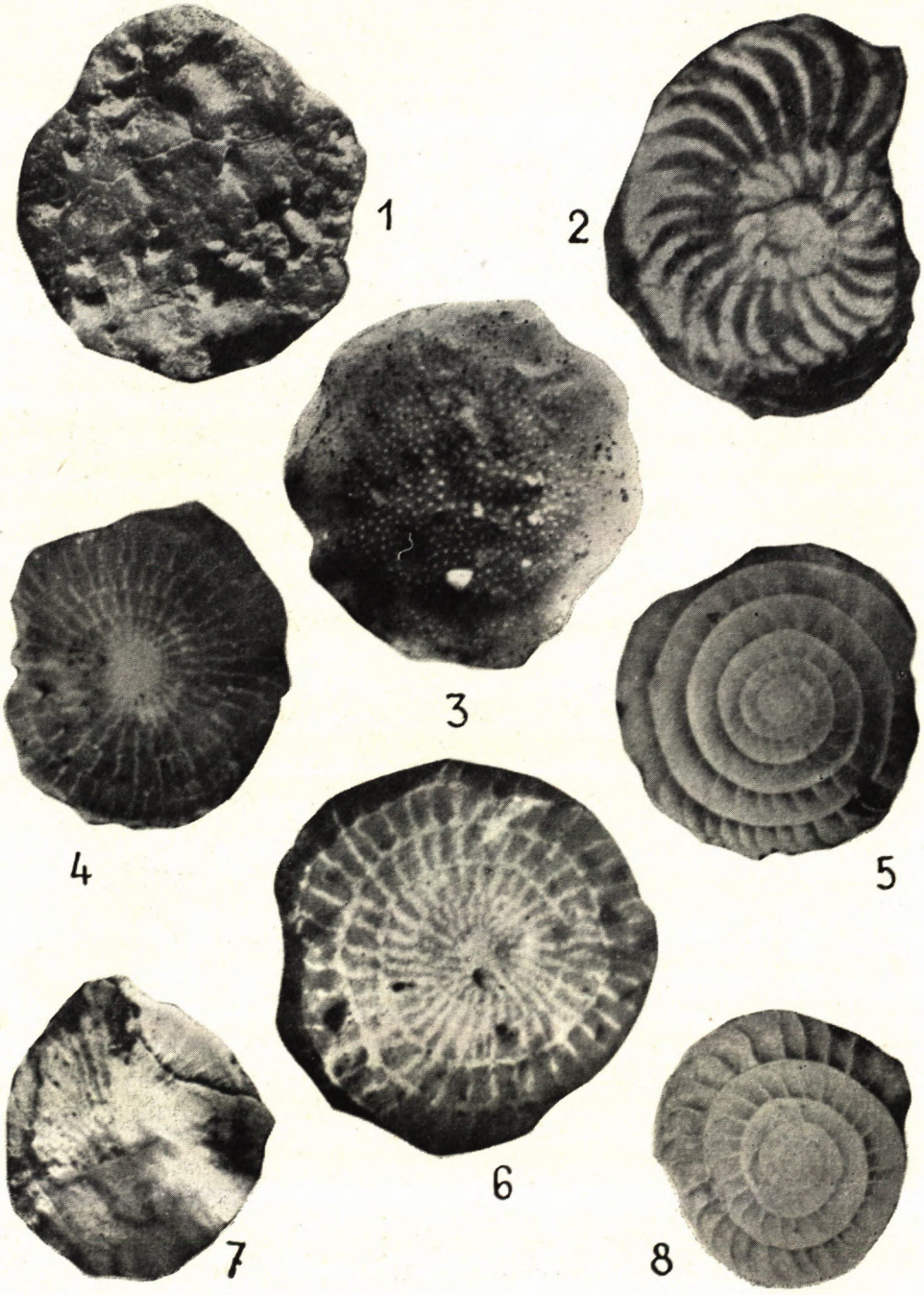
Obr. 2. Odkryv v tufitickom pieskovci s glaukonitom (spodný burdigal). Pieskovec je výrazne krížovo zvrstvený a sú v ňom pevné horizonty, ktoré na odkryve vyčnievajú ako lavice.

Obr. 1. Západne od Kostolnej Byšty prirodzený odkryv v čadičových pyroklastikách, ktoré sú nevýrazne zvrstvené.

Obr. 2. Lom na východnom okraji obce Tachty. Vľavo hore masívne, dolu zvrstvené čadičové pyroklastiká; vpravo dislokačná plocha tvorená pieskami a pieskovcami, vyhladená poklesom pyroklastík.

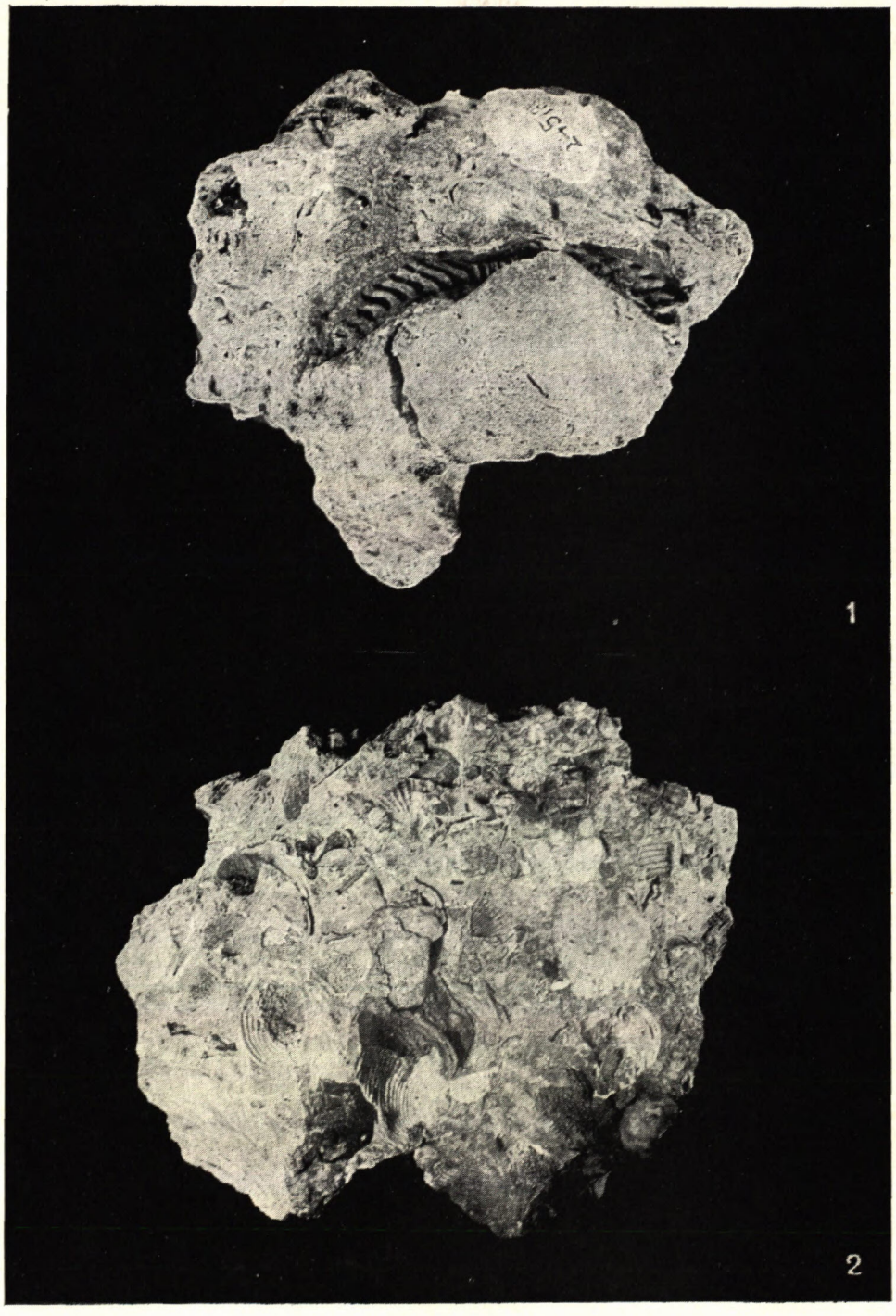


Vysvetlivky pozri na str. 139.

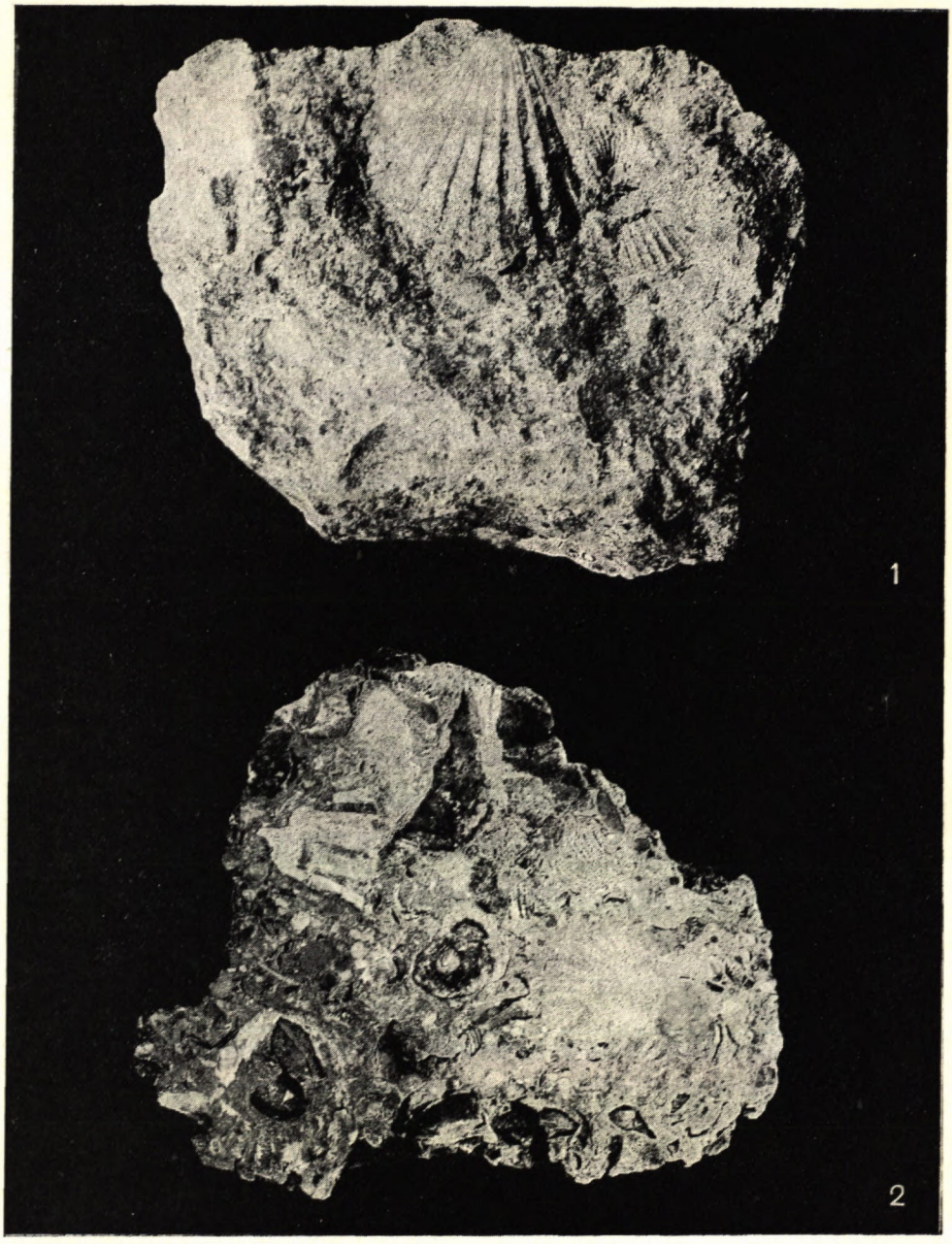


Vysvetlivky pozri na str. 139.

1
2


1
2

1
2


1
2