1 B 19 a
40
40

GEOLOGICKÉ PRÁCE

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA

ZPRÁVY 4

1955

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

(Do 13. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská Dolina.)

Zošit 1. Výročná zpráva ŠGÚ za rok 1940.
„ 2. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska (Gelnica, Dubník) I.
„ 3. Komárek: Podtatranské minerálne vody. I. Mofety a minerálne vody pri Slovenskej Vsi.
„ 4. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. II. (Merník).
„ 5. Komárek: Podtatranské minerálne vody. II. Minerálne pramene pri Výbornej, Toporci, Vyšných Ružbachoch, Forbasoch a Starom Smokovci.
„ 6. Čechovič: Ložiská mangánových rúd Slovenska. Geológia a genéza mangánových ložísk.
„ 7. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. III. (Malachovo, Ban. Štiavnica, Kremnica, Vernár).
„ 8. Andrusov: Výskyty prírodných živíc na Slovensku. I, II.
„ 9. Ivan: Výskyty travertínov na Slovensku.
„ 10. Andrusov-Kuthan: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina.
„ 11. Efremov: O chemickej konštitúcii niektorých hydrosilikátov.
„ 12. Efremov: Zákon rovnováhy hmôt a jeho význam pri nerastotvorných pochodoch.
„ 13. Andrusov: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
„ 14. Maheľ: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny.
„ 15. Lukniš: Poznámky ku geomorfológii beckovskej Brány a priľahlých území.
„ 16. Katyk-Kuthan: Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944. Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1945.
„ 17. Sborník pri príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
„ 18. Maheľ: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
„ 19. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Piešťany — Slovensko.
„ 20. Andrusov: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku do r. 1946 a v rokoch predošlých.
„ 21. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Senec — Slovensko.
„ 22. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Trnava — Slovensko.
„ 23. Seneš: Geologické štúdie terciéru už. Slovenska.
„ 24. Alloiteau: Koraly eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku.
„ 25. Andrusov: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky.
„ 26. Zorkovský: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
„ 27. Maheľ: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
„ 28. Kolbenhayer: O prácach s Nörgaardovým gravimetrom TNK 379 v rokoch 1948—49.
„ 29. Cambel: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch.
„ 30. Ilavský-Červeňová: Geologické štúdie na západnom svahu Veľkej Fatry.
„ 31. Seneš: Štúdium o akvitánskom stupni.
„ 32. Ivan-Maheľ: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny.
„ 33. Čechovič: Geológia Juhoslovenskej uhoľnej panvy.
„ 34. Andrusov: Études géol. de la Zone des Klippes internes des Karpates Occidentales.
„ 35. Lešku: Geológia vonkajšieho flyšu medzi Laborcom a Cirochou.
„ 36. Cambel: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát.
Krist: Karbónske zlepence bindt-rudňanského vývoja severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 4

1955

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1B19a

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

106/1956

JOZEF ŠVAGROVSKÝ

GEOLOGICKÉ POMERY JUHOVÝCHODNEJ ČASTI KOŠICKEJ KOTLINY

(Tab. I, II, ruské a nemecké resumé)

Krátky obsah. Košická kotlina predstavuje rozsiahlu depresiu, ktorá sa začína na severnom okolí Prešova a odtiaľ smeruje priamo na juh do juhovýchodnej oblasti Košíc. Na juhu sa silne rozširuje a na západ siaha až k Moldave. Celá táto depresia je v podstatnej miere vyplnená neogénnymi uloženinami, ale na jej okrajoch nachádzame aj iné geologické útvary, ktoré sem zasahujú svojimi výbežkami z iných orografických celkov. V severnej časti Košickej kotliny, najmä na jej západnom okraji, zasahuje do nej paleogén Šarišskej vrchoviny vo flyšovom vývoji oniečo južnejšie na okolí Drienovskej Novej Vsi vystupujú dolomity a kremence východných výbežkov Čiernej hory a na okolí Tepličian a Ťahanoviec pozorujeme aj žuly a ruly východných výbežkov Slovenského Rudohoria. Menší odkryv v kryštalických bridliciach sa nachádza aj na južnom okraji Košíc. V juhozápadnej časti Košická kotlina styka sa s Juhoslovenským krasom. Pozdĺž celého východného okraja Košickú kotlinu obmedzujú mladotreťohorné vyvreliny Prešovsko-tokajských hôr.

Predmetom môjho štúdia je juhovýchodná časť Košickej kotliny. Študované územie je na východe ohraničené úpätím vulkanického masívu Drahov, južnejšie súvisí s Ruskovským sedlom, odtiaľ prechádza po úpätí masívu Hradova (730) do okolia Rákoša. Južnejšie sa tiahne po západných úpätiach vulkanických masívov Beržeň (815), Červený vrch (427), Lysá (526), Domáška (486) a Szurok (640). Južné obmedzenie tvorí československo-maďarská štátna hranica v oblasti rozkladajúcej sa na juh od Trsteného pri Hornáde. Severné obmedzenie študovanej oblasti prebieha pozdĺž severného okraja topografického listu Slanec (4567/1) od východného okolia Klečenova do západného okolia Ďurďošíka. Západná hranica sa tiahne po pravej strane rieky Olšavy od západného okolia Ďurďošíka až k obci Nižný Čaj. Tu sa stáča na juhozápad smerom k Nižnej Myšli a odtiaľ údolím Hornádu cez obec Ždaňa smeruje k Trstenému pri Hornáde, kde sa dotýka štátnych hraníc.

Prehľad doterajších výskumov

V starších geologických prácach nachádzame o našom území určité zmienky, ktoré sa zaoberajú jednotlivými lokalitami, alebo podávajú prehľadnú geologickú stavbu časti územia. Stratigrafické postavenie vrstiev v týchto starších prácach nebolo prevedené na základe skamenelín, preto nie je dosť podrobné a odôvodnené. Takéto zmienky o našej oblasti nachádzame vo Wolfovej práci (1869), ktorý z okolia Ždane a Nižnej Myšle uvádza ílovité a piesčité vrstvy, v ktorých sa nachádzajú zvyšky morských mäkkýšov, ako sú ním uvedené druhy *Cerithium rubiginosum* a *Cardium plicatum*. Na základe týchto zvyškov porovnáva uvedené vrstvy z okolia Ždane a Nižnej Myšle s podobnými vrstvami Viedenskej panvy a

zadeľuje ich ku kongériovým vrstvám. Hauer na prehľadnej mape Rakúsko-Uhorska (1871) v našom území rozlišuje vrstvy morského pôvodu (marine Schichten), trachyt a trachytový tuf. Vulkanické horniny Prešovsko-tokajských hôr študovali Doelter (1874), Roth (1884) a Szádeczky (1889). Všetky tieto práce, pochádzajúce z minulého storočia, sú prehľadné a o podrobnej stratigrafii nás neinformujú. Podrobnejšie opisy určitých úsekov z priľahlej oblasti nachádzame v práci Čechoviča (1940), ktorý medzi Novým Mestom a Slancom našiel v piesčitých vrstvách zvyšky fauny, na základe ktorých mohol správne stanoviť vek týchto vrstiev za sarmatský. Z nášho územia sarmatské vrstvy podrobne opisuje Kőrössy (1940), ktorý z okolia Ždane a Skároša uvádza aj množstvo fauny, na základe ktorej mohol vek vrstiev odôvodniť. Neskoršie rozšírenie sarmatských uložením bolo dokázané aj v iných oblastiach východného Slovenska (Švagrovský, 1952, Seneš, 1953, Gašparík, 1954). Priľahlé oblasti, rozkladajúce sa na maďarskom štátnom území, po geologickej i petrografickej stránke podrobne preskúmali Schréter (1936, 1941, 1947) a Liffa (1943, 1953). Mikropaleontologické analýzy a rozbory sedimentárno-petrografické z niekoľkých lokalít, ktoré sa nachádzajú na našom území, vykonali Slavíková a Slavík (1954). Výsledky ich prác prispeli k objasneniu stratigrafie aj paleogeografie určitých úsekov našej oblasti. Štúdiom mikrofauny sa zaoberala H. Bystrická a o jej bádania sa v tejto práci opieram.

MORFOLÓGIA TERÉNU

Prevažnú časť študovanej oblasti tvoria mäkké, rozpadavé usadené horniny miocénneho veku, ktoré ľahko podliehajú denudácii a erózii. Po vynorení tohto územia spod morskej hladiny, po regresii mora, ku ktorej došlo koncom miocénu, ostalo tu rovinaté územie, na východe ohraničené tvoriacim sa vulkanickým hrebeňom a miestami tektonicky porušené. Za suchozemského obdobia, ktoré bolo vo vrchnej časti mladších treťohôr a počas celých štvrtohôr, potoky a rieky, tečúce cez naše územie, rozbrázdili pôvodnú planinu a hlboko sa zaerodovali do svojho podložia. Potoky, najmä na východnej strane študovanej oblasti, stekajú z hôr, preto majú prudký spád, čo spôsobovalo silné rozrušovanie pomerne mäkkých sedimentov na úpätiach horských masívov. Výsledkom eróznej činnosti bola mierne zvlnená pahorkatina, ktorá sa rozkladá pozdĺž celého západného úpätia strednej a južnej časti Prešovsko-tokajských hôr. Na východnej strane študovanej oblasti sa tiahne vulkanická reťaz horského charakteru. V severovýchodnej časti, ktorá prilieha k našej oblasti, je to vulkanická skupina Drahova, ktorá sa skladá z viacerých ekvivalentov andezitových hornín. Na severnej strane táto vulkanická skupina je obmedzená Drahovským priesmykom. Tu medzi vyvrelé horniny hlboko zasahuje územie vybudované z neogénnych sedimentov a z andezitových tufov, prípadne tufitov. Je to územie rozložené na

okolí obce Klečenov. Južný okraj vulkanickej skupiny Drahov obmedzuje Ruskovské sedlo, ktoré predstavuje morfologickú depresiu, vyplnenú usadenými horninami. Aj samotné sedlo je hlboko rozbrázdené viacerými potokmi, ktoré stekajú čiastočne zo severu, teda zo skupiny Drahova, ale čiastočne aj z juhu, z masívu Hradova (730). Samotný masív Hradova tvorí morfologicky izolovaný celok, pretože od vulkanickej skupiny Drahova, ako aj od južnejšej, andezitovo-ryolitovej skupiny Veľkej Milice, Malej Milice a Kőszalu je oddelený Slánskym sedlom, vyplneným sedimentami. Slánske sedlo predstavuje úzky pruh, vytvárajúci depresiu severozápad-juhovýchodného smeru, asi uprostred stáčajúcu sa k východu a tiahnúcu sa z východného okolia obce Rákoš do západného okolia Slanca.

Mierne zvlnenú pahorkatinu vytvára aj západná časť našej oblasti, ktorá je vybudovaná zo sedimentárnych hornín a čiastočne z andezitových tufitov. Tieto mäkké usadeniny sú rozbrázdené hlbokými jarkami, tečúcimi západovýchodným smerom.

Stredom študovaného územia preteká rieka Olšava, odvodňujúca skoro celú oblasť až na časť, ktorá sa rozkladá na juh od Nižnej Myšle, kde všetky potoky z ľavej strany priberá rieka Hornád, kam vyúsťuje aj Olšava.

Rozsiahlejšie roviny sa nachádzajú len v južnej časti Košickej kotliny, ktoré však neboli predmetom môjho terajšieho geologického bádania, pretože so študovaným územím len susedia. Od rozsiahlych nížin južnej časti Košickej kotliny pozdĺž rieky Hornádu vybieha rovinatý pruh do okolia Nižnej Myšle. Rozsiahlejšia rovina sa rozkladá po obidvoch stranách rieky Olšavy, pozdĺž ktorej vybieha ďaleko na sever až do západného okolia Bidoviec. Maximálna šírka tejto roviny severojužného smeru sa rozkladá na sever od čiary spojujúcej Olšoviany a Ďurkov v miestach, kde sa Svinický potok vlieva do Olšavy. Jej šírka tu dosahuje 1,5 až 2 km. Menšia rovina sa nachádza ešte v údolí Svinického potoka a jej maximálna šírka je na juhozápad od Svinice, kde sa pohybuje od 200—300 m. Roviny v údoliach riek v prevažnej miere vypĺňajú aluviálne náplavy, ktoré zastupujú preplavené hliny, piesky, prípadne štrky, vyvinuté najmä v korytách potokov a riek.

Prehľadne môžeme uviesť, že na študovanom území sa nachádzajú tieto morfologické celky:

1. Horská sústava — vulkanické masívy, prevažne andezitové, vystupujúce na východnej strane študovanej oblasti.

2. Sedlá, oddeľujúce vulkanické masívy Drahov a Hradová—Ruskovské sedlo, masív Hradova od vulkanickej skupiny Veľkej a Malej Milice a masívu Kőszal oddeľuje Slanské sedlo.

3. Pahorkatiny zložené z hornín sedimentárnych, z andezitových tufov a tufitov, ktoré sa rozkladajú pozdĺž úpätí horských reťazí na východe študovanej oblasti a na západe pozdĺž pravej strany rieky Olšavy.

4. Roviny rozkladajúce sa v údoliach riek, najmä Hornádu a Olšavy.

GEOLOGICKÁ STAVBA TERÉNU

Prevažnú časť oblasti, ktorú som študoval po geologickej stránke, tvoria horniny sedimentárneho pôvodu, ktoré môžeme zadeliť v podstatnej miere do dvoch stupňov neogénu. Usadené horniny, ktoré by boli staršie ako neogén, v študovanej oblasti priamo na pôvodnom mieste na povrch nevystupujú. V menšej miere sú tu vyvinuté usadené horniny mladšie ako neogén, ktoré však tvoria len pokryvné útvary a môžeme ich zaradiť do štvrtohôr.

Mimo usadených hornín na stavbe študovaného územia sa zúčastňujú mladotreťohorné vyvreliny. Väčšinou sú to andezity rôzneho, od seba odlišného petrografického zloženia. Z týchto v našej oblasti pozorujeme vulkanické prúdy, ktoré sem zasahujú ako výbežky z horských masívov, podobne tu pozorujeme aj sopečné výmety. Často tu stretávame aj osamelé vypreparované sopúchy a prívodné kanály tvorené andezitmi, ktoré sú izolované od vulkanickej reťaze samotnej horskej sústavy Prešovsko-tokajských hôr.

Na rozsiahlej ploche nášho územia môžeme pozorovať horniny, ktoré vznikli za sopečnej činnosti vulkanickej reťaze, a to sú tufy a tufity. Kým z vyvrelých hornín v prebádanej oblasti nachádzame len andezity, medzi tufmi a tufitmi môžeme rozlíšiť andezitové, ako aj ryolitové.

STRATIGRAFICKÁ POSTUPNOSŤ SEDIMENTÁRNYCH HORNÍN

Z neogénnych hornín sedimentárneho pôvodu v našej oblasti najčastejšie nachádzame súvrstvia slienitých ílov, jemných pieskov, piesčitých ílov a v menšej miere sú tu zastúpené aj usadeniny hrubozrnnejšie, ako sú strednozrnné až hrubozrnné piesky, prípadne pieskovce viac-menej rozpadavé. V menšej miere sú tu vyvinuté lavice zlepencov, niekedy aj dosť pevných a na určitých plochách sa nachádzajú hrubozrnné-štrkovité uloženiny.

Vzhľadom na to, že podstatná časť sedimentov má charakter jemných, pelitických úložení, ako sú íly, prípadne slienité íly alebo piesčité íly, ktoré litologickou povahou sa od seba skoro neodlišujú, alebo len veľmi málo, ich stratigrafické začlenenie narážalo na značné ťažkosti. Na základe týchto charakteristických vlastností neogénnych uložení ich stratigrafické rozčlenenie muselo sa robiť len na základe obsahu organických zvyškov, či už ide o makrofaunu alebo mikroorganizmy, ktoré sa v jednotlivých súvrstviach vyskytujú. Avšak aj pri použití tejto jedine správnej metódy pri stanovovaní stratigrafického postavenia jednotlivých vrstiev objavovali sa ťažkosti, ktoré vyplývali z toho, že v určitých súvrstviach sa vyskytovali len ihlice silicispongií, ktoré o stratigrafickom postavení takýchto vrstiev nehovoria nič. Na druhej strane na území východného Slovenska, najmä v oblasti, ktorú som vyššie vymedzil, je vyvinutý tortón aj spodný sarmat vo vývoji morskom, avšak ako uloženiny mora so zníženou slanosťou morskej vody. V takých prípadoch sa stáva, že asociácia najmä foraminifer v obidvoch

súvrstviach rôzneho veku sa od seba neodlišuje, alebo len veľmi málo, takže ich rozdelenie je dosť nesnadné. Keď podobné súvrstvia obsahujú makrofaunu, potom ich stratigrafická poloha sa dá stanoviť bezpečnejšie, pretože spoločenstvá mäkkýšov v tortónskych uloženinách sa značne odlišujú od asociácií, ktoré pochádzajú zo spodného sarmatu.

V prípadoch, keď stratigrafické začlenenie niektorých vrstiev na základe organických zvyškov bolo sťažené z už uvedených dôvodov, opieral som sa o výsledky bádania sedimentárnej petrografie. V bežných prípadoch vychádzal som zo vzťahu medzi jednotlivými súvrstviami, t. j. sledoval som postavenie vrstiev s problematickou stratigrafickou polohou vzhľadom na vrstvy, ktorých vek mohol byť stanovený bezpečne na základe obsahu skamenelín. Pravda, pritom som mal na zreteli aj tektonické postavenie vrstiev. Zvlášť ťažké bolo stratigrafické začlenenie vrstiev sladkovodného pôvodu. Sladkovodné uloženiny neogénu našej oblasti v bežných prípadoch neobsahujú zvyšky fauny, alebo len veľmi zriedkavo, pritom však nachádzame v nich zle zachované schránky sladkovodných mäkkýšov. Takéto zvyšky síce bezpečne poukazujú na sladkovodný pôvod určitých súvrství, ale o ich veku nepodávajú bezpečné dôkazy. Podobné súvrstvia v našom teréne vystupujú najmä na okolí obcí Svinica, Klečenov, Ruskov a Ďurďošík.

Tortón

Najstaršie súvrstvia, ktoré vystupujú v mapovanom území priamo na povrch v prirodzených odkryvoch, môžeme začleniť do tortónu. Ich stratigrafická príslušnosť k tomuto stupňu miocénu vo všetkých prípadoch bola dokázaná len na základe asociácií foraminifer, pretože v bežných prípadoch v týchto tortónskych vrstvách našli sa pomerne dosť bohaté spoločenstvá mikrofauny. Makrofaunu, ktorá by poukazovala na tortónsky vek sedimentov morského pôvodu, v tejto oblasti až na nepatrné výnimky sa mi zatiaľ nepodarilo zistiť, hoci je veľmi pravdepodobné, že súvrstvia, ktoré obsahujú bohaté zvyšky foraminifer, môžu mať aj schránky morských mäkkýšov.

Súvrstvia tortónskych uložení, ktoré vystupujú v našej oblasti, dajú sa rozdeliť na základe organických zvyškov do niekoľkých pásem.

1. Usadeniny mora s normálnou slanosťou morskej vody, ktorého najcharakteristickejší znak spočíva v tom, že obsahuje pomerne bohaté a hojne zastúpené rôzne druhy bentóznych aj planktonických foraminifer.

2. Pásmo usadenín, ktoré obsahujú zvyšky organizmov, poukazujúcich na znížený obsah soli v morskej vode. V sedimentoch je zastúpený zmenšený počet rodov foraminifer a nachádzame medzi nimi len zástupcov takých rodov, ktoré obľubujú brakické vody.

3. Pásmo sedimentov, ktoré sa vyznačuje úplným chýbaním dobre zachovaných schránok foraminifer. Zvyšky týchto morských mikroorganizmov, ak sa v nich vyskytujú, sú zle zachované, poukazujúce na preplavenie. Z ostatných organických zvyškov sú tu hojne zastúpené ihlice silicispongií,

ktoré sa niekedy vyskytujú v značnom množstve a len ako jediné zvyšky organizmov. V ojedinelých prípadoch v tomto pásme môžeme pozorovať neúplné a poškodené schránky chudobnej sladkovodnej fauny. Tieto zvyšky poukazujú bezpečne na sladkovodný pôvod uvedených sedimentov.

Po litologickej stránke vo všetkých uvedených pásmach nachádzame rovnaký alebo len málo odlišný vývoj. Ide najmä o jemné pelitické uloženiny, v menšej miere o psamitické, takže tieto pásma môžeme od seba odlíšiť jedine na základe charakteru spoločenstva faun, ktoré sa v nich vyskytujú.

Pásmo usadenín mora s normálnou slanosťou morskej vody

Usadeniny tohto pásma na povrch vystupujú v západnej časti mapovaného územia, kde zatiaľ boli zistené len povrchovými výskumami, teda na prirodzených odkryvoch. Nachádzajú sa v údolí rieky Olšavy v oblasti, ktorá sa rozkladá medzi obcami Ďurďošík a Bidovce. Tu na pravej strane spomínanej rieky môžeme pozorovať nepatrný odkryv, ktorého okolie je porušené zosuvmi. Spomenutý odkryv je vo vzdialenosti asi 250 m na sever od mosta nad Olšavou, v miestach, kde je meander tejto rieky. Vystupujú tu šedohnedé, jemné, plastické slienité íly. Makrofauna v týchto jemných ílovitých uloženinách sa zatiaľ nenašla, zato tu zistili mikrofaunu, v ktorej sú zastúpené bentózne aj planktonické formy. Stanovili tu tieto druhy: *Globigerinoides triloba* (R s s.), *Globorotalia* ex gr. *scitula* (C u s h.), *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Bulimina elongata* d' O r b., *Globigerina bulloides* (d' Orb.), *Cibicides dutemplei* (d' O r b.), *Bolivina dilatata* R s s., *Nonion communis* (d' O r b.), *Elphidium crispum* (L.), *Cibicides boueanus* (d' O r b.), *Lagena* sp., *Cibicides ungerianus* (d' O r b.), *Virgulina schreibersii* C z., ostne ježoviek, ihlice húb a *Ostracoda.* (Všetky tu uvedené mikroorganizmy aj v ďalšom, určila H. B y s t r i c k á.) Asociácia foraminifer poukazuje na tortónsky vek uložení, a to na spodnotortónsky.

Podobné spoločenstvo mikroorganizmov sa zistilo aj v ďalšom odkryve, ktorý sa nachádza na juhovýchod od Ďurďošíka. Ide o umelý odkryv, ktorý predstavuje zárez cesty na pravej strane rieky Olšavy. Vystupujú tu šedozelené, svetlé, jemnopiesčité plastické slienité íly. Výplav týchto ílov poskytol pestré spoločenstvo foraminifer, medzi ktorými prevládajú planktonické formy, bentózne poukazujú na plytkovodné uloženiny. Asociáciu foraminifer z tohto odkryvu uvádza S l á v í k o v á (1954), (viď Homola—Slávíková 1954), ktorá tu zistila tieto druhy: *Cibicides dutemplei* (d' O r b.), *Bolivina nobilis* H a n t., *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Robulus simplex* (d' O r b.), *Uvigerina tenuistriata* R s s., *Pullenia bulloides* (d' O r b.), *Bulimina buchiana* (d' O r b.), *Nonion boueanus* (d' O r b.), *Eponides heidengeri* (d' O r b.), *Cibicides pseudoungerianus* (C u s h.), *C. lobatulus* (W. a J.), *C. boueanus* (d' O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Eponides umbonatus* (R s s.), *Cassidulina subglobosa* B r a d y, *Globorotalia scitula* (B r a d y), ostne ježoviek.

Ďalší prirodzený odkryv, ktorého mikrofauna poukazuje na tortónsky vek hornín, je na juhozápad od Ďurďošíka vo vzdialenosti asi 1500 m. Tu v koryte väčšinou suchého jarku, ktorý tečie na juhovýchod a vlieva sa z pravej strany do rieky Olšavy, priamo na sever od kóty 270 nachádza sa nie veľký odkryv, v ktorom vystupuje šedohnedý, jemne piesčitý íl. Medzi foraminiferami, pochádzajúcimi z tejto vzorky, rozlišujeme množstvo druhov s prevládaním planktonických foriem. Vyskytujú sa tu tieto druhy: *Bolivina dilatata* R s s., *B. scalprata miocenica* M a c f., *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *G.* sp., *Globorotalia scitula* (C u s h.), *Virgulina schreibersii* C z., *Cibicides lobatulus* (W. a J.), *C. pseudoungerianus* (C u s h.), *Gyroidina soldanii* (d' O r b.), *Spiroculina tenuis* C z., *Bulimina elongata* (d' O r b.), *Nodogerina adolphina* (d' O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium* sp., *Nonion communis* (d' O r b.), *Dentalina consobrina* d' O r b., *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Frondicularia* sp.

Druhá oblasť, kde usadeniny mora s normálnou slanosťou morskej vody vystupujú na povrch v prirodzených odkryvoch, rozkladá sa na západnom okraji obce Vyšný Čaj. Je tu niekoľko odkryvov, v ktorých sa nachádzajú žltohnedé, jemne ílovité piesky, predstavujúce jemnejšiu fáciu, kým hrubšiu tvoria žltkasté jemné piesky, s nepatrnou ílovitou prímesou. V týchto usadeninách sa vyskytuje pestrá asociácia foraminifer, v ktorej prevládajú bentózne druhy, avšak v podradnom množstve sú tu zastúpené aj planktonické druhy. Boli tu zistené tieto druhy: *Orbulina universa* d' O r b., *Globigerinoides triloba* (R s s.), *Bulimina elongata* (d' O r b.), *B. elegans* d' O r b., *B. inflata* S e g., *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Globorotalia* ex gr. *scitula* C u s h., *Ninion* cf. *granosum* (d' O r b.), *Bolivina dilatata* R s s., *Bolivina* cf. *antiqua* d' O r b., *Elphidium crispum* (L.), *Nonion communis* (d' O r b.) *Reussella spinulosa* (R s s.), *Dentalina consobrina* (d' O r b.), *Frondicularia* sp., *Cassidulina globosa* H a n t k., *Uvigerina pigmea* d' O r b., *Cibicides boueanus* (d' O r b.), *Cassidulina crassa* d' O r b., *Rotalia beccarii* (L.), *Globorotalia* sp. Najjemnejší ekvivalent týchto vrstiev bol zistený v nie veľkej vzdialenosti od predchádzajúcich odkryvov, a to na južnom okraji obce Vyšný Čaj. Tu v zárezе poľnej cesty, ktorá od uvedenej obce smeruje priamo na juh, vystupuje žltošedý, silne jemne piesčitý íl. Vo vzorke týchto ílov sa našla druhove dosť bohatá asociácia mikrofauny s typickými tortónskymi formami. Zastúpené sú tu formy bentózne aj planktonické, s viacerými druhmi, ktoré poukazujú na mierny brakický nádych vodného prostredia.

V južnej časti študovanej oblasti usadeniny tortónskeho veku sa zistili priamo v obci Trstené pri Hornáde. Na severnom okraji tejto obce vystupujú svetlošedé, zelenkasté, silne jemno piesčité íly. Vo výplave z týchto ílov bola zistená dosť chudobná mikroasociácia, ktorá predsa bezpečne poukazuje na tortónsky vek tohto súvrstvia.

Pásmo tortónskych uloženín brakického mora

Sedimenty, ktoré vznikli v tortónskom mori s mierne zníženou slanosťou morskej vody, nachádzame na rozsiahlejšom území ako v predchádzajúcom prípade, pretože ich výskyty sa obmedzujú nielen na pravú stranu rieky Olšavy, ale vystupujú aj pozdĺž západného úpätia Prešovsko-tokajských hôr. Najsevernejší odkryv, ktorý sa nachádza ešte v našom teréne, môžeme pozorovať v oblasti rozkladajúcej sa na severozápad od obce Bidovce, na pravej strane rieky Olšavy. Vystupujú tu svetlošedé, zelenkasté, silne jemno piesčité íly. V týchto íloch sa zistila pomerne chudobná mikrofauna s hojnými tortónskymi prvkami, ktoré však poukazujú na vysladzujúci sa charakter vody tortónskeho mora. Výplav poskytol túto asociáciu: Globigerina *bulloides* (d' O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Dentalina* sp., *Bolivina dilatata* R s s., *Bulimina elongata* d' O r b., *Cibicides lobatulus* (W. a J.), *C. ungerianus* (d' O r b.), *Nonion communis* (d' O r b.), *Globorotalia* sp., *Nonion soldanii* (d' O r b.) Podobné uloženiny som zistil aj na juhovýchod od Bohdanoviec, kde v hlboko zarezanom potoku nachádzame dobre odkryté, šedozelené, ľahko rozpadavé ílovité pieskovce. V pieskovcoch sa zistila drobná a chudobná mikrofauna tortónskeho rázu. Medzi foraminiferami tejto asociácie sú formy planktonické aj bentózne, ktoré poukazujú na brakický charakter morskej vody. Piesky aj rozpadavé pieskovce sú tektonicky silne porušené a na odkryve môžeme v nich pozorovať asi 45° úklon smerom na juhovýchod. V podloží týchto ílovitých pieskov je sediment jemnejší, predstavujúci jemne piesčitý íl, ktorý sa môže považovať tiež za usadeninu tortónskeho brakického mora. Sem môžeme začleniť aj jemné modrasté plastické slienité íly, ktoré sú odkryté v potoku na juhovýchod od Bohdanoviec. Vo výplave z týchto ílov sa našli tieto druhy foraminifer: *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Bolivina* sp., *Dentalina* cf. *consobrina* d' O r b. Ílovité piesky, v ktorých sa vyskytuje podobná asociácia foraminifer, nachádzame aj v potoku, ktorý tečie na sever od Vyšnej Myšle.

Na pravej strane rieky Olšavy, v západnej časti študovaného územia, môžeme pozorovať tortónske uloženiny brakického mora v oblasti rozkladajúcej sa na juh od obce Olšoviany. Na juh od západnej časti tejto obce vo vzdialenosti asi 300 m vznikli rozsiahle zosuvy. Tieto sú podmienené tým, že sú tu vyvinuté mohutné ílovité uloženiny. Na zosuvoch nachádzame šedý jemný, plastický slienitý íl s touto asociáciou foraminifer: *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L a m.), *Nonion granosum* (d' O r b.), *Bulimina elongata* d' O r b., *Globigerinoides triloba* (R s s.), a *Ostracoda*. Spoločenstvo foraminifer poukazuje na znížený obsah soli v morskej vode, hoci sa tu vyskytujú aj niektoré rezistentné stenohalinné formy. Ďalší vzorček z tejto oblasti pochádza zo zárezu poľnej cesty, ktorá vedie smerom na západ od sypanej hradskej. Vystupujú tu žltohnedé jemné, ílovité piesky, ktorých výplav poskytol množstvo rôznych druhov foraminifer, ako sú: *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Globigerina* sp., *Bolivina dilatata* R s s., *Frondicularia*

sp., *F.* cf. *interrupta* K a r r., *Nonion communis* (d' O r b.), *Nodogerina adolphina* (d' O r b.), *Angulogerina angulosa* W i l., *Robulus* cf. *inornatus* (d' O r b.) *Cibicides pseudoungerianus* (C u s h.), *C. dutemplei* (d' O r b.), *Elphidium* sp., *Bulimina inflata* S e g., *Discorbis* sp., *Nodosaria elegans* d' O r b. Šedé jemné plastické slienité íly, ktoré sú v zárezе poľnej cesty, vedúcej z Olšovian smerom na juh, obsahujú zástupcov foraminifer, obľubujúcich brakické vody, ako aj formy stenohalinné. Medzi Vyšným a Nižným Čajom sú na viacerých miestach dobre odkryté andezitové tufity. V jednom z týchto odkryvov, ktorý sa nachádza na juh od kóty 209, našiel som polohu plastických šedohnedých, jemno piesčitých ílov. Vo vzorke z týchto ílov našla sa asociácia foraminifer celkom brakického charakteru s týmito druhmi: *Rotalia beccarii* (L.), *Bulimina elongata* d' O r b., *Bolivina dilatata* R s s., *Nonion commune* (d' O r b.), *Globigerina* sp., *Nodogerina adolphina* (d' O r b.), *Nodosaria filiformis* (d' O r b.). Najhojnejšie je tu zastúpený druh *Rotalia beccarii* (L.). Spoločenstvo foraminifer poukazuje na tortónsky vek súvrstvia a keďže tieto jemno piesčité íly, ako vyplýva z ich polohy, tvoria jeden celok s andezitovými tufitmi, môžeme stanoviť, že jedna z fáz andezitovej vulkanickej činnosti v strednej a južnej časti Prešovsko-tokajských hôr prebehla v tortóne.

Pásmo usadenín sladkovodného tortónu

K sladkovodným uloženinám tortónskeho veku zaraďujem také súvrstvia, v ktorých z organických zvyškov môžu sa vyskytovať aj ojedinelé, poškodené, chudobné schránky foraminifer, bežných v tortóne morskom alebo brakickom. V ojedinelých prípadoch nachádzame v týchto uloženinách aj zvyšky schránok sladkovodných mäkkýšov. Vek toho súvrstvia zatiaľ nemohol byť dokázaný na základe organických zvyškov. V bežných prípadoch stratigrafické zadelenie sladkovodných vrstiev som vykonal na základe ich vzťahu k okolitým sedimentom, ktorých vek bol faunisticky dokázaný. Vrstvy sladkovodného pôvodu často vystupujú v oblastiach, kde bol stanovený tortónsky vek morských alebo brakických uložení. V takom prípade, ak na blízkom okolí nenachádzame vrstvy sarmatského veku, potom je veľmi pravdepodobné, že sladkovodné vrstvy sú tortónskeho veku.

Na základe takýchto úvah k tortónu som začlenil vrstvy, ktoré sa nachádzajú na okolí obce Ďurďošík a ktoré vystupujú aj priamo v spomenutej obci. Na sever od kostola v nie veľkej vzdialenosti sú odkryté svetlošedé, silne jemno piesčité íly. V íloch sa vyskytujú ojedinele zvyšky sladkovodných gastropód (*Planorbis* sp.?), avšak tak zle zachované, s tenkou schránkou, že bližšie sa nedajú určiť. Okrem týchto zvyškov sladkovodných mäkkýšov v íloch nachádzajú sa aj ihlice silicispongií a drobné globigeríny, ktoré sa môžu považovať za preplavené. Na severozápad od uvedenej obce v nie veľkej vzdialenosti nachádzame v zárezе poľnej cesty žltošedé jemné piesčité íly, s podobnými organickými zvyškami ako v predchádzajúcom

prípade, ale nepozoroval som tu zvyšky sladkovodných mäkkýšov. Priamo v obci Ďurďošík v malom potoku nachádzajú sa modrozelené jemné plastické íly, v ktorých sú zvyšky silicispongií. Podobné uloženiny pozorujeme na pravom brehu rieky Olšavy na východ od obce Ďurďošík, kde vystupujú jemné piesčité íly, v ktorých som zistil len ihlice silicispongií. Okrem ílovitých uložení v tejto oblasti môžeme pozorovať hrubšie psamitické piesčité usadeniny. Takéto sú na severovýchodnom okraji Ďurďošíka, kde v zárezе poľnej cesty vystupujú svetlé, žltošedé, jemné rozpadavé pieskovce, ktoré obsahujú len chudobne zastúpené ihlice kremitých húb. Podobné zvyšky sa nachádzajú aj v šedohnedých jemných, plastických slienitých íloch, ktoré som pozoroval na severnom okraji Ďurďošíka a vo vzdialenosti asi 1 km na západ od tejto obce. Svetlošedé jemné rozpadavé pieskovce nachádzame v prirodzených odkryvoch, ktoré sa rozkladajú na pravej strane rieky Olšavy na sever od obce Olšoviany. Piesky poskytli vo výplavoch zvyšky foraminifer, tie sú však veľmi chudobné a zle zachované. Mikrofauna poukazuje na vysladzujúcu sa morskú oblasť, avšak vzhľadom na to, že ide o poškodené schránky foraminifer, môže sa predpokladať, že boli do pieskov preplavené. Hojne sú tu zastúpené aj ihlice silicispongií. Podobné jemné ílovité piesky môžeme pozorovať na sever od obce Vyšný Čaj, vo vzdialenosti asi 1 km. Vzorka ílovitých pieskov poskytla chudobnú drobnú a poškodenú asociáciu foraminifer s prevládaním ihlíc silicispongií. Za predpokladu, že ide o preplavené schránky foraminifer, môžeme tieto uloženiny začleniť k sladkovodnému tortónu.

Súvrstvia, o ktorých môžeme súdiť, že patria k sladkovodným uloženinám tortónskeho veku, nachádzajú sa aj na úpätí vulkanickej skupiny Drahov. Na západnom úpätí vystupujú v potoku, ktorý tečie juhovýchodne od Bohdanoviec. Odkryté sú tu šedozelené, mierne ílovité jemné piesky, svetlošedé, jemné slienité íly, jemné zelenkasté piesky a žltohnedé jemné íly. V bežných prípadoch vo vzorkách odobratých z týchto vrstiev zistili sa len ihlice silicispongií. Vzhľadom na to, že v oblasti, ktorá sa rozkladá na juhovýchod od obce Bohdanovce, je vyvinutý aj spodný sarmat, bezpečne dokázaný pomocou makrofauny aj mikrofauny a vrstvy, ktoré obsahujú len zvyšky silicispongií, ležia v podloží sarmatských uložení, môžeme ich považovať za tortónske. Podobnú polohu, teda podložie sarmatu zaberajú aj šedé, modrozelené, jemné plastické slienité íly, vystupujúce v potoku, ktorý tečie na juh od Bohdanoviec a šedozelené, masívne hrubozrnné rozpadavé pieskovce v tom istom potoku. V obidvoch týchto vrstvách sa našli len ihlice silicispongií. Z toho dôvodu, že sa nachádzajú v podloží uložení spodného sarmatu, považujem ich tortónsky vek za dostatočne preukázaný.

Problematickejšie je stratigrafické postavenie vrstiev, ktoré sa nachádzajú pomerne dobre odkryté na juhozápadnom úpätí vulkanického masívu Drahov, v oblasti rozkladajúcej sa na východ od obce Ruskov. Tu v horskom jarku, vlievajúcom sa do potoka Regete z pravej strany, na sever od kóty 279 je niekoľko prirodzených odkryvov. Pozorujeme v nich modrošedý

jemný plastický slienitý íl, svetlošedý jemný plastický íl s polohou hnedého uhlia a šedohnedý jemný piesčitý íl. Vo výplavoch všetkých už uvedených hornín našli sa väčšinou ihlice silicispongií. Vo výplave jednej vzorky, pochádzajúcej z najnižšej polohy celého už uvedeného súvrstvia, našli sa aj chudobné zvyšky foraminifer, zle zachované, o ktorých sa môže uvažovať ako o preplavených. Okrem schránok foraminifer sú v tomto výplave hojne zastúpené aj ihlice silicispongií. Medzi foraminiferami nachádzame druhy *Bolivina dilatata* R s s., *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Globorotalia* sp., *Nonion* cf. *granosum* (d' O r b.). Asociácia foraminifer poukazuje na to, že pochádzajú z tortónskych uložení. Ak by tieto organické zvyšky boli preplavené, môžeme uvedené súvrstvia považovať za tortónske. Avšak ich vek nemôžeme podoprieť ich vzťahom k iným vrstvám o známom veku, pretože tu v nadloží týchto sladkovodných vrství nebol zistený sarmat.

Podobné pomery nachádzame aj na severozápadnom úpätí vulkanického masívu Drahov, kde na východ od obcí Bidovce, Svinica a na okolí Klečenova je podobný vývoj miocénu. Zastúpený je tu slienitými, piesčitými ílmi, pieskami, prípadne rozpadavými pieskovcami. V značnej miere sú tu rozšírené aj andezitové tufity. Na okolí obce Klečenov a v samotnej obci na viacerých miestach vystupujú jemné ílovité uloženiny, ktoré sú dobre odkryté aj v potokoch pretekajúcich touto oblasťou. Piesky sú vyvinuté na okolí obce Svinica aj na severozápad od Klečenova. Piesčité uloženiny sú v menšej miere vyvinuté na SSV od kopca Vár (426). Zo všetkých vzoriek, pochádzajúcich z tejto oblasti, vo výplavoch najčastejšie nachádzame ihlice silicispongií. V niektorých prípadoch sa tu podarilo zistiť aj zvyšky chudobnej preplavenej mikrofauny, najmä foraminifer, ktoré poukazujú na tortónsky vek pôvodných sedimentov. Tak napr. v potoku, ktorý tečie na severovýchod od Svinice, nachádzame odkryté žlté, hnedopruhované, jemné, mierne ílovité, sľudnaté piesky. Výplav vzorky týchto pieskov poskytol chudobnú mikrofaunu, medzi ktorou nachádzame tieto druhy foraminifer: *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Cibicides* sp., okrem toho sa tu nachádza hojne ihlíc silicispongií. Za predpokladu, že foraminifera sú preplavené, potom by poukazovali na tortónsky vek pôvodných vrstiev. Avšak nie je vylúčená ani možnosť, že foraminifera z tortónskych uložení boli preplavené do spodnosarmatských a tak aj celý komplex sladkovodného súvrstvia na okolí Svinice a Klečenova by bol spodnosarmatský.

Vrstvy, ktorých vzorky poskytli pri výplave len kostrové elementy silicispongií, našli sa aj na juhovýchod od obce Ždaňa. Tu v údolí Tureckého potoka našiel sa pomerne malý odkryv, v ktorom vystupujú tmavé, šedohnedé, jemné, plastické, slienité íly. Oniečo východnejšie od spomenutého odkryvu na ľavej strane uvedeného potoka nachádza sa asi 6 m vysoká, skoro svislá stena, na ktorej sú dobre odkryté vrstvy hrubozrnných pieskov až pieskovcov, v ktorých nachádzame polohy alebo šošovky drobných štrkov. V stene sa striedajú vrstvy mäkkých rozpadavých pieskovcov s vrstvami pieskovcov pevnejších, prípadne zlepencov. Pevnejšie polohy majú hnedastú alebo

hrdzavú farbu, zrejme tmel tu zastupujú zlúčeniny železa, kým v mäkších polohách je tmel vápenatý. V pieskovcoch pozorujeme zreteľne krížové zvrstvenie, čo poukazuje na ich plytkovodný pôvod. V slienitých íloch a v pieskovcoch, prípadne zlepencoch nenašli sa organické zvyšky, ktoré by bezpečne pomohli vyriešiť stratigrafickú polohu týchto usadenín. Do tortónu ich zaraďujem najmä preto, že v ich nadloží sú dobre odkryté sarmatské uloženiny, ktorých vek je bezpečne dokázaný na základe bohatej fauny, ktorá sa v nich našla.

Sarmat

Sarmatské uloženiny v študovanej oblasti nachádzame vo vývoji ílov, piesčitých ílov, slienitých ílov, pieskov, zlepencov a ryolitových tufitov. Najviac rozšírené sú ílovité sedimenty. Zriedkavejšie sa tu vyskytujú uloženiny piesčité, ktoré prechádzajú do mäkkých rozpadavých pieskovcov a v ojedinelých prípadoch stretávame aj zlepence. Pomerne hojne sú tu zastúpené ryolitové a menej andezitové tufity. Sarmatské uloženiny vznikli čiastočne v brakickom mori, čiastočne sú pôvodu sladkovodného. Obidva vývoje môžeme od seba dosť ľahko odlíšiť na základe organických zvyškov, ktoré obsahujú, hoci majú rovnaký litologický vývoj. Zložitejšou otázkou je odlíšiť uloženiny sarmatského mora brakického od podobných uložení brakického tortónu, keďže obidve súvrstvia majú rovnaký litologický charakter. Najčastejšie sú to íly slienité, niekedy aj piesčité. Najdôležitejším rozlišovacím znakom obidvoch týchto horizontov je ich faunistický obsah. Pokiaľ v týchto vrstvách nachádzame makroorganizmy, ich rozdelenie nie je ťažké, ale keď sú v nich len zvyšky foraminifer, môže dôjsť k omylom, keďže tieto spoločenstvá sú dosť ťažko od seba odlíšiteľné.

Uloženiny spodnosarmatského veku priamo na povrch vystupujú na celom úpätí vulkanického masívu Hradová (730). Na juhovýchodnom úpätí spomenutého masívu sarmatské uloženiny nachádzame v koryte potoka, ktorý tečie na juh od Slanca. Dobre sú odkryté v potoku Baradla, kde vystupujú slienité íly, piesčité íly, prípadne jemné rozpadavé pieskovce. Vo všetkých týchto vrstvách sa nachádza hojná fauna, ktorá poukazuje na spodnosarmatský vek celého súvrstvia. Zistilo sa tu toto spoločenstvo faun: *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium* sp., *Articulina sarmatica* Karr., *Triloculina consobrina* d'Orb., *Quinqueloculina* sp., *Ostracoda*, rôzne druhy rodu *Pirenella, Cerithium, Bittium, Clithon* s rôznymi poddruhmi, *Buccinum, Pleurotoma, Ervilia* a pod.

Na severovýchodnej strane masívu Hradová uloženiny spodného sarmatu vystupujú v koryte potoka, ktorý tečie na juh od obce Slančík a ktorý odvodňuje juhovýchodnú časť Ruskovského sedla. V prirodzenom odkryve asi 5 m vysokom, na pravom brehu uvedeného potoka, na juhovýchod od obce Slančík, vo vzialenosti asi 250—300 m od mosta proti prúdu potoka vystupujú šedohnedé jemné plastické slienité íly, v ich nadloží je šedo-

hnedý, bridličnate rozpadavý slienitý íl s bohatými zvyškami mäkkýšov, medzi ktorými prevládajú druhy rodov *Pirenella*, poddruhy rodu *Clithon*, druhy rodov *Hydrobia*, *Mohrensternia*, *Bulla*, *Tornatina*, *Trochus*, *Ervilia*, *Cardium* a mnohé iné. Z foraminifer sú tu veľmi hojne zastúpené *Rotalia boccarii* (L.), a *Elphidium crispum* (L.), rôzne druhy čeľade *Miliolidae*, *Virgulina schreibersii* Cz., a veľmi hojné *Ostracoda*. Makrofauna aj spoločenstvo foraminifer poukazuje na spodnosarmatský vek týchto uložením. Vyššie v profile vystupujú šedé jemné slienité íly s bohatou makrofaunou, ktorá sa neodlišuje od predchádzajúcej. Celé opisované súvrstvie je tektonicky silne porušené. Nachádzame tu čelo ponorenej vrásy s úklonom smerujúcim k JJV. V alúviu tohto potoka vyskytujú sa často modrozelené, dosť pevné ílovce, v ktorých je bohatá fauna.

Ďalšie odkryvy v spodnosarmatských uloženinách nachádzame na sever od železničnej stanice Slanec na východnom úpätí masívu Hradová a sú aj na viacerých miestach v železničnom zárezе na severozápad od spomenutej železničnej stanice. Veľmi dobre sú odkryté najmä v potoku v nie veľkej vzdialenosti na severozápad od uvedenej stanice, kde sa v nich vyskytuje bohatá fauna mäkkýšov a foraminifer, takže vek týchto uložením môžeme bezpečne stanoviť.

Uloženiny spodného sarmatu vystupujú na povrch aj na juhozápadnom úpätí masívu Hradová, a to v potoku, ktorý tečie na juhovýchod od Bohdanoviec. Sú tu vyvinuté slienité íly a ryolitové tufity, ktoré na východ od kóty 310 obsahujú bohatú faunu, na základe ktorej som mohol stanoviť vek týchto ílov za spodnosarmatský. Bolo tu zistené toto spoločenstvo foraminifer: *Rotalia beccarii* (L.), veľmi hojne, *Elphidium crispum* (L.) hojne, *Quinqueloculina* cf. *haidingeri* d'Orb., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina consobrina* d'Orb., *T. bipartita* d'Orb., *Triloculina* sp., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Articulina sarmatica* Karr., *Spiroculina* sp., *Nonion communis* (d'O r b.), *Ostracoda*. V nižších polohách uvedeného potoka nachádzame aj tortónske uloženiny, ktorých faunistický obsah je odlišný od sedimentov spodného sarmatu. Ďalšie odkryvy v spodnom sarmate vystupujú juhovýchodnom smerom od vyššie uvedených, a to priamo v obci Rákoš. Nachádzame tu v plytkom potoku menšie odkryvy svetlých, šedozelených, jemných, plastických, mierne piesčitých ílov. Okrem makrofauny je tu bobatá aj asociácia brakických sarmatských foraminifer s hojným zastúpením miliolíd, ktoré poukazujú na pobrežnú zónu a na plytkovodné sedimentačné prostredie. Boli tu zistené tieto spoločenstvá: *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium* sp., *Articulina sarmatica* Karr., *Quinqueloculina dutemplei* d'Orb., *Q.* sp., a *Ostracoda*. Uloženiny spodného sarmatu v tejto oblasti boli zastihnuté aj vrtom, ktorý bol umiestený na západ od obce Rákoš a juhovýchod od Bohdanoviec. Tu pod hlinitou pokrývkou našli sa štrkovité uloženiny, ktoré predstavujú diluviálnu riečnu terasu Olšavy a pod štrkmi sa zistili jemné ílovité uloženiny s touto asociáciou foraminifer: *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium cris-*

pum (L.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *E. imperatrix* (Brady), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Ostracoda* a ihlice silicispongií.

Ďalšie rozsiahle územie, na ktorom sú vyvinuté sarmatské sedimenty, vystupuje na západnom úpätí vulkanického masívu Kőszal (836), teda na východnom, severnom a južnom okolí Nižnej Myšle. Na sever od železničnej stanice Nižná Myšľa nachádza sa hlboký, umelý železničný zárez, v ktorom sú dobre odkryté piesčité a ílovité uloženiny. Podradne zastúpené sú tu aj ryolitové tufity, ktoré vytvárajú len menšie vložky a šošovky. V spomenutom zárezе som našiel bohatú faunu, poukazujúcu na spodnosarmatský vek uvedených sedimentov. Zastúpené sú tu rôzne druhy rodu *Pirenella*, poddruhy rodu *Clithon*, druhy rodov *Hydrobia, Mohrensternia, Ocenebra, Pleurotoma, Trochus, Tornatina, Bulla, Ervilia, Cardium* a pod. Zistilo sa tu toto spoločenstvo mikroorganizmov: *Elphidium crispum* (L.), *Articulina sarmatica* Karr., *Rotalia beccarii* (L.), *Quinqueloculina ungeriana* (d'Orb.), *Q. dutemplei* (d'Orb.), *Triloculina* sp., *Nonion communis* (d'Orb.), *N. bopeanum* (d'Orb.), *Ostracoda, Chalmasia Morelleti* Pok. Najpočetnejšie sú tu zastúpené *Elphidia* a *Ostracoda*. Vyššie uvedené spoločenstvo mäkkýšov a mikrofauny bezpečne poukazuje na spodnosarmatský vek týchto vrstiev. Podobné asociácie nachádzame na okolí Nižnej Myšle aj v ryolitových tufitoch, ktoré sú tiež spodnosarmatského veku a o ktorých sa podrobnejšie zmienim pri opise vulkanitov študovanej oblasti. Na južnom okolí Nižnej Myšle na ľavej strane rieky Hornád nachádzame dobre odkryté tenkolavicovité pieskovce, v ktorých je chudobná fauna. Na základe tejto môžeme pieskovce zadeliť tiež do sarmatu. Fauna v pieskovcoch poukazuje na preplavenie jednak z toho dôvodu, že schránky mäkkýšov sú zle zachované a jednak na preplavenie môžeme usudzovať preto, že všetky ulity rodu *Pirenella* sú približne rovnako orientované. Pozoruhodné je aj roztriedenie schránok mäkkýšov podľa veľkosti a váhy, čo by tiež potvrdzovalo názor o premiestení ulít mäkkýšov po ich odumretí. Pieskovce sú tektonicky značne porušené, uložené do plytkých vrás. Okrem uvedenej lokality súvrstvia pieskovcov sú dobre odkryté v zárezе hlbokého jarku, ktorý sa nachádza na juhovýchod od andezitového kopca Skalka. Fauna týchto pieskovcov je oniečo bohatšia ako v predchádzajúcom prípade, ale nachádzame tu väčšinou len jadrá a odtlačky skamenelín.

Slienité íly, bohaté na skameneliny, sú dobre odkryté v Studenom potoku, ktorý steká zo západných svahov masívu Kőszal. Tu v šedých jemných plastických slienitých íloch sú hojné zvyšky rôznych rodov mäkkýšov, ktorých spoločenstvo bezpečne poukazuje na spodnosarmatský vek týchto vrstiev. Ich vek správne stanovil už Kőrössy (1940), odkiaľ uvádza: *Cardium obsoletum* Eichw., *C. sublatisulcatum* d'Orb., *Syndesmia reflexa* Eichw., *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra podolica* Eichw., *Modiola marginata* Eichw., *Modiola volhynica* Eichw., *Gibbula* sp., *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia sarmatica* Friedb., *Mohrensternia inflata* Andrz., *Hydrobia punctum* Eichw., *H. stagnalis* Bast., *H.*

frauenfeldi Hoern., *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Phryganidium*. Podobné uloženiny sa vyskytujú ešte na južnom okolí obce Skároš a stretávame ich aj na východnom okolí uvedenej obce. Tu okrem ryolitových tufitov spodného sarmatu nachádzame aj slienité íly, ktoré môžeme tiež zadeliť do sarmatu. Na juhovýchod od obce Trstené pri Hornáde (Nádošť) sú dobre odkryté ryolitové tufity. V nadloží ryolitových tufitov je súvrstvie ílovitých a jemne piesčitých uložením, v ktorom sa vyskytuje tiež bohatá spodnosarmatská fauna.

Piesčito-ílovité súvrstvie spodného sarmatu vystupuje na povrch v nepatrných odkryvoch, ktoré sú na južnom a juhovýchodnom okolí obce Ždaňa. Vek týchto vrstiev bol stanovený jednak na základe obsahu mäkkýšov v týchto uloženinách, jednak spoločenstvo foraminifer poukazuje na spodný sarmat.

Na juhovýchod od Trsteného pri Hornáde v koryte Nádošťského potoka na severozápad od kóty 257 na troch miestach vystupujú niekoľko metrov silné lavice pevných zlepencov, ktoré sa skladajú z vápencových a kremenných valúnov, pričom sú tu zastúpené aj valúny kryštalických bridlíc. Tmel je kremitý. Zvyšky organizmov sa v nich nenašli. Kremitý tmel má svoj pôvod v postvulkanickej činnosti. Podľa úložných pomerov sa dá zistiť, že sú sarmatského veku.

V Slánskom sedle, ktoré sa rozkladá medzi Rákošom a Slancom, pozoroval som slienito-ílovité uloženiny, v ktorých okrem spikúl silicispongií nenašli sa žiadne iné organické zvyšky. Vzhľadom na tieto skutočnosti považujem ich za sladkovodné uloženiny. V uvedenej oblasti je ľahko zistiteľné, že tieto sladkovodné vrstvy ležia tu nad slienitými ílmi spodného sarmatu s brakickou faunou, preto aj ich vek môže byť dostatočne odôvodnený, keď sa považujú za vrchnú časť spodného sarmatu.

Vrstvy sarmatského veku z okolia Ždane podrobne opisuje a ich vek odôvodňuje Kőrössy (1940).

Pliocén

V najvyšších polohách neogénnych súvrství v študovanej oblasti môžeme na viacerých miestach sledovať hrubozrnné štrkovité uloženiny. V našom teréne vytvárajú len osamelé ostrovčeky nie veľkého plošného rozšírenia. Zrejme ide o denudačné zvyšky kedysi viac rozšíreného štrkového horizontu. Západnejšie od nášho terénu sú štrky viac rozšírené a do našej oblasti zasahujú len ich najvýchodnejšie výbežky. Materiál štrkov tvoria prevažne horniny, ktoré sa na mieste vyskytujú západnejšie v Slovenskom rudohorí. Pozoruhodné je pritom to, že andezity v tejto štrkovej formácii, ktorá je v literatúre známa pod názvom košická štrková formácia, sú zastúpené podradne. Prevládajú najmä kremene a kremence. V menšej miere sa vyskytujú aj kryštalické bridlice a vápence.

V našom teréne štrkovité uloženiny, ktoré považujem za súčiastku košic-

kej štrkovej formácie, môžeme pozorovať najmä v západnej časti študovaného územia, a to na západnom okolí obce Ďurďošík a na juhozápad od Olšovian. Na ľavej strane rieky Olšavy nachádza sa niekoľko takýchto ostrovov na východ od obce Ďurkov a na juh od uvedenej obce. Menší ostrovček štrkov môžeme pozorovať na východ od Trsteného pri Hornáde, kde vystupujú na západnom úpätí kopca Domaška (486).

Pokryvné útvary

Medzi pokryvné útvary, ktoré sú v našom teréne zastúpené, zadeľujem riečne terasy, spraše, hliny, svahové hliny a recentné aluviálne náplavy.

Riečne terasy majú v našom území celkove malé plošné rozšírenie. Môžeme ich pozorovať v oblastiach priľahlých k riekam, najmä k Olšave a k Hornádu. Riečne terasy predstavujú uloženiny, ktoré sa skladajú v prevažnej miere z nesúdržných štrkov. Hoci v našej oblasti nachádzame okrem riečnych terás aj iné štrkové uloženiny, napr. košická štrková formácia, predsa tieto dva horizonty dajú sa od seba dosť bezpečne odlíšiť. Pokiaľ potoky stekajú z vulkanických masívov, v terasových uloženinách môžeme pozorovať dosť značné zastúpenie andezitov. V terasových uloženinách ostatných riek nachádza sa väčšie množstvo valúnov, ktoré pochádzajú z flyšových pieskovcov paleogénu.

Terasové štrky majú väčšie rozšírenie na západ od Bidoviec na pravej strane rieky Olšavy, odkiaľ siahajú až do oblasti, kde sa Svinický potok vlieva do Olšavy. Na ľavej strane tejto rieky nachádzame terasové štrky len na severozápad od Bidoviec, kde sú pomerne dobre odkryté v zárezе cesty na juhovýchod od Ďurďošíka. V týchto prípadoch v štrkoch sú hojne zastúpené andezity. V južnej oblasti na ľavej strane Olšavy sú tiež vyvinuté terasové štrky, ale tu priamo na povrch nevystupujú, pretože sú pokryté pomerne hrubou vrstvou hlín. Boli zastihnuté vo vrte, ktorý sa nachádzal na západ od obce Rákoš. Terasové štrky sa tu vyskytujú pod 6—8 m hrubou pokrývkou hlín a dosahujú 3—4 m hrúbky. Materiál terasových štrkov tvoria tu zväčša andezity, ich tufy, ale badať v nich aj kremene.

Na ľavej strane rieky Hornádu nachádzame terasové štrky na severozápadnom okraji obce Ždaňa, kde v nich prevládajú andezitové valúny. Na sever od Trsteného pri Hornáde terasové štrky majú v podstate to isté petrografické zloženie ako dnešné aluviálne náplavy tejto rieky.

Spraše sú dobre vyvinuté aj odkryté v oblasti, ktorá sa rozkladá na východ a juhovýchod od obce Ždaňa. Je tu jemne piesčitá spraš, miestami vrstevnatá, takže nie je vylúčené, že bola aj mierne preplavená. Spraš je dobre odkrytá na východ od Ždane v niekoľkých zárezoch poľných ciest, kde tvorí zvislé, asi 3—5 m vysoké steny. Najlepší odkryv v spraši sa nachádza na juhovýchod od Ždane na pravom brehu Tureckého potoka vo vzdialenosti asi 300 m od uvedenej obce. Je tu vysoká stena, skoro zvislá,

dosahujúca výšku 8—10 m. Na tejto lokalite môžeme pozorovať, že spraš leží na riečnej terase, ktorú tvoria andezitové štrky.

Hliny tvoria dosť mohutnú pokrývku a miestami dosahujú hrúbku až 10 m. Na svahoch a úpätiach vulkanických masívov môžeme zistiť svahové hliny, ktoré v mnohých prípadoch obsahujú veľké bloky andezitov, ktoré do nich spadli z vyšších polôh. Takéto hliny sú vyvinuté na širšom okolí Klečenova, ďalej na východ od Svinice na úpätí andezitového kopca Vár (426). V značnej miere sú rozšírené na úpätí vulkanických masívov medzi obcami Ďurkov a Ruskov a na východ od Nižnej Myšle.

Aluviálne náplavy nachádzame v korytách potokov a riek. Skladajú sa zo štrkov, pieskov, prípadne preplavených hlín. Najširšie alúviá sú v údolí rieky Hornád, najmä na juhozápad od Nižnej Myšle. V menšej miere ich pozorujeme v údolí rieky Olšavy a nepatrnú rozlohu dosahujú v korytách ostatných potokov.

Horniny vyvrelé

Z výlevných hornín vyvrelých v našom teréne nachádzame len andezity rôzneho petrografického zloženia. Vystupujú pozdĺž východného ohraničenia študovanej oblasti, ale aj v samotnom prebádanom teréne nachádzame osamelé prúdy alebo vypreparované sopúchy. Prúdy andezitov sa vyskytujú na okolí Ruskova, kde sa v nich nachádzajú aj rozsiahle lomy. Podobne ich môžeme pozorovať aj na okolí Rákoša, na východ od Bohdanoviec a Blažíc (Bologd). Na východnom okolí Ďurkova sa nachádza niekoľko vypreparovaných vulkanických andezitových sopúchov, ktoré sa svojím petrografickým zložením líšia od ostatných, pretože sa tu nachádzajú hyperstenické andezity. Ďalšie vypreparované prívodné kanály sú na juhozápad od Bohdanoviec na ľavej strane rieky Olšavy. Zvláštny útvar predstavuje kopec Skalka, ktorý sa nachádza na východ od Nižnej Myšle.

Omnoho väčšie rozšírenie ako andezity v študovanej oblasti majú ich tufy a tufity. Vyvinuté sú na rozsiahlom území, ktoré sa rozkladá na pravej strane rieky Olšavy medzi obcami Vyšný a Nižný Čaj. Vzhľadom na to, že v tejto oblasti sa nachádzajú tortónske uloženiny, môže sa predpokladať, že aj andezitové tufity, ktoré tu nachádzame, hoci v nich neboli zistené žiadne skameneliny, čo by ich vek dokázali, sú tortónske. Mladšie sú andezitové tufity, ktoré sú dobre odkryté na severozápad a severovýchod od Klečenova a na východnom aj západnom okolí Svinice. Vek týchto andezitových tufitov nemôžeme jednoznačne stanoviť, podobne ako vek uložení ich podložia, avšak predpokladám, že sú vrchnotortónske alebo sarmatské, pre tento predpoklad však zatiaľ nemáme dôkazový materiál. Z organických zvyškov v tufitoch našli sa zle zachované schránky sladkovodných mäkkýšov, najmä na okolí Svinice.

Za posarmatské alebo stredno a vrchno sarmatské môžu sa považovať andezity horstva Hradova, ktoré na viacerých miestach kontaktne meta-

morfujú slienité íly sarmatu svojho podložia. Severozápadne od železničnej stanice Slanec som pozoroval aj andezitové tufity s nepatrnými zvyškami sarmatskej fauny. V týchto miestach je aj kontakt andezitov so spodnosarmatskými slienitými ílmi. Podobného veku bude aspoň veľká časť andezitov, ktoré tvoria masív Kőszal.

Omnoho jasnejšie je stratigrafické postavenie ryolitovej vulkanickej fázy. Ryolity priamo na mieste v našej oblasti na povrch nevystupujú, ale zato na značných plochách tu nachádzame dobre odkryté ryolitové tufity. V mnohých prípadoch študovanej oblasti boli pozorované ryolitové tufity, v ktorých sa našla bohatá fauna najmä mäkkýšov. Pomocou tejto fauny vek ryolitových erupcií sa môže nepochybne zadeliť do spodného sarmatu, keď došlo k jednej z ryolitových vulkanických fáz. Odkryvy v ryolitových tufitoch stretávame len v južnej časti mapovaného územia, a to počínajúc juhovýchodným okolím Bohdanoviec. Južnejšie ich nachádzame na východnom, severnom a južnom okolí Niž. Myšle, kde je niekoľko odkryvov v ryolitových tufitoch.Väčšinou sú to menšie lomy, pretože ryolitové tufity miestne obyvateľstvo používa ako stavebný kameň. Vo všetkých prípadoch v týchto tufitoch som pozoroval bohatú faunu, ktorá jednoznačne poukazuje na ich spodnosarmatský vek. Ďalšie rozsiahle územia, kde sa nachádzajú ryolitové tufity priamo na povrchu, rozkladajú sa na východ od obce Ždaňa a najmä na južnom okolí obce Skaroš. Prirodzený odkryv v týchto tufitoch som pozoroval aj v samotnej obci Skaroš. Niekoľko odkryvov v spomínaných tufitoch môžeme nájsť na východnom okolí Trsteného pri Hornáde. Vo všetkých už uvedených prípadoch ryolitové tufity obsahujú bohatú faunu mäkkýšov, ktorá jednoznačne stanovuje vek vulkanickej fázy ryolitov, ku ktorým prináležia tufity z nášho územia, za spodnosarmatský.

Detailným štúdiom petrografického zloženia vulkanitov z nášho územia a priľahlých oblastí sa zaoberal J. Šalát (1955).

TEKTONIKA

Na tektonické poruchy, ktoré postihli študovanú oblasť, môžeme usudzovať z pozorovania neogénnych vrstiev priamo v odkryvoch a z priestorového rozšírenia jednotlivých geologických horizontov.

Súvrstvia, vystupujúce v prirodzených odkryvoch, najčastejšie nenachádzame v pôvodnej, t. j. v horizontálnej polohe, ale bývajú rôznym spôsobom deformované.

Vrstvy tortónskeho veku, vystupujúce na juhovýchod od Bohdanoviec, sú tektonicky silne porušené a uklonené smerom na JV. Podobne silné poruchy pozorujeme aj v andezitových tufitoch, ktoré sú dobre odkryté na juhozápadných svahoch kopca Hrádok, rozkladajúceho sa na severozápad od Klečenova. Lavice andezitových tufitov sú tu skoro vzpriamené. Značnejšie tektonické poruchy môžeme sledovať na juh od obce Slančík, kde v sarmatských slienitých íloch sa nachádza ponorená vrása. Podobná porucha

je aj na východnom úpätí vulkanického masívu Hradova. Vrásy v sarmatských uloženinách pozorujeme aj v železničnom zárezе naproti železničnej stanice Kuzmice. Z týchto úkazov môžeme usudzovať na to, že severná časť študovanej oblasti, ktorá sa nachádza na západnom úpätí masívov Drahov a Hradova, je silne tektonicky porušená. Ak porovnávame tektonické poruchy s južnou časťou študovanej oblasti, môžeme zistiť, že tieto sú omnoho menšie. Napr. na juhovýchod od obce Trstené pri Hornáde je lom na ryolitové tufity. Tufity sa tu nachádzajú skoro v horizontálnej polohe, len vo východnej časti lomu je niekoľko nie veľkých kryhových poklesov. Ani na východnom okolí Ždane a na okolí Skaroša som nepozoroval v ryolitových tufitoch žiadne väčšie poruchy. Z toho usudzujem, že v podloží neogénu v oblasti, ktorá nebola silne tektonicky porušená, môžu sa nachádzať geologicky staršie komplexy, ako je paleozoikum, ktoré tvoria pevné horniny a tie nepodľahli tektonickej deformácii. Naproti tomu v severnej časti študovanej oblasti miocénne uloženiny dosahujú značnú hrúbku a ako horniny plastické boli tektonickými pochodmi postihnuté silnejšie.

Z pozorovania tektonických porúch súvrství tortónu a sarmatu môžeme zistiť, že obidve tieto súvrstvia boli každé zvlášť tektonicky porušené, pričom tortónske uloženiny boli viac deformované. Z toho vyplýva, že po uložení tortónu a pred sarmatom prebiehali tektonické pochody, ktoré prudšie porušili tortónske sedimenty. Na tieto poruchy je iste viazaná aj vulkanická činnosť andezitov. Tektonické poruchy neboli jednorázové, ale prebiehali v niekoľkých fázach počas celého tortónu a na to reagovala morská panva, ktorej vody počas samotného tortónu regredovali a transgredovali. Vo vrchnom tortóne sa javí menšia transgresia mora, ktorého vody mali mierne brakický charakter. Táto transgresia vystriedala sladkovodno-suchozemskú sedimentáciu, za ktorej došlo aj k vzniku uhoľných slojov v určitých oblastiach. Na tektonické pohyby reagoval aj obsah soli v morskej vode tortónu, ktorý sa počas tortónu menil.

Sarmatské uloženiny sú pomerne menej tektonicky porušené, a to pochodmi, ktoré vyvolali sopečnú činnosť ryolitovej fázy, ktorá prebiehala v spodnom sarmate. Pohyby koncom spodného sarmatu porušili staršie uloženiny a ich výsledkom sú aj vulkanické erupcie andezitov.

Z celkového rozšírenia jednotlivých stupňov neogénu v našej oblasti môžeme tiež usudzovať na tektonické poruchy, ktoré postihli náš terén. Keď porovnávame vývoj neogénu na západných a východných úpätiach južnej a strednej časti Prešovsko-tokajských hôr, môžeme zistiť, že na východnom úpätí je vyvinutý tortón (Švagrovský 1953), kým na protiľahlom západnom úpätí sa nachádza sarmat. Z toho vyplýva, že pod vulkanitmi skupiny Veľkej, Malej Milice a Kőszalu sa musí nachádzať veľká tektonická porucha, ktorá oddeľuje sarmat západného úpätia týchto masívov od tortónu východného úpätia. Táto porucha dovoľovala prenikaniu andezitovej magmy na povrch, teda na ňu sa viaže vulkanická činnosť v južnej časti Prešovsko-tokajských hôr.

PALEOGEOGRAFIA

Paleogeografické pomery nášho terénu môžeme sledovať od tortónu. Tortónske uloženiny v našej oblasti sú vyvinuté v morskom vývoji, ktorého slanosť morskej vody bola normálna, okrem toho tu však nachádzame aj tortónske uloženiny brakického mora a uloženiny sladkovodného tortónu. Z toho môžeme usudzovať na to, že tortónske more, ktorého voda mala normálnu slanosť, zalievalo celé naše územie preto, že staršie uloženiny tu nenachádzame. Počas tortónu v dôsledku tektonických pochodov dochádzalo aj ku kolísavým pohybom hladiny tortónskeho mora, ktorých výsledkom bolo nielen splytčenie tortónskeho mora, ale aj zmena v chemickom zložení morskej vody. More sa stávalo brakickým, na čo poukazuje spoločenstvo foraminifer. Na zmenené životné podmienky reagovali mnohé stenohalinné formy, ktoré sú známe z uložení normálneho tortónu, reagovali však aj mäkkýše a v brakickom sa už nenachádzajú. Tektonické pochody, ktoré prebiehali s menšími prestávkami počas celého tortónu, spôsobili aj celkovú regresiu mora. Časť územia sa stala pevninou, na ktorej prebiehala denudácia a na časti územia vznikli sladkovodné jazerá, kde prebiehala sedimentácia, pričom dochádzalo aj k vzniku uhoľných alebo lignitových slojov. Vo vrchnom tortóne dochádza k novej transgresii mora so zníženým obsahom soli v morskej vode, takže ho môžeme považovať za brakické. Vrchnotortónske brakické more pred sarmatom regredovalo a na rozhraní tortónu a sarmatu bolo opäť suchozemské obdobie.

Sarmat v študovanej oblasti má pobrežný plytkovodný vývoj. V spodnej časti spodného sarmatu more malo najväčšie rozšírenie a toto obdobie sa začalo jeho transgresiou. Táto transgresia predsa nedosiahla také rozšírenie ako v tortóne, pretože sarmatské uloženiny nenachádzame na takej veľkej ploche ako tortónske. Vody spodnosarmatského mora nedosiahli nikdy normálnu slanosť morskej vody. Bolo to more brakické. Na to poukazuje spoločenstvo foraminifer, ako aj mäkkýšov. Vo vrchnej časti spodného sarmatu badať ešte väčšie splytčenie mora a v tej dobe už musela byť časť nášho územia vynorená spod morskej hladiny, pretože v ryolitových tufitoch z východného okolia Ždane už okrem hojných zástupcov mäkkýšov nachádzame aj zvyšky rastlín, ktoré nemohli byť sem dopravené z väčšej vzdialenosti, pretože ide o také jemné súčiastky, ako sú listy stromov a tráv. Vrchná časť spodného sarmatu predstavuje celkovú regresiu mora z nášho územia a dochádza tu k sladkovodnej-jazernej sedimentácii v obmedzených oblastiach.

Po ukončení sarmatu naše územie sa už pod hladinu mora neponorilo, pretože v žiadnom prípade tu neboli stanovené mladšie uloženiny, ktorých fauna by poukazovala na ich panónsky vek. Nastalo suchozemské obdobie, za ktorého prebiehala erózia a denudácia a tejto podľahla časť miocénnych súvrství.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Vzhľadom na to, že prevažná časť súvrství, ktoré sa nachádzajú v našom teréne, je utvorená z jemných ílovitých uložením, ktoré sú na vodu nepriepustné, alebo len veľmi málo priepustné, nie sú tu podmienky pre vznik väčších prameňov. Z väčších prameňov, ktoré sú najskôr poruchového pôvodu, je nevyhnutné zmieniť sa o výdatnom prameni, ktorý sa nachádza na juhovýchod od Nižnej Myšle a ktorý sa tu nazýva Teplica.

Z ostatného územia za vodonosné vrstvy sa môžu považovať len aluviálne náplavy vyvinuté v údoliach riek, najmä Hornádu a Olšavy. Menšie pramene sa vyskytujú v Ruskovskom sedle na okolí Slančíka, ale aj tie predstavujú len povrchové vody, ktoré prenikli na nepriepustné ílovité podložie, po ktorom stekajú a v určitých miestach prenikajú na povrch. O pôvode týchto prameňov svedčí najmä tá okolnosť, že nie sú to pramene nepretržité, ale v suchom letnom období ich výdatnosť silne klesá, alebo vysychajú celkom. Niekoľko silnejších prameňov sa nachádza v zalesnenej oblasti na severozápad od Slančíka. Tieto pramene vytekajú z hrubých vulkanických vyvrelín. V podloží aglomerátov pravdepodobne v nie veľkej hĺbke sú vyvinuté ílovité uloženiny, ktoré ako horniny na vodu nepriepustné spôsobujú vznik dosť silných prameňov. Silnejší prameň sa nachádza na východ od Slančíka v blízkosti kóty 265. Je to výdatný prameň, ktorý je činný počas celého roka. Z toho dôvodu usudzujem, že ide o prameň puklinový, ktorý je na tektonickej poruche. Teraz je zachytený pre vodovod, ktorý má poskytnúť vodu obci Slánske Nové Mesto. Pri výkopných prácach pre zachytenie prameňa som zistil, že vyviera z andezitových tufitov, ktoré sú preniknuté puklinami. Iný väčší prameň sa nachádza v obci Slanec. Na okolí uvedenej obce je viac menších prameňov, ktorých vznik je podmienený ílovitými horninami, ktoré sú tu vyvinuté.

Pri vykonávaní vrtných prác by sa dali očakávať silnejšie pramene v tom prípade, keby sa v podloží ílovitých usadenín vyskytli súvrstvia pieskov alebo štrkov, prípadne rozpukaných pieskovcov alebo andezitových a ryolitových tufitov. Za predpokladu, že tieto hrubšie uloženiny majú schopnosť viesť vodu a majú vlastnú infiltračnú oblasť, mohlo by dôjsť k vzniku silnejších prameňov. Vzhľadom na to, že podobné vrstvy v povrchových odkryvoch sú málo zastúpené, je ťažko stanoviť ich priestorové a hĺbkové rozloženie.

21. III. 1944.

Katedra geológie a paleontológie Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA — **ЛИТЕРАТУРА** — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1937: O vzniku vnitroalpské pánve vídeňské. Příroda XXX. Brno.
Andrusov D., 1938: Karpathenmiocän und Wiener Becken. Petroleum XXXIV, 27. Berlin—Wien.

Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I. Bratislava.
Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sbor. ÚÚG XVIII. Praha.
Čechovič V., 1940: Nález spodnosarmatskej fauny na východnom Slovensku. Technický obzor slovenský, IV, 7. Bratislava.
Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. GS I, 2—4. Bratislava.
Čechovič V., 1953: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. GS III, 3—4. Bratislava.
Danihelová R., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východného Slovenska. GS V. Bratislava.
Doelter C., 1873: Die Trachyte des Tokaj-Eperieser Gebirges. VGRA. Wien.
Doelter C., 1874: Über einige Trachyte des Tokaj-Eperieser Gebirges. Tschermak-s Min. u. Petr. Mitt.
Ettingshausen C., 1854: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora von Tokaj. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. XI. Wien.
Gašparík J., 1954: Stratigrafické štúdium oblasti severne od Drahova. GSV. Bratislava.
Gašparík J., 1955: Stratigrafické pomery neogénu v oblasti medzi Herľanmi a Bidovcami na východnom Slovensku. GP, Zprávy 4, Bratislava.
Hauer F. — Richthofen F., 1859: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme im nordöstlichen Ungarn. JGRA, X. Wien.
Homola V. — Slavíková K. 1953: Zpráva o geologických výzkumech pannonské pánve na Slovensku. Zprávy ÚÚG 1953, Praha, 1954.
Kőrössy L., 1940: Kurze geologische Beschreibung der Umgebung Hernádzsadány (Ungarn, Kom. Abaújtorna). FK LXX. Budapest.
Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. PŠGÚ 17. Bratislava.
Liffa A., 1925: Adatok Telkibánya, Hollóháza, Nagybózsva, Komlós és Pálháza környékének geológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1925—1928. Budapest.
Liffa A., 1927: Gönz és környékének hidrogeológiai viszonyai. Hidr. Közl. VII—VIII, 1927—1928. Budapest.
Liffa A., 1953: Telkibánya környékének földtana és kőzettana. Jahrbuch der Ung. geol. Anstalt, Vol. XLI, Fasc. 3. Budapest.
Mišík M., 1954: Sedimentárne petrografický výskum neogénu východného Slovenska. GS V. Bratislava.
Richthofen F., 1850: Bericht über die geologische Übersicht Aufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. JGRA X. Wien.
Richthofen F., 1860: Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. JGRA, XI. Wien.
Roth S., 1884: Az Eperjes-Tokaji hegylánc északi részének trachitjai. FK XIV. Budapest.
Schréter Z., 1936: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. MFIEJ. Budapest.
Schréter Z., 1941: Die sarmatischen Bildungen und Faunen der innerkarpathischen Becken. Matem. u. Naturwiss. Anzeiger d. Ung. Akademie d. Wiss. Band LX. Budapest.
Schréter Z., 1947: Füzérradvány és Gönc között lévő terület földtani viszonyai. Jel. a Jövedéki málykutatás 1947/48. évi munkálatairól. Budapest.
Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. GS V. Bratislava.
Slávik 1952: Sedimentárněpetrografické výskumy neogénních hornin východního Slovenska. Zprávy ÚÚG Praha.

Šalát., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. GS VI, 1—2. Bratislava.
Štúr D., 1867: Beiträge zur Kenntniss der Flora des Süsswasserquarze der Congerien und Cerithien-Schichten im Wiener und Ungarischen Becken. JGRA, XVII. Wien.
Švagrovský J., 1953: Príspevok k poznaniu sarmatských uložení východného Slovenska. GS IV, 3—4. Bratislava.
Švagrovský J., 1953: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. GS IV, 1—2. Bratislava.
Švagrovský J., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku roku 1953. GP, Zprávy I. Bratislava.
Švagrovský J., 1954: Neogénna fauna východného Slovenska I. GP, zošit 37. Bratislava.
Švagrovský J., 1955: Geologické pomery medzi obcami Kalša a Michaľany. GS VI, 3—4. Bratislava.
Szádeczky J., 1889: Petrographische und geologische Verhältnisse des zentralen Teiles der Tokaj-Eperjeser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalu. FK XIX. Budapest.
Wolf H., 1869: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung von Hajdu-Nánás, Tokaj und Sátor-Alja-Újhely. JGRA. Wien.
Wolf H., 1869: Das Eperjes-Tokajer Gebirge zwischen Skaros und Herlein. VGRA. Wien.

Vysvetlivky skratiek

FK — Földtani közlöny. Budapest.
GS — Geologický sborník. Bratislava.
GP — Geologické práce. Bratislava.
JGRA — Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien.
MFIEJ — A Magy. földtani intézet évi jelentése. Budapest.
Sbor. ÚÚG — Sborník Ústředního ústavu geologického. Praha.
PŠGÚ — Práce Štátneho geologického ústavu. Bratislava.
VGRA — Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
Zpr. ÚÚG — Zprávy Ústředního ústavu geologického. Praha.

ИОСИФ ШВАГРОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮГОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОШИЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

Предметом этого изучения — территория, которая на востоке ограничена вулканической цепью средней и южной части Пряшевско-Токайских гор, на западе простирается по правой стороне реки Олшавы в долину реки Горнад. Северная граница проходит от селения Клеченов к Дюрдешику а на юге соприкасается с государственными границами в окрестности сел. Трстене при Горнаде.

В морфологическом отношении здесь находим эти целые: Горная система, которую образовывают вулканические массивы, главным образом, андезитовые, выступающие вдоль восточного края изучаемой области. Седла отделяющие отдельные массивы: между Драговом и Градовой это Русковске седло. Между Градовой и группой Большой и Малой Милице расположено седло Сланске. Холмы из осадочных пород — андезитовых и риолитовых туффитов, простираются вдоль подножий горных цепей в восточной части нашей области и вдоль правого берега реки Олшавы. Равнины находятся в долинах рек, главным образом, реки Горнада и Олшавы.

Самую большую часть Кошицкой котловины, мною сверху ограниченой, заполняют отложения миоценного века, которые можем зачислить к тортону

и к нижнему сармату. Свиты тортонских отложений на основании органических остатков можем расчленить в следующие зоны: Отложения моря с нормальной соленостью морской воды. Их наиболее характерным знаком — то, что они содержат богатые и часто встречающиеся различные виды бентосных и планктонических фораминифер. Зона отложений, которые содержат остатки организмов, указывающих на пониженное содержание соли в морской воде. В отложениях находим меньшее количество родов фораминифер. Между ними находим только представителей таких родов, которые питают расположение к бракическим водам. Зона отложений, которая характерна совершенным отсутствием хорошо сохраненых раковин фораминифер. Остатки этих морских микроорганизмов, покуда они в ней находятся, плохо сохранены, указывают на переплавление. В единичных случаях в этой последней зоне можем наблюдать нецелые и поврежденные раковины бедной пресноводной фауны.

Осаждения зоны, которые возникли в море нормальной соленостью воды, выходят на дневную поверхность в долине реки Олшавы в области, которая расположена между селениями Бидовце и Дюрдешик. Здесь выходят серо-бурые мелкие пластичные мергелевые глины, в которых найдена следующая ассоциация фораминифер: Globigerinoides triloba (R S S.), Globorotalia ex gr. scitula (C u s h.), Valvulineria complanata (d' O r b.), Bulimina elongata (d' O r b.), Globigerina bulloides (d' O r b.), Cibicides dutemplei (d' O r b.), G. boueanus (d' O r b), Bolivina dilatata Rss., Nonion communis (d'O r b), Elphidium crispum (L.), Lagena sp., шипы иглокожих, иглы губок и Остракоды. Подобное сообще ство микроорганизмов было обна ружено в мергелевых глинах на юговосток от сел. Дюрдешик и в русле потока, который течет на югозапад от названного селения. Вторая область, где отложения моря с нормальной соленостью морской воды выходят на дневную поверхность, расположена в западной окрестности селения Вышный Чай. Здесь находится несколько обнажений в желто-бурых мелких глинистых песках с богатой ассоциацией фораминифер, между которыми преобладают бентосные формы. Подобные, но более глинистые отложения находим и на южной окраине сел. Вышный Чай.

Пласты, которые образовались в тортонском море с пониженной соленостью морской воды, развиты на более обширной территории, чем предыдущие, так как их местонахождение не ограничивается лишь правым берегом реки Олшавы, но выходят и вдоль западного подножья Пряшевско-Токайских гор. В долине реки Олшавы такое обнажение находим на северозапад от селения Бидовце, где расположены светлосерые, зеленоватые, мелкие песчанные глины. В глинах была обнаружена относительно бедная микрофауна:

Globigerina bulloides (d' O r b.), Rotalia beccarii (L.), Dentalina sp., Bolivina dilatata Rss., Bulimina elongata (d' O r b.), Cibicides lobatulus W. J.), C. ungerianus (d' O r b.), Nonion communis (d' O r b.), Globorotalia sp., Nonion soldanii (d' O r b.).

Подобные отложения были найдены и на юговосток от селения Богдановце. По правой стороне реки Олшавы такие отложения находятся на юг от селения Олшовяны. Здесь образованы глинистые отложения с подобной ассоциацией фораминифер, как в предыдущем случае. Между селениями Вышный и Нижный Чай находим на нескольких местах хорошо обнаженные андезитовые туффиты. В одном из таких обнажений мною найден слой мелких мергелевых глин с ассоциацией фораминифер, которая указывает на тортонский возраст отложений. Так как эти глины образовывают единый комплекс с андезитовыми туффитами, можем этим способом установить и возраст туффитов как тортонский и тем показать, что одна из вулканических фаз южной части Пряшевско-Токайских гор протекала в тортоне.

Отложения пресноводного тортона находим в широкой окрестности селения Дюрдешик и на дневную поверхность они выступают и в упомянутом селении. В большинстве случаев это мелкие песчанные или глинистые осадки, которые обыкновенно не содержат органических остатков, или только единичные несовершенно сохраненные раковины пресноводных моллюсков.

Отложения нижнего сармата находим в нашей области в развитии глин, песчанных глин, мергелевых глин, песков, конгломератов и риолитовых туффитов. На дневную поверхность они выходят в протяжении целого подножья вулканического массива Градова. На юговостоке этого массива находим их в долине потока Барадло, на юг от Сланца, где образованы мергелевые и песчанные глины, в которых установлена следующая ассоциация микроорганизмов:

Rotalia becarii (L.), Elphidium crispum (L.), E. sp., Articulina sarmatica Karr., Triloculina cosobrina (d' O r b.), Quinqueloculina sp., Ostracoda.

Из моллюсков здесь обнаружены различные виды рода Pirenella, Cerithium, Bittium, Clithon с различными подвидами, виды родов Buccinum, Pleurotoma, Ervilia. Подобные отложения с одинаковым содержанием органических остатков выходят на северовосточном подножьи массива Градова, где на юго-восток от селения Сланчик в потоке находим мергелевые и песчанные глины. На югозападном подножьи этого массива находим их в потоке, который течет на юго-восток от сел. Богдановце и прямо в селении Ракош также выходят мергелевые глины с богатой нижнесарматской фауной.

Дальнейшая обширная территория, где образованы отложения нижнего сармата, находится на западном подножьи вулканического массива Кёсал, т. е. в широкой окрестности сел. Нижна Мышля. На юго-восток от сел. Трстене при Горнаде в русле Трстенского потока выходят на трех местах массивные, с мощностью в несколько метров, пластообразные отдельности конгломератов. Они сложены из известняковых и кварцевых валунов, причем в них представлены и валуны кристаллических сланцев. Цемент кварцевый и его происхождение в послевулканической деятельности прилегающих гор.

В найвысших пластах неогенных свит в нашей области находим на многих местах крупнозернистые галечные отложения. В нашем терене они образовывают одинокие островки небольшой площади распространения. Это явно денудационные остатки когда-то более распространенного галечного горизонта. Материал галечников составляют в главной мере горные породы, которые на месте встречаются западнее в Словенском Рудогорьи. Достопримечательно при этом то, что андезиты в этой галечной формации, которая известна в литературе под названием Кошицкая галечная формация, представлены второстепенно. В ней преобладают, главным образом, кварц, в меньшей мере встречаются кристаллические сланцы и известняки. Кошицкая галечная формация считается плиоценовой, хотя в ней не были обнаружены органические остатки, которые — бы подтверждали это предположение.

К покровным формациям засчитываем речные террасы, лёс, суглинки, склоновые глины и рецентные аллювиальные отложения, которые в нашей области в довольно большой мере образованы.

Из изверженных горных пород находим на нашей территории только андезиты различного петрографического состава. Они выходят вдоль восточной границы территории, но и в нашей области находим единичные фронта потоков или выпрепарированные вулканические каналы. Потоки андезитов находим в окрестности сел. Рускова, Богдановце, Блажице и в восточной окрестности сел. Дюрково. Выпрепарированные приводящие каналы находим, главным образом, в окрестности сел. Богдановце, на левой стороне реки Олшавы.

Северная часть исследуемой области, которая расположена на западном подножьи массивов Драгов и Градова сильно тектонически нарушена. В южной части тектонические нарушения гораздо незначительные. На юго-восток от сел. Трстене при Горнаде развиты мергелевые глины и риолитовые туффиты залегающие почти горизонтально. Из этого заключаю, что в небольшой глубине, в подошве неогена в области, которая тектонически не была более значительным образом нарушена, могут находиться геологически более древние комплексы, чем палеозой, которые образовывают прочные горные породы, не поддавшиеся тектонической деформации. В отличии от этого, в северной части исследуемой области достигают миоценовые отложения значительной мощности и как пластические горные породы были в более значительной мере подвержены тектоническим процессам.

Выходя из общего распространения единичных стадий неогена в нашей области можем также судить и о тектонических нарушениях. При сравнивании представленности стадий неогена на восточных и западных подножьях средней и южной части Пряшевско-Токайских гор нашей территории находим, что на восточном подножьи образован тортон, между тем как на противолежащем западном подножьи находится сармат. Из этого вытекает, что под вулканическими породами Велькой и Малой Милице и под массивом Кёсал находится большое тектониче-

ское нарушение, которое отделяет сармат западного подножья этих массивов от тортона подножья восточного. Упомянутое нарушение способствовало проникновению андезитовой магмы на поверхность.

Кафедра геологии и палеонтологии
Университета имени Коменского,
Братислава.

Пояснения к таблцам

Табл. I.

Рис. 1. Мергелевые и песчанные глины с богатой примесью вулканическориолитового материала на юго-восток от селения Трстене при Горнаде. Свиты залегают почти горизонтально. Тектонически не нарушены.

Фото: Швагровский.

Рис. 2. Мергелевые глины нижнего сагмата против железнодорожной станции Кузмице. Целая свита сильно складчата.

Фото: Швагровский.

Табл. II.

Рис. 1. Песчаники пресноводного тортона в Турецком потоке на юго-восток от сел. Ждане. Более прочные пластообразные отдельности с железным цементом устойчивы против выветривания и образовывают ступени.

Фото: Швагровский.

Рис. 2. Общий вид пластов песчаников пресноводного тортона в Турецком потоке на юго-восток от сел. Ждане.

Фото: Швагровский.

JOZEF ŠVAGROVSKÝ

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IM SÜDÖSTLICHEN TEIL DES KESSELS VON KOŠICE

(Tab. I, II)

Meine Studie hat das Gebiet zum Gegenstand, das im Osten von der vulkanischen Kette des mittleren und südlichen Teiles des Prešov — Tokajer Gebirges begrenzt wird und sich im Westen entlang dem rechten Ufer der Olšava in das Hornadtal ausdehnt. Die Nordgrenze verläuft von der Gemeinde Klečenov nach Ďurďošík; im Süden berührt das untersuchte Gebiet die Staatsgrenze in der Umgebung von Trstené am Hornad.

Morphologisch finden wir hier nachstehende Einheiten vor: das Bergsystem, das von vulkanischen, vornehmlich aus Andesit gebildeten Massiven besteht, die entlang der Ostgrenze des untersuchten Gebietes hervortreten. Die einzelnen Massive werden durch Sattel unterteilt: zwischen den Bergen Drahov und Hradová durch den Sattel von Ruskov und zwischen der Hradová und der Berggruppe Veľká Milica und Malá Milica durch ein Slánske—Sattel. Das Hügelland, — zusammengesetzt von sedimentären Gesteinen aus Andesit- und Rhyolithtuffiten, dehnt sich am Fussgebiet der Bergketten im östlichen Teil unseres Studienobjektes, sowie entlang der rechten Uferseite der Olšava aus. Ebenen finden wir in den Flusstäkern, vornehmlich des Hornad und der Olšava.

Den grössten Teil des Kessels von Košice, den wir soeben umschrieben haben, füllen Sedimente aus dem Miozän aus, die wir dem Tortonien und unteren Sarmatien zuschreiben können. Die Schichtenfolgen der tortonischen Ablagerungen können wir auf Grund organischer Reste in nachstehende Zonen unterteilen: zunächst in die Zone der Meeresabla-

gerungen mit normalem Salzgehalt im Meereswasser. Ihr hervorstehendstes Merkmal ist der überaus reiche und üppig vertretene Gehalt an einer Vielfalt von Arten benthoser und planktonischer Foraminiferen. Sodann in eine Zone von Ablagerungen, die Reste von Organismen beherbergt, welche auf einen verringerten Salzgehalt im Meereswasser hinweisen. In den Sedimenten findet sich eine kleinere Zahl von Foraminiferengattungen. Allerdings finden wir unter diesen nur Vertreter jener Gattungen, die Brackwasser voraussetzen. Und schliesslich in eine Zone von Sedimenten, die sich durch den vollständigen Mangel von gut erhaltenen Foraminiferengehäusen auszeichnen. Die Ueberreste dieser Meeresmikroogarnismen sind, falls sie darin vorkommen, schlecht erhalten und verweisen auf Ueberschwemmung. Vereinzelt können wir in dieser letztgenannten Zone unvollständige oder aber beschädigte Gehäuse einer armen Süsswasserfauna beobachten.

Die Ablagerungen der Zone, die im Meereswasser mit normalem Salzgehalt entstanden sind, treten in den Flusstälern der Olšava in einen Gebiet an die Oberfläche, das sich zwischen den Gemeinden Bidovce und Ďurďošík erstreckt. Es zeigen sich hier graubraune feine plastische Mergeltone, in denen sich eine Gemeinschaft von nachstehenden Foraminiferen gefunden hat: *Globigerinoides triloba* (R s s.), *Globorotalia ex gr. scitula* (G u s h.), *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Bulimina elongata* d' O r b., *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Cibicides dutemplei* (d' O r b.), *C. boueanus* (d' O r b.), *Bolivina dilatata* R s s., *Nonion communis* (d' O r b.), *Elphidium crispum* (L.), *Lagena* sp., *Meeresigelstacheln, Schwammstacheln* und *Ostracoda.* Eine ähnliche Gemeinschaft von Mikroorganismen wurde in den Mergeltonen südöstlich von Ďurďošík und im Bett des Baches gefunden, der von der genannten Gemeinde gegen Südwesten abfliesst. Das Gebiet, wo die Meeresablagerungen mit normalen Salzgehalt im Meereswasser an die Oberfläche treten, erstreckt sich in der westlichen Umgebung der Gemeinde Vyšný Čaj. Es finden sich hier einige Aufschlüsse in gelbbraunen, feinen Tonsanden mit reicher Foraminiferenassoziation vor, unter denen benthose Formen überwiegen. Aehnliche aber tonreichere Ablagerungen finden wir auch dem Südrande der Gemeinde Vyšný Čaj.

Die Schichten, die im tortonischen Meer mit einem verringerten Salzgehalt im Meereswasser entstanden sind, erweisen sich auf einem ausgedehnteren Gebiet, als die vorangehenden, entwickelt, weil ihr Vorkommen sich nicht allein auf die rechte Seite des Olšava—Flusses beschränkt, sondern auch entlang dem westlichen Abhang des Prešov—Tokajer Gebirges auftritt. Einen solchen Aufschluss beobachten wir im Flusstal der Olšava nordwestlich von der Gemeinde Bidovce, wo sich hellgraue, grünliche, feinsandige Tone vorfinden. In den Tonen wurde eine verhältnissmässig arme Mikrofauna festgestellt: *Globigerina bulloides* (d' O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Dentalina sp., Bolivina dilatata* R s s., *Bulimina elongata* (d' O r b.), *Cibicides lobatulis* (W. & J.), *C. ungerianus* (d' O r b.), *Nonion communis* (d' O r b.), *Globorotalia sp., Nonion soldanii* (d' O r b.). Aehnliche Ablagerungen wurden auch südöstlich von Bohdanovce erkannt. An der rechten Flussseite der Olšava finden sich solche Sedimente südlich von der Gemeinde Olšoviany. Hier sind tonige Ablagerungen mit einer ähnlichen Foraminiferengemeinschaft entwickelt, wie im vorangegangenen Falle. Zwischen den Gemeinden Vyšný Čaj und Nižný Čaj sind an einigen Stellen gut aufgedeckte Andesittuffe zu finden. In einem dieser Aufschlüsse stellte ich eine Lage von graubraunen, feinmergeligen Tonen mit einer Foraminiferenassoziation fest, die auf das tortonische Alter der angeführten Ablagerungen verweisen. Nachdem diese Tone mit den Andesittuffen einen Komplex bilden. können wir dergestalt auch das Alter der Tuffite als tortonisch feststellen und damit auch darauf hindeuten, dass eine der vulkanischen Phasen des südlichen Teiles des Prešov—Tokajer Gebirges im Tortonien verlaufen ist.

Die Ablagerungen des Süsswassertortoniens stellen wir in der weiten Umgebung der Gemeinde Ďurďošík fest; sie treten selbst im genannten Ort an die Oberfläche. Es handelt sich hier vornehmlich um feine Sand- oder Tonsedimente, die im allgemeinen keine organischen Reste oder aber vereinzelt nur unvollständig erhaltene Gehäuse von Süsswasserweichtieren beherbergen.

Die Ablagerungen des unteren Sarmatien finden wir in dem erörterten Gebiet in der

Entwicklung von Tonen, Sandtonen, Mergeltonen, Sanden, Konglomeraten und Rhyolittuffen. Sie treten am gesamten Fuss des vulkanischen Hradová—Massivs an die Oberfläche. Südöstlich von diesem Massiv stellen wir sie im Tal des Baches Baradla südlich von der Gemeinde Slanec fest, wo mergelige und sandige Tone entwickelt sind, in denen nachstehende Mikroorganismenassoziation ermittelt wurden: *Rotalia beccarri* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *E.* sp., *Articulina sarmatica* Karr., *Triloculina consobrina* (d'Orb.), *Quinqueloculina sp.* und *Ostracoda.* Von den Weichtieren fanden sich hier verschiedene Arten der Gattung *Pirenella, Cerithium, Bittium, Clithon* mit verschiedenen Unterarten; ferner Arten der Gattungen *Buccinum, Pleurotoma, Ervilia.* Aehnliche Ablagerungen mit dem gleichen Gehalt von organischen Resten treten am Nordostfuss des Hradová—Massivs auf, wo wir im Bach südöstlich von der Gemeinde Slančík mergelige und sandige Tone vorfinden. Am Südwestfuss dieses Massivs stellen wir sie im Bache fest, der von der Gemeinde Bohdanovce gegen Südosten abfliesst; aber auch inmitten der Gemeinde Rákoš treten Mergeltone mit einer reichen untersarmatischen Fauna auf.

Ein weiteres ausgedehntes Gebiet, wo Ablagerungen des unteren Sarmatien entwickelt sind, erstreckt sich über den westlichen Fuss des vulkanischen Köszal—Massivs, also in der weiteren Umgebung der Gemeinde Nižná Myšľa. Südöstlich von der Gemeinde Trstené am Hornád im Bett des Trstenský Baches treten an drei Stellen feste, einige Meter mächtige Konglomeratbänke auf. Diese bestehen aus Kalkstein und Quarzgeröllen, wobei in ihnen auch kristalline Schiefergerölle vertreten sind. Das Bindemittel hat Quarzcharakter. Sein Ursprung ist in der postvulkanischen Tätigkeit des anliegenden Bergzuges zu suchen.

In den höchsten Lagen der neogenen Schichtenfolgen in unserem untersuchten Gebiet können wir an mehreren Orten grobkörnige Schotterablagerungen verfolgen. Sie bilden in unserem Terrain vereinzelte Inselchen von nicht grosser Flächenausdehnung. Sie stellen offenbar Denudationsreste eines ehemals mehr verbreiteteten Schotterhorizontes vor. Das Schottermaterial bilden vornehmlich Gesteine, die sich lokal mehr westlich im Slowakischen Erzgebirge vorfinden. Beachtenswert hierbei ist, dass Andesite in dieser Schotterformation, die in der Literatur unter der Bezeichnung Schotterformation von Košice bekannt ist, nur untergeordnet vertreten sind. Es überwiegt in ihnen hauptsächlich Quarz; in geringerem Masse treten kristalline Schiefer und Kalksteine auf. Die Schotterformation von Košice wird dem Pliozän eingeordnet, auch wenn hier keine organischen Reste ermittelt wurden, die diese Annahme bestätigen würden.

Zu den Deckenformationen zählen wir Flussterrassen, Lössfelder, Lehme, Hanglehme und rezente alluviale Anschwemmungen, die in dem von uns untersuchten Gebiet gut genug entwickelt sind.

Von den Effusivgesteinen finden wir im geschilderten Gebiet nur Andesite von verschiedener petrographischer Zusammen-setzung vor. Sie treten entlang der Ostgrenze des untersuchten Gebietes auf, aber auch auf dem von uns aufgenommenen Terrain finden sich vereinzelt Streifenstirnen oder präparierte Vulkanschlote. Andesitvorkommen beobachten wir in der Umgebung von Ruskov, Bohdanovce, Blažice und in der östlichen Umgebung von Ďurkov. Auspräparierte Zuflusskanäle erscheinen vor allem in der Umgebung von Bohdanovce auf der linken Flusseite der Olšava.

Der Nordteil des untersuchten Gebietes, der sich über das westliche Fussgebiet der Massive von Drahov und Hradová erstreckt, ist tektonisch stark gestört. Im südlichen Teil sind die tektonischen Störungen um vieles geringer. Südöstlich von Trstené am Hornád sind mergelige Tone und Rhyolithtuffe entwikkelt, die eine geradezu horizontale Lagerung aufweisen. Daraus schliessen wir, dass sich in nicht allzu grosser Tiefe im Liegenden des Neogen im Gebiet, das tektonisch nicht stark gestört wurde, geologisch ältere Komplexe, wie das Paläozoikum, vorfinden können, das feste Gesteine bildet, die der tektonischen Deformation nicht unterlagen. Dem gegenüber erreichen im Nordteil des untersuchten Gebietes miozäne Ablagerungen eine beachtliche Mächtigkeit; als plastische Gesteine wurden sie von tektonischen Prozessen stärker betroffen.

Auch auf tektonische Störungen können wir aus der Gesamtausdehnung der einzelnen

Neogenstufen in dem von uns untersuchten Gebiet schliessen. Ein Vergleich der vertretenen Neogenstufen im östlichen und westlichen Fussgebiet des mittleren und südlichen Teiles des Prešov—Tokajer Gebirges in unserem Studiengebiet führt zur Feststellung, dass im östlichen Fussgebiet das Tortonien entwickelt ist, wahrend im gegenüberliegenden westlichen Fussgebiet das Sarmatien vorzufinden ist. Daraus ist zu folgern, dass unter den vulkanischen Gesteinen der Gruppe Veľká Milica und Malá Milica und unter dem Köszál—Massiv eine grosse tektonische Störung verläuft, die das Sarmatien des westlichen Fussgebietes dieser Massive vom Tortonien des östlichen Fussgebietes absondert. Die angeführte Störung ermöglichte das Emporsteigen des Andesitmagmas an die Oberfläche.

Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie
an der Komenský-Universität in Bratislava

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TABELLEN

Tab. I.

Bild 1. Mergel- und Sandtone mit reicher Beimengung von vulkanisch-rhyolithischem Material südöstlich von der Gemeinde Trstené am Hornad. Die Schichtenfolgen sind fast horizontal gelagert und tektonisch nicht gestört.

Foto: Švagrovský

Bild 2. Mergeltone des unteren Sarmatien gegenüber der Eisenbahnstation Kuzmice. Die gesamte Schichtenfolge ist stark gefaltet.

Foto: Švagrovský

Tab. II.

Bild 1. Sandsteine aus dem Süsswassertortonien im Turecký potok (türkischen Bach) südöstlich von der Gemeinde Ždaňa. Festere Bänke mit einem eisenhältigen Bindemittel widerstehen der Verwitterung und bilden Stufen.

Foto: Švagrovský

Bild 2. Gesamtansicht der Sandsteinschichten aus dem Süsswassertortonien im Turecký potok (türkischen Bach) südöstlich von Ždaňa.

Foto: Švagrovský

JÁN SENEŠ

VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO VÝSKUMU NA ÚZEMÍ MEDZI KOKOŠOVCAMI A RANKOVCAMI NA ZÁPADNOM ÚPÄTÍ PREŠOVSKO-TOKAJSKÉHO POHORIA

(Ruské a nemecké resumé)

Mapovanie na uvedenom území som robil v meradle 1:25000 na top. plánoch 4467/1 a 3. Terén bol spracovaný komplexne, takže mapovaním zistená stratigrafia bola spresnená a podopretá výsledkami mikropaleontologickými a makropaleontologickými, analýzami petrografickými, ako aj sedimentárno-petrografickými.

Južnú časť uvedeného terénu medzi Varhaňovcami a Rankovcami prehľadne zmapoval J. Švagrovský (1950) v čase, keď ešte naše znalosti o celkovej stavbe neogénu východného Slovenska boli veľmi malé. Napriek tomu už vymedzil štrkovú formáciu pri Varhaňovciach a kládol jej vek správne do tortónu. Severnú časť územia zmapoval M. Kuthan (1948), zaoberal sa však najmä vulkanitmi Prešovsko-tokajského pohoria po stránke petrografickej.

Územie pri tohoročnom výskume bolo starostlivo zmapované a koordinované so susednými terénmi a boli získané cenné poznatky, ktoré prispievali k riešeniu celkovej geologickej stavby Prešovsko-tokajského pohoria. Zostali však ešte problémy, riešiteľné len hlbinným prieskumom a širším výskumom aj na susedných terénoch. Sled vrstiev, zistený na zmapovanom teréne, celkove súhlasí so stratigrafiou postavenou v r. 1953 na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria a celkový geologický vývoj terénu dobre zapadá do rámca našich doterajších paleogeografických predpokladov. Niektoré nejasnosti, súvisiace s existenciou tortónskeho andezitového vulkanizmu a predpokladaný veľmi pestrý biofaciálny ráz vrchného tortónu pripúšťajú potrebu menších korekcií na terénoch vo východnej časti pohoria.

MORFOLÓGIA TERÉNU

Zmapované územie sa rozprestiera sčasti na západných svahoch Prešovsko-tokajského pohoria vulkanického pôvodu, sčasti už na východných okrajoch Prešovsko-košickej kotliny, ktorá je vyplnená mäkkými neogénnymi sedimentmi. Preto uvedený terén je po stránke morfologickej veľmi pestrý. Jeho južná časť medzi Varhaňovcami a Rankovcami ukazuje tvár-

nosť miernej pahorkatiny a väčšinou zaoblené morfologické tvary, ktoré sú spestrené hlbokými zárezmi stálych a sezónnych vodných tokov. Sú to väčšinou len menšie potoky, smerujúce od Prešovsko-tokajského pohoria k rovine, teda od severovýchodu na juhozápad. Širšiu dolinu s hrubou aluviálnou výplňou tvorí len riečka Olšava. Tvárnosť severnej časti územia ukazuje morfologicky ostré formy. Zvlášť výrazné sú kopce kužeľovitého a homolovitého tvaru, budované zo starších, autometamorfovaných andezitov. Tieto aj morfologicky sú rozlíšiteľné od mladších pyroxén-andezitov, ktoré tvoria miernejšie svahy a kopce pretiahnutého tvaru, a to jednak v dôsledku ich stratovulkanickej stavby, jednak pre široké lávové prúdy. Doliny v tejto časti terénu sú hlboko zaerodované, veľmi často práve na rozhraní starších a mladších andezitov alebo v pásmach tufových a tufitových.

Pahorkatina v južnej časti terénu má nadmorskú výšku priemerne 400 m, kopce vulkanického pôvodu v severnej časti terénu medzi 600 a 900 m.

GEOLOGICKÁ STAVBA TERÉNU

Územie medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria je budované horninami pôvodu sedimentárneho a vulkanického. Sedimentárna zložka hornín je zastúpená tortónskymi ílmi, slieňmi, štrkmi, a ryodacitovými tufmi, ďalej sarmatskými ílmi, slieňmi, štrkmi, ryolitovými a andezitovými tufmi a tufitmi; pliocénnymi andezitovými tufitmi a nakoniec pleistocénnymi a holocénnymi náplavami a sutinou. Vulkanická zložka hornín je zastúpená sarmatskými a pliocénnymi (pravdepodobne panónskymi) andezitmi.

STRATIGRAFIA

Najstarší útvar, vyskytujúci sa na našom teréne, je tortónskeho veku, a to pravdepodobne spodnotortónskeho. Helvét a staršie útvary nikdy neboli pri povrchovom mapovaní zistené. Tortón je tvorený prevažne šedými, modrošedými, hnedožltými a hnedošedými slienitými ílmi, ktoré miestami ukazujú šlírový rozpad. Pomer týchto vrstiev k podložnému helvétu nie je na teréne povrchovým mapovaním zistiteľný. Rozdelenie tohto monotónneho súvrstvia na konštantné horizonty, prípadne spodný, stredný a vrchný tortón, zatiaľ ani petrograficky ani paleontologicky nie je bezpečne možné. R. Danihelová (1955) sa pokúsila vyznačiť na základe mikrofauny horizonty s prevládajúcimi planktonickými elementmi ako spodnotortónske, kde prevládali druhy *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerinoides triloba* (Rss.) a druhy facetovaných planktonických Globigerín, odlišných od typu paleogénnych a helvétskych; potom stredný tortón, ktorý bol charakterizovaný ochudobnením planktonických prvkov a prítomnosťou najmä *Bulimina elongata* d'Orb. a *Bolivina*

dilatata Rss. Najvyšší horizont tortónu by bol tvorený piesčitými slieňmi so silicispongiami. Ako ďalej uvidíme, nebude asi možné týmto spôsobom zistiť presnú stratigrafickú polohu týchto vrstiev v tortóne, pretože v plynulých profiloch, aj keď len povrchových, avšak opätovne sa dokazuje striedanie planktonických horizontov so silicispongiovými a bulimínovými polohami a morských polôh s brakickými. Okrem toho sa musí počítať s tým, že časť aj výrazných asociácií, zvlášť však silicispongiové horizonty, môžu byť alochtónne. Zatiaľ ani petrograficky, resp. výskumom ťažkých minerálov nebolo možné toto súvrstvie jemnejšie horizontovať. V tejto metóde výskumu sa však skrýva určitá možnosť rozdelenia tortónu, a síce rozdelenie súvrstvia podľa nedostatku alebo prítomnosti tmavých minerálov, ktoré by označovali počiatok prvých andezitových erupcií v tortóne. Piesčité íly a sliene asi stredného tortónu pri Varhaňovciach obsahujú nad 70% ťažkej frakcie z hypersténu a diopsidického augitu. Nie je zatiaľ známe, avšak možné, že v iných oblastiach ílovito-slienité súvrstvie tortónu bude bez týchto minerálov.

Výrazný tufogénny andezitový materiál v tortónskom súvrství na tomto teréne nebol zistený. Tufy ryolitov a ryodacitov, veľmi podobné kyslým tufogénnym horninám, pri Hrabovci a Zlatníku na východnom úpätí pohoria a tiež pri Vranove, vyskytujú sa na niekoľkých miestach, zdá sa však, že len šošovkovite a v rôznych stratigrafických obzoroch tortónu.

Štrkové a pieskové útvary v tortóne sú známe na mapovanom území len pri Varhaňovciach. Súdiac z úplnej neprítomnosti andezitového materiálu medzi štrkmi, tieto sa usadili pred andezitovými erupciami, pravdepodobne na báze tortónu.

Spodný tortón

Za bazálneho člena tortónu by sme mohli považovať štrky pri Varhaňovciach. Tieto sú odkryté v pieskovni a štrkovni južne od obce. Ich obmedzenie je asi tektonického pôvodu. Na sever od nich, v potoku v obci ležia tortónske íly stratigraficky mladšie, na juh tiež íly stredného až vrchného tortónu, pokryté s pyroklastikou sarmatských andezitov. Tieto andezitové tufobrekcie ležia miestami priamo na štrkovej formácii.

Vek varhaňovskej štrkovej formácie bol stredobodom neriešených problémov východného Slovenska už niekoľko rokov. Švagrovský (1950) ho kládol do tortónu. Geograficky obmedzený výskyt tejto formácie, odlišná povaha od geologickej stavby okolitého terénu, často aj mylné vyhodnocovanie zloženia štrkového materiálu v dôsledku druhotne zhora primiešaných andezitových valúnov, viedli potom k rozsiahlym diskusiám a odlišným názorom geológov. Pokúsili sa túto formáciu identifikovať so sarmatskými štrkmi (Seneš 1954), s košickou štrkovou formáciou, ba aj s mladšími terasovými útvarmi. Dôkazy o veku však nikdy neboli dostatočne pevné. Tohoročný výskum, vykonaný komplexne, potvrdil jednak Švagrovské-

h o názor o tortónskom veku štrkovej formácie, jednak poskytol nové dáta pre presnejšie stratigrafické začlenenie súvrstvia.

Celá formácia pozostáva zo štrkov a hrubých pieskov, medzi ktorými sú vložky vrstevnatých ílovitých pieskov a piesčitých ílov. Štrky sú rôznej veľkosti, od 25 do 2 cm Ø.Väčšinou sú slabo stmelené, len v spodnejších polohách odkryvov sú jemnejšie štrky so železitým a manganitým tmelom. Petrografický výskum valúnov a piesčitých horizontov vykonal M. M i š í k (1955). V štrkoch sú zastúpené najmä vápence, kremitý porfýr, žilný kremeň, triasový kremenec a fylity.

Vložky piesčitých ílov a ílovitých pieskov v štrkovej formácii pyroxény a amfibol neobsahujú.

Paleontologické dôkazy na tortónsky vek tejto formácie nie sú dostatočné. V piesčito-ílovitých medzivrstvách bola zistená dosť chudobná asociácia foraminifer, pripomínajúca planktónne biocenózy z niektorých iných tortónskych lokalít tohto terénu. Ide väčšinou o preplavené pseudoasociácie.

Na východnej strane štrkovne z piesčitého slieňu, ktorý tvorí vložku v štrkoch, určila H a n z l í k o v á (1955) foraminifera.

Tieto poukazujú na plytkovodnú alebo brakickú biocenózu. Poukazuje na to prítomnosť druhov *Rotalia beccarii, Elphidium fichtelianum, Elphidium macellum, Elphidium crispum, Pullenia bulloides* etc. Na spodnotortónsky vek sedimentu poukazujú *Globigerina bulloides*, typ s veľkým otvoreným ústím, potom drobné schránky *Globorotalia scitula*. Ostatné druhy na čele s *Bolivina dilatata* poukazujú skôr na tortónsky, ako na helvétsky vek.

Z makrofauny Š v a g r o v s k ý uvádza *Pecten* sp. a *Ostrea* sp. Varhaňovská štrková formácia pripomína bazálne tortónske štrky a zlepence pri Zlatníku na východnom úpätí pohoria, kde sa tieto skladajú najmä z valúnikov kremeňa a ruly a majú podobný železitý tmel ako niektoré polohy varhaňovských štrkov. Andezitový materiál tiež neobsahujú.

Úplný nedostatok andezitových valúnov, hypersténu a amfibolu v ťažkej frakcii poukazuje na predandezitový, t. j. spodnotortónsky vek formácií. V mladších sedimentoch, aj keď často len ojedinele, ale všade vidíme prítomnosť bázických vulkanitov. (Zamutovská formácia, Košická formácia, pleistocénne štrky). Paleontologické nálezy, aj keď priamo nepotvrdzujú spodnotortónsky vek varhaňovských štrkov, prítomnosťou *Globorotalia scitula* poukazujú na to, že sedimenty asi nebudú staršie ako tortón. Podobnosť k zlepencovej polohe pri Zlatníku poukazuje tiež na spodnotortónsky vek. Podľa dnešného stavu výskumu môžeme teda Švagrovského názor prijať a varhaňovskú štrkovú formáciu považovať za spodnotortónsku. Štrky predstavujú transgresívne bazálne sedimenty tortónu, ležiace buď na paleogénnych alebo na helvétskych sedimentoch východného Slovenska.

Odkryté patrie tejto formácie predstavujú mocnosť asi 40—50 metrov. Báza súvrstvia nebola zistená. Je isté, že tento bazálny typ tortónu nie je konštantný na celom východnom Slovensku, ale litofaciálne sa mení v rôz-

nych oblastiach a často bude zastúpený aj pelitickými bazálnymi útvarmi. Bazálne súvrstvie v podobe štrkových útvarov v tortóne možno podľa všetkého očakávať len v okrajových partiách panvy, vymodelovaných čiastočne štýrskou horotvornou fázou medzi helvétom a tortónom. Materiál varhaňovskej formácie pochádza zrejme z Rudohoria, ktoré tvorilo bývalé pobrežie tortónskeho mora: Je pravdepodobné, že pri sedimentovaní tohto štrkového súvrstvia veľkú úlohu mali nielen povrchové toky v Rudohorí, ale aj silný podmorský transport štrkového materiálu.

Juhozápadne od obce Kokošovce v jarku sa vyskytujú veľmi silne piesčité sliene a slienité piesky šedej farby. Vo výplave prevláda kremeň, ojedinele biotit, glaukonit a muskovit. Makrofaunu neobsahujú, ich mikrofauna je odlišná od bežnej tortónskej mikrofauny (pozri ďalej) tým, že planktonická zložka nadobúda veľkú prevahu (D a n i h e l o v á 1955). Prevláda *Globigerina conglomerata*, ktorá sa nachádza vo vrchnoeocénnych usadeninách, potom *Globigerina bulloides* a *Globigerinoides triloba*. Nie je vylúčené, že ide o pseudoasociáciu paleogénnej preplavenej fauny s tortónskou biocenózou. Osobitný litologický a paleontologický ráz týchto sedimentov, ktoré sa líšia od ostatných usadenín známych z tortónu, poukazuje na to, že ide o starší, možno bazálno-tortónsky člen sedimentov.

Spodný a vyšší tortón

Ako sme už spomínali, tortón je najviac charakterizovaný piesčitými slieňmi, farby prevažne šedožltej a modrošedej, v ktorých lokálne sa vyskytujú tenké polohy pieskov. Horizontovanie tohto petrograficky monotónneho súvrstvia povrchovým výskumom zatiaľ ani paleontologicky ani litologicky možné nebolo. Piesčitosť a vápnitosť sedimentov je málo menlivá a v striedaní týchto faktorov zatiaľ nebola zistená žiadna zákonitosť. Možnosti sa vyskytujú vo výskume ťažkých minerálov týchto sedimentov. Makrofaunu toto súvrstvie obyčajne neobsahuje. Nálezy úlomkov lamelibranchiát sú veľmi vzácne, pričom druhy sú veľmi zle zachované a obyčajne ani rodove sa nedajú určiť. Mikrofaunistický obsah sedimentov je bohatý a pestrý. V niekoľkých, starostlivo vybraných profiloch sa ukazuje striedanie rôznych horizontov s foraminiferovou asociáciou planktónnych a bentonických, normálne morských a brakických. Tieto profily pripomínajú paleontologicky pestrý sled vrstiev tortónu na východnom úpätí pohoria pri obci Hlinné, v nadloží helvétskeho šlíru, ktoré vrstvy iste sú vekovým aj faciálnym ekvivalentom tortónu na tomto teréne. Ako som už spomínal, pokúsili sa o horizontovanie tohto tortónskeho komplexu slieňov na základe planktónnych a bentonických biocenóz. Plynulé profily však ukazujú, že tieto sa striedajú vo viacerých polohách nad sebou. Mám taký dojem, že od seba odlišné tortónske mikroasociácie na tomto teréne poukazujú skôr na oblasti s odlišnými podmienkami sedimentácie a hodili by sa skôr pre zhotovenie detailnej batymetricko-biofaciálnej mapy, ako na jemnejší stratigrafický

výskum. Planktónne asociácie s *Globigerina* a *Globorotalia* sa vyskytujú skôr v južnej časti mapovaného územia v okolí Kecerovských Peklian, tesne v podloží sarmatských kyslých eruptív, kým v oblastiach severnejších, v podloží mladších sarmatských andezitov (autometamorfované andezity), vyskytujú sa mikroasociácie z bentonických foriem prevažne s *Bulimina* a *Bolivina.*

Starostlivo vybraný profil po celom Brestovskom potoku severovýchodne od obce Mirkovce pekne ukazuje striedanie rôznych horizontov. Pri Ruskovciach sú sliene s *Bulimina, Bolivina* a silicispongiami, vyššie smerom k Pillerovmu majeru sú sliene s čistou *bolivina — bulimínovou* asociáciou. V ich nadloží sa objavuje *globorotáliová* a *globogerínová* asociácia spolu s brakickými polohami s *Rotalia beccarii,* vyššie opäť nasleduje *bulimínobolivínová asociácia.* Pri hornom toku potoka sú zase odkryté sliene s *Globorotalia a Globigerina.* Mikropaleontologický profil spracovaný D a n i h e l o v o u zhora nadol vyzerá takto:

Bulimina — Bolivina — Globigerina
Globorotalia — Bulimina — Globigerina
Bulimina — Bolivina
Bulimina — Bolivina — Rotalia
Bulimina — Bolivina
Rotalia — Bulimina — silicispongie
Globorotalia — Globigerina — Rotalia
Bulimina — Bolivina
Bulimina — Bolivina — silicispongie

Podobný pestrý sled vidíme v odkryvoch potoka pri Varhaňovciach. Zhora nadol boli zistené tieto horizonty:

Bulimina — Bolivina
Silicispongie
Rotalia — Bulimina — Bolivina
Bulimina — Bolivina
Silicispongie
Bulimina — Bolivina — Rotalia
Nonion — Bulimina — Bolivina — Globigerina
Globorotalia
Globorotalia — Rotalia — silicispongie

Tortónsky profil západne od Hlinného na východnom úpätí pohoria ukazuje takéto striedanie mikroasociácií (S e n e š 1954):

Bulimina — Bolivina
Orbulina
Discorbis
Bulimina — Bolivina
Nonion — Rotalia
Bulimina — Bolivina

agglutinované formy
silicispongie

Je teda veľmi pravdepodobné, že ide o identické horizonty a že v celom Prešovsko-tokajskom pohorí aj spodnejšia časť tortónu ukazuje sedimenty s pestrým biofaciálnym vývojom čo do salinity, hĺbky a vzdialenosti od brehu bývalého biotopu. Táto rôznorodosť a kolísanie nadobúda ešte väčšie rozmery vo vrchnom tortóne.

Takýto vývoj staršieho tortónu s výraznými planktónnymi asociáciami bol zistený v doline Olšavy jednak na spodnej časti jarkov pri Kecerských Pekľanoch, potom v brehu riečky Olšava, južne od Kecerských Peklian. Omnoho väčšie rozšírenie týchto vrstiev vidíme medzi Kokošovcami a Varhaňovcami v jarkoch a v zárezoch potokov na západnom úpätí pohoria. Piesčité sliene v tejto oblasti sú charakterizované najmä bentonickými asociáciami. Vyskytujú sa severne od Varhaňoviec medzi obcami Brestov a Mirkovce, v okolí Žegni, Abramoviec a Kokošoviec. Tieto vrstvy sa vynárajú aj uprostred andezitového pohoria v malých kotlinách v blízkosti obce Lesíček a Tuhriná.

Výraznejšia piesčitá poloha v tomto súvrství bola zistená jedine vo Varhaňovskom jarku. Piesky sú farby hnedožltej, zriedkavo tvoria rozpadové konkrécie. Mikrofaunu ani makrofaunu neobsahujú. Tmel pieskovcových konkrécií a rozpadavých lavíc je vápnitý, slabo železitý.

Analýza na ťažké minerály, ktorú urobil M i š í k (1955), ukazuje medzi inými aj 6,8% obsah amfibolu.

Uprostred piesčito-slienitých vrstiev tortónu boli zistené na niekoľkých miestach kyslé tufy, pripomínajúce svojím zložením tortónske tufy pri Nižnom Hrabovci a pri Zlatníku na východnom úpätí pohoria. Vyskytujú sa jednak v odkryvoch potoka severne od Mirkoviec, jednak severovýchodne od obce Lesíček v zárezе poľnej cesty pod lesom. Hornina v tomto poslednom odkryve je žltkasto-bielej farby, psamitická, s drobnými šupinkami čierneho biotitu. Mikroskopicky ukazuje litoklastickú psamitickú štruktúru. Je zložená z ostrohranného kremeňa, plagioklasu, biotitu a vulkanického skla. Tmel je sklovitý. Niektoré polohy tufu sú biele a celistvé, s lastúrnatým lomom. Základná hmota je väčšinou izotropná, sklovitá, s drobnými úlomkami živcov. Hojné sú prierezy globigerín, čo poukazuje na sedimentáciu týchto kyslých tufov v morskom prostredí.

Vrchný tortón

Najvyššie polohy piesčitých slieňov a ílov, ktoré sú charakterizované prevažne brakickou faunou, počítam na základe analógie s terénmi na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria za vrchnotortónske. V oblasti Soli a Rudlova (S e n e š 1954) toto súvrstvie sa vyznačuje striedaním brakických a sladkovodných sedimentov, do menšej miery vidíme na ich báze aj morské horizonty. Vrstvy podobného charakteru som zistil aj na západnom

úpätí pohoria, a to južne od obce Varhaňovce, kde hnedožlté slienité íly s brakickou faunou ležia v nadloží slieňov s *Bulimina* a v podloží andezitového pyroklastika. Podrobné paleontologické, ekologické a biofaciálne hodnotenie, ako aj vek a zemepisné rozšírenie fauny z tejto lokality, som už opísal na inom mieste (Seneš 1955). Pre úplnosť uvediem len zoznam fauny a jeho najdôležitejšiu charakteristiku. (Mikrofaunu spracovala Danihelová.)

Južne od obce Varhaňovce pri ceste vedúcej do obce Ptáčkovce, vo výmoloch sú šedé a hnedošedé íly charakterizované *Bolivina dilatata, Bulimina elongata, Globorotalia ex. gr. scitula* a *Globigerina bulloides*, patriace do morského vývoja tortónu. Vo vyšších polohách litologicky podobné sliene a íly nadobudnú brakický charakter a na spomenutej lokalite obsahujú takúto faunu:

Bulimina ovata d'Orb.
Bulimina elongata d'Orb.
Bolivina dilatata (Reuss)
Rotalia beccari L.
Nonion granosum (d'Orb.)
Nonion boueanum (d'Orb.)
Nonion communis (d'Orb.)
Elphidium macellum (Ficht. et Moll.)
Elphidium fichtellianum (d'Orb.)
Elphidium crispum L.
Pullenia bulloides Brady
Cibicides ungerianus (d'Orb.)
Cancris brongniarti (d'Orb.)
Anomia ephippium ephippium L.
Ostrea cf. digitalina digitalina Dub.
Ostrea (Pycnodonta) cochlear navicularis Brocc.
Aloidis carinatus hörnesi (Ben.)
Aloidis (Lentidium) turonicum turonicum (Cossm.)
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Fér.)
Clithon (Vittoclithon) pictus ventrosus nov. ssp.
Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi (M. Hörn.)
Rissoa (Turboella) acuticosta (Sacco)
Mohrensternia pseudosarmatica Friedb.
Alvania miocenica Sacco
Alvania curta curta (Duj.)
Adeorbis woodi Hörn.
Turritella (Archimediella) bicarinata bicarinata Eichw.
Turritella (Archimediella) bicarinata scalaria de Buch.
Pirenella nodosoplicata (Hörn.)
Pirenella biseriata (Friedb.)
Pirenella picta mitralis (Eichw.)
Pirenella picta bicostata (Eichw.)
Pirenella picta nympha (Eichw.)
Cerithium (Pithocerithium) exdoliolum Sacco
Cerithium (Conocerithium) evae Boettger
Bittium reticulatum reticulatum da Costa
Cerithiella dertobicarinata Sacco
Acirsa cf. plana Mezn.
Nassa cf. auingeri (M. Hörn.)

Nassa (Niotha) schönni dujardini (Desh.)
Nassa (Niotha) schönni coarctata Eichw.
Pusia (Thala) partschi kostejana (Boettg.)
Conus (Rhizoconus) dujardini Desh.
Conus (Rhizoconus) brezinae Hörn. et Auing.
Ostracoda

Foraminifera spolu s *Ostracoda* ukazujú chudobnú asociáciu brakického charakteru. Hojný výskyt druhov *Rotalia baccari* a *Elphidium crispum* poukazujú nielen na zníženú slanosť mora v dobe sedimentácie, ale aj na malú hĺbku sedimentačného prostredia. Vedúce druhy makrofauny boli viazané na život v laminárnej zóne mora. Celková ich asociácia ukazuje na život v brakickej vode, za salinity 22 až 25%. Biocenóza je teda v podstate odlišná od ostatných tortónskych asociácií tohto terénu. Na základe už spomenutej analógie možno tieto vrstvy zaradiť k vrchnému, faciálne veľmi pestrému tortónu. Na iných miestach mapovaného územia brakický a sladkovodný tortón nebol zistený. Je pravdepodobné, že sedimenty boli počas sarmatu a neskoršie sčasti oddenudované, sčasti zakryté eruptívami Prešovsko-tokajského pohoria.

Tortónske slienité sedimenty na kontakte najmä s autometamorfovanými amfibolickými andezitmi sú často vypálené a premenené v porculanit. Väčšie polohy svetlých až tmavošedých, veľmi tvrdých porculanitov so sklovitým lomom vidíme východne od obce Lesíček na ceste vedúcej do Tuhrinej, potom na úpätí kopcov na báze andezitov južne od obce Žegňa.

Čo sa týka andezitového vulkanizmu, dokazujú ich činnosť už v tortóne nálezy amfibolu, hypersténu a augitu v slienitých a piesčitých sedimentoch v oblasti Varhaňoviec. Boli názory, že tento tortónsky vulkanizmus je zastúpený autometamorfovanými svetlými amfibol-pyroxén-andezitmi. Je však pravdepodobné, že tieto andezity, tvoriace morfologicky výrazné tvary v severnej časti terénu, vyliali sa len v sarmate. Súdim to jednak z toho, že nikde v sedimentoch, paleontologicky dokázateľne tortónskych, nenašli sa žiadne polohy amfibol-andezitových tufov a tufitov, jednak z toho, že mohutné polohy andezitových tufobrekcií v sarmate v južnej časti terénu ukazujú petrografické zhody s materiálom amfibolických, čiastočne autometamorfovaných andezitov. Vek týchto andezitových tufobrekcií v južnej časti terénu je dokázaný najmä tým, že všade v ich podloží ležia spodnosarmatské ryolitové tufy a tufity. Je veľmi málo pravdepodobné, že by v tortónskych sedimentoch neboli zostali nejaké väčšie stopy v podobe aspoň tufov po mohutných výlevoch amfibolických andezitov (autometamorfovaných), keby sa táto bola odohrávala v tortóne.

Z týchto dôvodov vek erupcie amfibolických autometamorfovaných andezitov kladiem do sarmatu a v tortóne predpokladám len menšie erupcie andezitov, ktorých výlevy sú dnes zakryté mladšími vulkanitmi Prešovsko-tokajského pohoria, alebo sú ďaleko od skúmaného územia.

Sarmat

Usadeniny sarmatu na našom teréne ukazujú najpestrejší vývoj. Sú v nej zastúpené íly, sliene a piesky, zlepence, ryolitové tufy a tufity, andezity a

ich pyroklastiká. Tento rôznorodý petrografický vývoj je spestrený aj tým, že na spracovanom teréne sa nachádzal severný breh bývalého sarmatského brakického mora, takže časť sedimentov je vyvinutá v morskej fácii, druhá časť zase v sladkovodnej a kontinentálnej fácii.

Báza sarmatu je tvorená ryolitovými tufmi a tufitmi, ktoré sú usadené v najrôznejšej mocnosti od 1 do 150 m na stratigraficky rôzne horizonty tortónu. Táto sedimentácia sa vyznačuje väčšinou tufitickým charakterom, hromadenie sa veľkých mocností bolo následkom pozemného transportu a nie vzdušnou cestou. Kým v južnejších oblastiach Prešovsko-tokajského pohoria ryolitové tufy na báze sarmatu sa usadili do brakického mora, zatiaľ v strednej a severnej časti pohoria, teda aj na našom teréne, sedimentácia prebiehala počas kontinentálnej periódy, súčasne aj s denudáciou niektorých častí územia. Tým môžeme vysvetliť nielen to, že prečo báza sarmatu tu leží na rôznych starších stratigrafických jednotkách miocénu, ale aj to, že prečo ukazujú tufity odlišné mocnosti, ba často úplne chýbajú. Tufy a tufity sa vyskytujú v dvoch veľmi podobných litofáciách. Jedni sú tufity jemnozrnné až hrubozrnné, sklovité, ostré, s úlomkami červených fluidálnych ryolitov, celkove farby svetlej, často úplne bielej, ktoré nazývame tufitmi olšanskými, druhé tufity sú väčšinou hrubozrnné, s vložkami tufitických ílov, s množstvom piesčitej prímesi, šedých ryolitov, s fluidálnou štruktúrou, pričom celé súvrstvie sa vyznačuje žltohnedou farbou. Toto súvrstvie tufitov sme nazvali ako Rankoveckú formáciu.

Olšanské tufity vidíme v severnej časti terénu v doline oproti osade Sigord, východne od Kokošoviec, kde v ich nadloží sú autometamorfované andezity, podložie nie je známe. V južnej časti terénu sa vyskytujú na celom úbočí doliny Olšavy medzi Opinou a Kecerovskými Pekľanmi, kde ležia priamo na morskom tortóne s *Globorotalia* alebo so silicispongiami. V ich nadloží sú väčšinou íly asi sladkovodného pôvodu s preplavenými silicispongiami, ako aj andezitové tufy a zlepence. Vyskytujú sa tiež vo východnej časti doliny v oblasti obce Mudrovce a Kecerovský Lipovec, ako aj v hraboveckom jarku južne od Mudroviec. V týchto oblastiach ich podložie nie je známe, v ich nadloží ležia tufity v rankoveckom vývoji.

Olšanské tufity sú makroskopicky biele až šedobiele, drobivé a psamitické, často s úlomkami bieleho pórovitého skla, obsidiánu a pemzy, miestami s polohami zlepencov z kyslých vulkanitov. Mikroskopicky ukazujú takmer vždy kryštálovito-klastickú — psamitickú štruktúru. Pod mikroskopom podľa Šalát a (1955) sa vyskytujú najhojnejšie úlomky pemzy, živcov, kremeňa, zriedkavejšie granátu a chloridu.

Analýzy ťažkých minerálov podľa Mišík a (1955) ukazujú nedostatok pyroxénov a amfibolu.

Zlepencové vložky sa skladajú z valúnov fluidálnych vulkanických skiel a zo šedých smoliek s perlitickou odlučnosťou. Niektoré valúny dosahujú priemer 15 cm. Zriedkavejšie sa v zlepencoch vyskytujú biotitické ryolity. Fluidálne sklá sú väčšinou ružovofialové, zriedkavejšie šedé, so svetlozele-

nými prúžkami. Vo výbrusoch sú sčasti zakalené, majú fluidálnu textúru, čo je zdôraznené množstvom živcových ihličiek. Z vyrastlíc boli zistené iba živce. Biotitické ryolity vo výbruse ukazujú vyrastlice kremeňa, lam. plagioklasov, ortoklasu (sanidín) a biotitu. Sklovitá základná hmota má fluidálnu textúru, čo je vyjadrené prúdmi mikrolitov. Fosílie, až na preplavené ihlice húb, v olšanských tufitoch neboli nájdené.

Makroskopické a mikroskopické zloženie týchto tufitov úplne súhlasí s kyslými tufitmi a tufmi na východnej strane pohoria, kde tieto boli nájdené pri Cabove, Zamutove a pri Hlinnom (Gašparík, Seneš 1954, Kuthan tzv. podložný tufit 1948). Kontrolné vzorky od Zamutova ukazujú tie isté ružové a červené fluidálne sklá, aké bývajú v zlepencoch v olšanských tufitoch.

Rankovecký typ spodnosarmatských ryolitových tufitov je po stránke petrografickej pestrejší. Tieto tufity sa vyskytujú východne od Kecerových Lipoviec a v širšom okolí, ako aj priamo v obci Rankovce. Skladajú sa z hnedého a žltého, ílovito-piesčitého tufitického materiálu, spestreného polohami z ostrohranných šedých fluidálnych skiel. Polohy rôznych hornín sa nad sebou často striedajú. Tufitické ílovité pieskovce po puklinách sú sfarbené na tmovohnedo, čo je veľmi charakteristické pre celé toto súvrstvie. V týchto Rankoveckých kyslých tufitoch je už podozrenie po stopách andezitu.

Ílovitejšie polohy rankoveckých tufitov obsahujú chudobné pseudoasociácie foraminifer, najčastejšie však len resedimentované silicispongie.

V nadloží bazálnych sarmatských tufitov pri Kecerovských Pekľanoch, severne od Mudroviec a tiež na hornom konci obce Rankovce, ležia hnedožlté až modrošedé piesčité sliene a íly, ktoré sa vyznačujú resedimentovanými pseudoasociáciami foraminifer a silicispongií. Sú pravdepodobne jazerného pôvodu, zatiaľ však nie je to dokázané. Sú dobre vrstevnaté a rozhodne poukazujú na sedimentáciu z vody. I nadložie pri Kecerovských Pekľanoch a pri Lipovci je tvorené andezitovými tufobrekciami a zlepencami kontinentálneho pôvodu, kým pri Rankovciach brakickými sedimentmi sarmatu a tiež andezitovými tufmi, usadenými v brakickom prostredí. Z týchto faciálnych rozdielov nadložia súdim, že ide o sedimenty, ktoré vznikli v sladkovodných lagúnach a jazerách za severným brehom spodnosarmatského mora. V týchto pobrežných oblastiach možno, že časť sedimentov ešte pred usadením sarmatských andezitových tufobrekcií bola oddenudovaná. V oblasti pobrežia sarmatského mora, ktoré vidíme v jarku východne od Rankoviec, sedimentácia z brakickej vody, aj kolísavo a striedavo so sladkovodnými polohami, ale pokračovala. V profile jarku východne od Rankoviec vidieť niekoľkokrát striedanie vrstiev s autochtónnou sarmatskou brakickou mikrofaunou a makrofaunou s vrstvami neistého faciálneho rázu s preplavenými foraminiferami a silicispongiami z tortónu a so sedimentmi sladkovodnými s autochtónnymi sladkovodnými ostrakódami. Uprostred tohto biofaciálne pestrého súvrstvia sa už objavujú polohy ande-

zitových tufov a tufitov, tiež sa opakuje poloha ryolitových tufov a tufitov.

Na báze ílovitého súvrstvia v Rankoveckom jarku (jarok Potôček) sú šedomodré slienité íly s pseudoasociáciami foraminifer a silicispongiami, s *Rotalia beccari* a *Bolivina dilatata*. Piesčité sliene oniečo vyššie obsahujú autochtónnu sarmatskú brakickú mikrofaunu s *Rotalia beccari* a s veľkými elfídiami, druhmi *F. fichtellianum* a E. *macellum* a tiež *Ostracoda* z rodu *Cythereis*. Úlomky tetraktinelíd a raxy sú do tohto spoločenstva naplavené. Makrofauna je zastúpená veľmi zle zachovanými exemplármi, z ktorých boli určiteľné len *Ervilia dissita podolica* a *Limnocardium* sp.

Vyšší horizont piesčitých šedých ílov ukazuje pseudoasociácie z úlomkov tretraktinelíd a vzácne úlomky tortónskych globigerín a globorotálií. V ich nadloží nasleduje ílovitý tufitický horizont, v ktorom viackrát sa striedajú íly a piesčité sliene s typickou spodnosarmatskou faunou, s ílovitými sladkovodnými polohami, vložkou zemitého uhlia, tmavých ílov, andezitového a ryolitového tufu. Piesčité sliene obsahujú typickú asociáciu s *Rotalia, Elphidium* a *Ostrakódami*. Íly sú väčšinou bez mikroorganizmov. Andezitové tufitické íly sú preplnené Pirenelami. Fauna obsahuje aj iné druhy, je však veľmi zle zachovaná. Určiteľné boli tieto druhy a rody (mikrofaunu spracovala Danihelová):

Nonion granosum (d' Orb.)	ojedinele
Rotalia beccari L. veľké exempláre	veľmi hojne
Elphidium crispum (L.) veľké exempláre	veľmi hojne
Elphidium macellum (Ficht. et Moll.)	hojne
Elphidium fichtellianum (d' Orb.)	zriedkavo
Triloculina consobrina (d' Orb.)	zriedkavo
Quinqueloculina boueana (d' Orb.)	ojedinele
Cardium (Limnocardium) vindobonense Lask.	6—8 ex.
Cardium (Limnocardium) ghergutai Jek.	3 ex.
Cardium (Limnocardium) politioanei Jek.	6 ex.
Irus sp.?	1 ex.
Ervilia dissita dissita (Eichw.)	4 ex.
Gibbula sp.	1 ex.
Calliostoma podolica (Dub.)	2 ex.
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Fér.)	38 ex.
Hydrobia stagnalis stagnalis (Bast.)	9 ex.
Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi (M. Hörn.)	22 ex.
Pseudamnicola immutata (M. Hörn.)	29 ex.
Pseudamnicola puncta puncta (Eichw.)	3 ex.
Caspia? sp.	
Mohrensternia sarmatica Friedb.	7 ex.
Mohrensternia cf. pseudosarmatica Friedb.	2 ex.
Mohrensternia inflata (Andrz.)	12 ex.
Mohrensternia polonica Seneš	6 ex.
Mohrensternia hydrobioides Hilb.	16 ex.

Mohrensternia cf. nuda Seneš	6 ex.
Pirenella picta mitralis (Eichw.)	130 ex.
Pirenella picta nympha (Eichw.)	9 ex.
Pirenella cf. disjuncta disjuncta (Sow.)	1 ex.
Bittium hartbergense ex. gr. schildbachense (Hilb.)	2 ex.
Cerithium rubiginosum rubiginosum (Eichw.)	1 ex.
Seila schwartzi (M. Hörn.)	1 ex.
Clavatula sp.	1 ex.
Acteocina lajonkaireana et subsp.	12—20 ex.
Ostracoda	hojne
rastlinné zvyšky	hojne

Fauna obsahuje pravdepodobne aj iné brakické elementy, je však tak zle zachovaná, že určenie rozpadnutých a lumachelovite uložených druhov nie je možné. Je to typická brakická biocenóza, ktorá poukazuje na biotop so salinitou 14—16‰. Sedimentácia sa odohrávala asi v laminárnej zóne, blízko pobrežia.

Šošovka zemitého lignitu leží v tomto pestrom súvrství medzi andezitovými tufmi a ílmi a je 5 až 8 cm mocná.

Vložky andezitových tufov a tufitov sú mocné až niekoľko metrov. Sú svetlošedej až tmavošedej farby, často pórovité, alebo s veľkými úlomkami šedých a hnedožltých pemz. Ich štruktúra je väčšinou porfyrická, inde litokryštálovo-vitroklastická. Sú zložené z úlomkov andezitov, vulkanického skla, z úlomkov hornín s hyalopilitickou štruktúrou a z úlomkov živcov.

Ryolitové tufy tvoria len 0,5 m polohu medzi ílmi a andezitovými tufmi. Miestami majú piesčitú prímes a tufitický ráz. Tufy sú šedobiele s hojnými úlomkami bielej pemzy. Mikroskopicky ukazujú vitroklastickú štruktúru s úlomkami pemzy, živcov, kremeňa, biotitu a vulkanického skla. Tmel je sklovitá hmota.

Nad týmto pestrým tufitickým súvrstvím nasledujú ílovité horniny šedomodrej a hnedožltej farby, ktoré obsahujú sčasti preplavenú mikrofaunu (silicispongie), sčasti autochtónnu sladkovodnú ostrakódovú asociáciu s *Candona sp.* Nie je vylúčené, že tento sladkovodný horizont vznikol už v panóne.

Celé sarmatské, ílovito-slienité tufitické súvrstvie okrem bazálnych olšanských a rankoveckých tufitov má pri Rankovciach mocnosť nie viac ako 100 m. Prekvapujúci je v tomto súvrství výskyt ryolitových tufov medzi andezitovými tufmi a tufitmi. Označuje to súčasný ryolitový a andezitový vulkanizmus v sarmate v Prešovsko-tokajskom pohorí. Ryolitové erupcie boli zrejme dozvukom prvého spodnosarmatského ryolitového vulkanizmu, ktoré vyznievalo v čase začiatku sarmatských andezitových erupcií.

Andezitové eruptíva tejto doby sú omnoho mocnejšie nahromadené na území západne a severne od riečky Olšavy, kde sú zastúpené tufobrekciami

a zlepencami, potom na území pri obciach Varhaňovce, Žegňa a Tuhriná, kde sú zastúpené bielymi autometamorfovanými pyroxén-amfibol andezitmi a ich brekciami. Zlepencové horizonty v tejto poslednej oblasti na báze vulkanitov sa vyskytujú len ojedinele.

Západne od riečky Olšavy stopy sarmatského andezitového vulkanizmu sa začínajú svetlohnedými andezitovými tufitmi, zriedkavejšie tufmi. Tufity obsahujú často ílovité a piesčité vložky s preplavenými silicispongiami. Podobný vývoj tohto súvrstvia vidíme aj východne od obcí Lipovec a Opiná. Tufity majú obvykle litoklastickú štruktúru a obsahujú úlomky andezitov.

Tufy v hornej časti jarku pri Narzaloveckom mlyne severne od Kecerských Peklian makroskopicky sú ružovkastej farby a sú nerovnomerne zrnité. V iných horizontoch sú šedé a obsahujú úlomky svetlošedých pemz. Úlomky andezitov sú obyčajne všade badateľné aj voľným okom. Mikroskopicky podľa Šaláta (1955) ukazujú väčšinou litoklasticko-psamitickú štruktúru a sú zložené š úlomkov plagioklasov, pyroxénov a z úlomkov porfyrických hornín, ktoré svojím zložením a štruktúrou sa podobajú andezitom a latitom sarmatskej (tzv. staršej, autometamorfovanej) fázy výlevov.

Zriedkavejšie sa vyskytujú medzi polohami tufov a tufitov aj brekciové horizonty. V spodných polohách tohto súvrstvia takmer v celej južnej časti mapovaného terénu sa vyskytujú zlepencové horizonty. Autochtónne zvyšky organizmov ani v tufovom súvrství, ani v týchto zlepencoch neboli zistené. Celý komplex vrstiev má ráz kontinentálnej sedimentácie — zlepencové horizonty budú svedkami riečnej denudačnej činnosti v tejto dobe.

Zlepence sa skladajú z valúnov o rôznej veľkosti, od drobných štrkov až po valúny o priemere 30 cm. Zlepencové polohy sú miestami až 20 m mocné. Ich valúnový materiál sa zásadne líši od materiálu zlepencov varhaňovských, ako aj kyslo-tufitických spodnosarmatských tým, že obsahuje andezity. V zlepencoch prevládajú paleozoické kremence, kyslé fluidálne sklá také isté ako v spodnosarmatských ryolit-tufitických zlepencoch a andezity. Podradnejšie sa vyskytujú triasové kremence, žilný kremeň, fylity, arkózy, rohovce, lydity, pieskovce, porfyroid, teda materiál Spišsko-gemerského rudohoria. Valúny fluidálneho kyslého skla a ryolitov pochádzajú zrejme z bazálneho sarmatu, materiál andezitový buď z produktov tortónskej, pravdepodobnejšie však sarmatskej efuzívnej činnosti. Andezitové valúny sú z pyroxenických andezitov, kde prevláda hyperstén nad diopsidom, potom z andezitov hyperstenických so sklovitou základnou hmotou, z andezitov diopsidických, z amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré pripomínajú autometamorfované andezity. Podradne sa vyskytujú valúny aj z andezitových tufov.

V Brestoveckom potoku v odkryve na báze pravdepodobne starších autometamorfovaných andezitov (pomer uloženia dvoch andezitov na tomto mieste nie je jasný) je podobný zlepencový horizont, v ktorom prevláda materiál z Rudohoria; žilné kremene, paleozoické kremence, andezity a ojedinele porfyroid. Kým tmel zlepencov na ostatných lokalitách bol vá-

penatý alebo tufitický, tu je pevný so štruktúrou litokryštál-klastickou, s úlomkami plagioklasov. Andezitové valúny patria pyroxén-andezitom, najmä diopsidickým a hyperstenickým.

Veľmi starostlivý petrografický výskum andezitových valúnov môže v budúcnosti osvetliť dnes ešte nie celkom jasnú situáciu o veku tortónskych a tzv. starších autometamorfovaných andezitov.

Andezitovú a ryolitovú prímes štrkov považujem za lokálnu, ostatný materiál bol pravdepodobne transportovaný vodnou sieťou v sarmate priamo z Rudohoria a nie z odkrytých častí spodnotortónskych bazálnych sedimentov. Konštantná stratigrafická poloha týchto sarmatských štrkov označuje iste väčšiu fázu vyzdvihnutia Spišsko-gemerského rudohoria, možno aj okolitých oblastí a iste sa prejavuje štrkovými sedimentmi aj na ostatnom území východného Slovenska. Štrkové horizonty veľmi podobného zloženia vidíme aj uprostred brakických sedimentov sarmatu, južne od nášho terénu pri Čakanovciach (Gašparík 1955) a je možné, že tomuto horizontu zodpovedá aj štrková formácia pri Zamutove a Cabove. Tieto dve posledné lokality by potom zastupovali tiež sarmat. Značilo by to určitú zmenu a tiež zjednodušenie stratigrafie vo východnej časti Prešovsko-tokajského pohoria (Seneš 1954, Gašparík 1954).

Vo vyšších horizontoch sarmatského vulkanického súvrstvia sú vyvinuté pestré tufy, tufobrekcie a andezitové aglomeráty. Ich petrografická povaha je rôznorodá, mineralogickým zložením však často pripomínajú príbuznosť s autometamorfovanými andezitmi. Hrubé vrstvy tufobrekcií sú vyvinuté na kopcoch medzi Kecerskými Pekľanmi, Buneticami a Varhaňovcami, na úpätí Prešovsko-tokajského pohoria východne od Opinej a Kecerovského Lipovca. Horné ohraničenie týchto sarmatských tufobrekcií je často neisté, lebo nad nimi ležia obyčajne podobné tufy a brekcie mladších panónskych andezitov.

V severnej časti terénu medzi Buneticami, Varhaňovcami a Kokošovcami sa vyskytujú svetlé typické, autometamorfované andezity a ich brekcie. Už z prv spomínaných dôvodov tieto vulkanity zaraďujem do sarmatu. Autometamorfované andezity na celom mapovanom území tvoria morfologicky typické tvary, kopce s homoľovitými a kužeľovitými tvarmi. Také isté morfologické tvary ukazujú autometamorfované andezity aj v okolí Michaloviec vo Vihorlate, v Zamutove a Hermanovciach, v severovýchodnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Petrografickú charakteristiku tufobrekciového súvrstvia, ako aj autometamorfovaných andezitov podávajú Šalát (1955) a Kuthan (1948). Andezity bývajú takmer všade svetlošedej alebo ružovkastej farby, porfyrické až hruboporfyrické, s mliečnobielymi živcami a vyrastlicami premenených tmavých súčiastok. Štruktúra pod mikroskopom býva holokryštalicko-porfyrická. Vyrastlice sú rombické pyroxény, resorbované amfiboly a labrador. Základná hmota býva cukrovito zrnitá, zložená zo živca a kremeňa. Porfyrické vyrastlice tmavých súčiastok sú obyčajne úplne autometamorfovane hematizované.

Najviac typické lokality autometamorfovaných andezitov sú kopce severne od obce Bunetice, potom Kolejová hola a Zobraná severne od Varhaňoviec, Úvoz a Kratová hora východne od Kokošoviec a Abramoviec. Typické lávo-brekcie autometamorfovaných andezitov sú pri obci Brestov.

Po ukončení tejto andezitovej vulkanickej fázy koncom sarmatu a možno už začiatkom panónu nastala intenzívnejšia denudácia morfologicky vyšších častí terénu. Jazerná sedimentácia, ktorá na území najmä Potiskej nížiny južne od Vihorlatu a tiež v niektorých oblastiach Prešovsko-tokajského pohoria nadobudla značné rozmery, na tomto teréne je sotva pozorovateľná. Nie je vylúčené, že v niektorých oblastiach pod pliocénnymi vulkanitmi sú tieto jazerné útvary vyvinuté, na povrchu však sú viditeľné jedine v hornej časti jarku Potôček, východne od Rankoviec. Ako som už písal, tieto vrstvy sú charakterizované sladkovodnými Ostrakódami.

Panón

Sarmatský vek niektorých andezitov je na území Prešovsko-tokajského pohoria na niekoľkých miestach paleontologicky dokázaný. Aj na našom teréne sme videli, že andezitové tufy pri Rankovciach sú charakterizované sarmatskou brakickou faunou, resp. ležia uprostred sarmatského, piesčito-slienitého súvrstvia. Andezitové pyroklastikum leží tiež na západ od Olšavy v nadloží spodnosarmatských ryolitových tufitov (olšanské tufy).

Podľa svedectva hrubých sladkovodných sedimentov, ktoré v Podvihorlatskej uhoľnej panve, ako aj v oblasti Drahova, ležia medzi sarmatskými pyroxén-amfibol andezitmi a latitmi a medzi mladšími tmavými pyroxén-andezitmi, muselo uplynúť dlhšie obdobie (tzv. medzifázová sedimentácia — Seneš 1954). Súdim z toho, aj keď dnes ešte paleontologické dôkazy nemáme, že nasledujúca mohutná fáza andezitových erupcií nastala len začiatkom alebo uprostred pliocénu. Produktom tejto fázy boli najmä brekcie a lávové prúdy šedých a čiernych pyroxén-andezitov. Táto eruptívna fáza sa vyznačuje všade stratovulkanickou stavbou (Seneš 1954, Hano — Seneš 1953). Táto stavba je patrná aj na teréne, ktorý som toho roku spracoval. Striedanie sa lávových prúdov s brekciami je dobre viditeľné na kopci Tánczos, severne od obce Červenica, ako aj na západných svahoch hlavného hrebeňa Prešovsko-tokajského pohoria. Panónske andezity sa vyliali na denudovaný reliéf, čiastočne na sedimentárny tortón a na sedimentárny a vulkanický sarmat, t. j. na staršie andezitové tufy a na autometamorfované andezity. Morfologicky tieto mladé andezity tvoria široké pretiahnuté hrebene oproti homolovitým oblým tvarom starších autometamorfovaných andezitov. Vyskytujú sa východne od obce Žegňa, kde ležia priamo na autometamorfovaných andezitoch, potom v okolí Zlatníka a tvoria tiež hlavný hrebeň pohoria. Podrobnú petrografickú charakteristiku týchto andezitov uvádzajú Kuthan (1948) a Šalát (1955). Andezity bývajú najčastejšie šedé, tmavošedé až takmer celkom čierne, makroskopicky

jemnoporfyrickej štruktúry, s vyrastlicami čerstvých a lesklých živcov a stĺpčekovitých pyroxénov. Mikroskopicky býva štruktúra porfyrická, hyalopilitická, často s pilotaxickou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice bývajú plagioklasy a rombické alebo monoklinické pyroxény. Plagioklasy zodpovedajú andezín-labradoru. Akcesoricky sa magnetit objavuje často aj v pyroxénoch a v základnej hmote.

Tufy bývajú väčšinou svetlej farby, s úlomkami čierneho andezitu a hnedožltých pemz. Vyskytujú sa len ojedinele v oblasti Tuhrinej a Opinej. Ukazujú najčastejšie vitroklastickú štruktúru a skladajú sa z úlomkov andezitov, plagioklasov a pyroxénov. Brekcie tvoria mohutné horizonty. Skladajú sa prevažne z čiernych a červenkastých andezitov, tmel majú tvrdý, tufový.

V oblasti medzi Tuhrinou, Huvizom, Červenicou a Opinou sú andezitové tufy a tufity. Vznikli v dôsledku erózie týchto andezitov za dozvuku vulkanickej činnosti. Súvrstvie je celkove klastické, žltohnedej až hnedočervenej farby, s hustým striedaním sa litologicky rôznorodých sedimentov vulkanického pôvodu. Horniny sú väčšinou dobre vrstevnaté. Prevláda piesčitá vulkanická prímes nad jemným, popolovitotufovým materiálom. Časté sú aj zlepencové polohy. Ide pravdepodobne o kužeľovito uložený erozívny produkt na južnom úpätí kopcov Tánczos a Šimonka. Zlepencový horizont v tomto súvrství je dobre odkrytý neďaleko hradskej z Opinej do Tuhrinej na južnom úpätí kopca Dúbravec. Valúnový materiál sa skladá výlučne len z andezitov a tmavých andezitových tufov. Tmel je tufitický. Andezity patria výlučne k labrador-pyroxén a pyroxén-andezitom.

Andezity najmä mladšej eruptívnej fázy (panónskej) boli vystavené postvulkanickým premenám. Toto sa prejavovalo najmä hydrotermálnou až hydrotermálne-pneumatolytickou premenou, spojenou so zrudnením a s vylučovaním opálu. V okolí Zlatej Bane a Tánczosky postvulkanická činnosť viedla k zeolitickej a pyritickej propylitizácii a v krajných prípadoch až ku kaolinizácii. Rozloženie rudnej náplne podľa K u t h a n a (1948) je charakterizované štyrmi zónami. V centre premien je Au a Ag, v prvej zóne Sb, v druhej zóne Hg a vo vonkajšej zóne opál so stopami Sb, Hg a FeS_2. Podrobne o hydrotermálnych premenách a o zrudnení vôbec hovorí K u t h a n (1948).

Pleistocén a holocén

Na mapovanom teréne sú charakterizované jednak značne veľkými náplavovými kužeľmi na západných svahoch andezitového horstva, jednak diluviálnymi a aluviálnymi sedimentmi vo väčších dolinách. Výraznejšie horizonty terasových štrkov neboli zistené. Diluviálna a aluviálna hlina a sutina pokrýva najmä rozsiahlu východnú časť doliny Olšavy. Náplavové kužele badať najmä v oblasti obce Abramovce, Žegňa a Mudrovce. Na západných svahoch kopca Sobraná, budovaných z autometamorfovaných andezitov, vidieť väčšie sutinové kužele. Svahové sutiny, skladajúce sa z hlín a z ande-

zitových úlomkov, tvoria mocné pokrývky uprostred horstva a v okolí obcí Lesíček a Zlatá Baňa.

TEKTONIKA

Podrobnú tektoniku zmapovaného územia je ťažko vystopovať, pretože sedimentárne horniny, prezrádzajúce obvykle vrásové a zlomové pohyby, sú zakryté na väčšej časti terénu mladými príkrovmi vulkanitov. Zato však niektoré zásadné tektonické zjavy možno vystopovať, a to najmä v južnej a v severozápadnej časti terénu.

Charakter celej tektoniky územia je daný zlomami, a to pravdepodobne poklesmi. O intenzívnejšej vrásovej tektonike v sedimentoch tortónu a sarmatu na našom území nemôžeme hovoriť. Úklony merané najmä v ryodacitových tufoch tortónskych a ryolitových tufitoch, zlepencoch a andezitových tufoch a sarmatských tufitoch, sú mierne, medzi 5 a 25° smerom najmä k severu a severozápadu. Úklony južné a juhozápadné som meral jedine v bazálnych sarmatských tufitoch pri Sigorde a v pliocénnych andezitových tufitoch v okolí Červenice a Huvizu.

Úklony merané v tortónskych a sarmatských slieňoch a íloch sú väčšinou úplne nespoľahlivé, lebo sú do značnej miery spôsobené lokálnymi zosuvmi. Mám taký dojem, že generálne úklony sú spôsobené skôr zlomovou tektonikou ako vrásnením. Pravdepodobne ide o úklony zlomami ohraničených celých tektonických kier.

Zlomy severného a severovýchodného smeru sa dajú vystopovať v oblasti obce Varhaňovce a Ptáčkovce a veľký paleogeografický dôležitý zlom v doline Olšavy. Na iných oblastiach terénu sa mapovaním prítomnosť väčších zlomov zistiť nemohla.

Zlomami smeru severovýchodného je ohraničený výskyt spodnotortónskych štrkov a pieskov pri Varhaňovciach. Na sever od tohto výskytu je stredný až spodný tortón, na juh zase stredný a vrchný brakický tortón. Pravdepodobne zlom takého istého smeru prebieha cez obec Ptáčkovce, kde stredný a vyšší tortón (ako pokračovanie hlbokej kry od Varhaňoviec) je od juhu ohraničený sarmatskými andezitovými tufmi a zlepencami. Tu však nie je vylúčené, že ide len o diskordantné uloženie sarmatských tufov na nerovnomerne denudovaný potortónsky reliéf. Na zlomy najmä severovýchodného smeru poukazuje aj smer väčšiny potokov a dolín od Žegni až po Rankovce.

Dôležitý zlom smeru sever severovýchod prebieha pozdĺž doliny rieky Olšavy. Kým v západnej časti doliny na báze odkryvov vystupuje stredný tortón, v celej východnej časti doliny medzi Kecerovskými Lipovcami a Rankovcami vidíme na povrchu len usadeniny sarmatu. Územie na východ od rieky Olšavy je zrejme poklesnuté. Zlom vznikol alebo sa oživil v dobe medzi tortónom a sarmatom. Sarmatské usadeniny sú totiž na východ od Olšavy (zvlášť bazálne ryolitové tufity) veľmi mocné, kým na západ mocnosť bazálneho sarmatu a jazerných sedimentov je veľmi malý.

Úklony v sarmatských vrstvách poukazujú na tektonickú činnosť aj v posarmatskej dobe. Táto tektonická činnosť je iste v spojitosti s výlevmi panónskych pyroxén-andezitov a so vznikom hlavnej masy Prešovsko-tokajského pohoria a Vihorlatu.

Od predošlých odlišné úklony najmä juhozápadného smeru v pliocénnych tufitoch pri Huvize a Červenici sú spôsobené buď nejakým panónskym, resp. popanónskym pohybom vulkanického komplexu kopcov Tánczos a Šimonka, alebo sú to úklony samotnej sedimentácie po južných svahoch spomenutých kopcov.

PALEOGEOGRAFIA

Zo zistenej stratigrafie možno zrekonštruovať tvárnosť mapovaného územia v rôznych dobách. Morom bolo zaliate celé územie v tortóne, juhovýchodná časť aj v sarmate. Kontinentálna sedimentácia súčasne s denudovaním morfologicky vyšších častí územia bola od sarmatu a trvá až dodnes. Väčšia vulkanická činnosť na mapovanom území bola najmä v spodnom a vyššom sarmate, hlavné výlevy, ktoré vytvorili Prešovsko-tokajské pohorie, boli v panóne.

More začiatkom tortónu dosiahlo brehy Spišsko-gemerského rudohoria a uložilo svoje sedimenty v podobe piesčito-ílovitých vrstiev. Tieto vrstvy sa usadili buď na helvétske alebo staršie útvary. Je isté, že štýrske orogenetické pohyby zapríčinili nielen transgresiu tortónskeho mora a značný pohyb hornádskeho zlomu, ale aj pohyby a obnovené výškové rozdiely v Spišsko-gemerskom rudohorí. V dôsledku toho musela nastať intenzívnejšia erozívna činnosť v tomto pohorí a časť erodovaného materiálu musela sa usadzovať v podobe riečneho nánosu v tortónskom mori v blízkosti brehu. Tomuto v spodnotortónskom mori usadenému materiálu zo Spišsko-gemerského rudohoria zodpovedajú pravdepodobne Varhaňovské štrky. Ochabnutím horotvorných pochodov a silnej erózie ustálila sa aj sedimentácia z tortónskeho mora, vyznačená piesčitými slieňmi takmer jednotne na celom teréne. More v spodnom a strednom tortóne malo na našom teréne hĺbku plytkého až hlbokého neritika a geograficky pravdepodobne tvorilo otvorený záliv vo východoslovenskom vnútrozemnom mori. Salinita mora, ako aj ráz jej biocenóz bol menlivý, pravdepodobne následkom morských prúdov a periodicky zvýšeného prítoku sladkej vody. Na tieto zmeny iste malo vplyv aj kolísavé epeirogenetické klesanie podkladu a brehov tortónskeho mora. Tieto pulzatívne pohyby vo vrchnom tortóne išli tak ďaleko, že niektoré časti tortónskeho mora boli úplne oddelené a vystavené vysladeniu. V tom čase sa usadili takmer na celom neogénnom území východného Slovenska striedavo vrstvy z vôd brakických až sladkovodných (S e n e š 1955). Na našom teréne tento brakický vývoj vrchného tortónu vidíme južne od Varhaňoviec.

Počas tortónu bola aj vulkanická činnosť. Tufové sedimenty ryodacito-

vého vulkánu, ktorý účinkoval počiatkom a uprostred tortónu najskôr v oblasti Vranova, dostali sa aj na naše územie a usadili sa do mora v prostred slienitých sedimentov. Tiež uprostred alebo koncom tortónu nastali andezitové erupcie. Nie je ešte známe, kde bolo v tej dobe centrum andezitovej sopečnej činnosti.

Koncom tortónu došlo k úplnému ústupu a miestami k vysladeniu mora. Následkom novších pohybov zemskej kôry vznikli nové zlomy a tiež sa oživili staré zlomy. Územie bolo rozbité na tektonické kry a miestami bolo značne denudované.

Počiatkom sarmatu, pravdepodobne následkom intenzívnejšej tektonickej činnosti južne od nášho terénu, nastali výlevy ryolitov. Najbližší takýto výlev sklovitého kyslého vulkanitu bol pravdepodobne niekde východne od Rankoviec. Láva, pyroklastika a tufy týchto výlevov boli transportované na naše územie najmä povrchovými vodnými tokmi, do menšej miery vzdušnou cestou a usadili sa za kontinentálnej éry na denudovaný terén v podobe tufitov (olšanské a rankovecké tufity). Súčasne od juhu prichádzalo sarmatské brakické more. Transgresia tohto mora bola zapríčinená zrejme miernym a postupným klesaním okrajov bývalých miocénnych panví. More však zasiahlo len najjužnejší cíp mapovaného terénu pri Rankovciach. Tu sa nachádzal v tom čase severný breh sarmatského mora. Za týmto brehom v severnejších oblastiach územia boli len menšie jazerá, z ktorých sa usadili piesčité íly. Tvárnosť územia teda od konca tortónu po spodnejší sarmat bola typicky kontinentálna, s normálnou povrchovou vodnou sieťou, s riekami a jazerami. Pobrežná oblasť sarmatského mora bola členitá, s množstvom zálivov a pobrežných jazier, v ktorých sa hromadil jednak materiál kyslých tufitov, jednak materiál z preplavených tortónskych slieňov. Pobrežné pásmo bolo miestami bohaté na rastlinstvo, nie však natoľko, aby bolo poskytlo dostatočný materiál pre vznik väčších uhoľných ložísk.

Onedlho po usadení ryolitových tufitov a vzniku jazier nastala nová fáza vulkanizmu, a to mohutné výlevy, najmä pyroxén-amfibol andezitov, sprevádzané sedimentáciou pyroklastického materiálu, tufu a tufitu. Tento materiál pri Rankovciach sa usadil do plytkého pobrežného pásma sarmatského mora, severnejšie do zvyškov sarmatských jazier a na denudovaný tortónsky podklad.

Utvorením novej povrchovej morfológie jednak v dôsledku vzniku sopiek v blízkom okolí, jednak v dôsledku obnovenej tektoniky aj vo vzdialenejších oblastiach, bola zmenená aj hydrografická sieť územia. Silné povrchové vodné toky donášali štrkový materiál, zložený z valúnov z Rudohoria, zo spodnosarmatských ryolitov a z andezitov. Štrky sa usadili väčšinou v južnej časti územia vo vtedajších riečištiach, čiastočne boli splavené aj do sarmatského mora. Po ochabnutí tohto andezitového vulkanizmu už asi koncom sarmatu nastala na území celej mapovanej oblasti suchozemská perióda, sprevádzaná so značnou denudáciou. Obrovské jazerá, ktoré sa rozprestierali v tom čase v južnejších a východnejších oblastiach východ-

ného Slovenska a v ktorých sa hromadil rastlinný materiál, dávajúc podmienky pre vznik uhoľných ložísk, na našom teréne asi neboli. Táto denudačná perióda trvala až do panónu, kedy vznikli na východnom Slovensku mohutné stratovulkány. Produktom týchto sopiek boli rôzne pyroxén-andezity. Výbuchy sa opakovali niekoľkokrát a z materiálu sopiek sa vybudovala reťaz Prešovsko-tokajského pohoria a Vihorlatu. Počas tejto vulkanickej činnosti sa prirodzene opäť zmenila hydrografia územia a v malých, vulkanitmi vytvorených depresiách sa utvorili jazerá. Sedimenty týchto jazier boli prevažne íly s rastlinnými zvyškami, miestami uhoľné sloje (Banské), ako aj limnokvarcity, opály a iné produkty postvulkanických horúcich prameňov.

Pritom neustále trvala aj denudácia novoutvorených vulkanických pohorí a súčasne s dozvukmi sopečnej činnosti sa usadili na úpätí pohoria hrubé sutinové a náplavové kužele. Tieto fosílne denudačné relikty vidíme dnes v podobe tufitov v okolí Červenice a Huvizu.

Po ukončení vulkanickej činnosti a po miernení regionálnej panónskej tektoniky zlomového, epeirogenetického rázu asi koncom pliocénu, utvorila sa dnešná hydrografická sieť územia a postupne denudáciou a akumuláciou aj dnešná tvárnosť terénu.

20. II. 1955.

Uhoľný prieskum, n. p., Turč. Teplice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Danihelová R. H., 1955: Zpráva o mikrofaune zo strednej a západnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce. Zprávy. Bratislava.

Danihelová R. H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. Geol. Sborník V. Bratislava.

Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. Sborník V. Bratislava.

Seneš J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. Geolog. práce. zošit 40 Bratislava.

Švagrovský J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach. Geolog. Sborník I. Bratislava.

Mišík M., 1955: Štrkové súvrstvia košickej kotliny. Geol. práce. Zprávy 3. Bratislava.

Šalát J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria o priľahlých oblastí. Geol. práce. Zprávy 1. Bratislava.

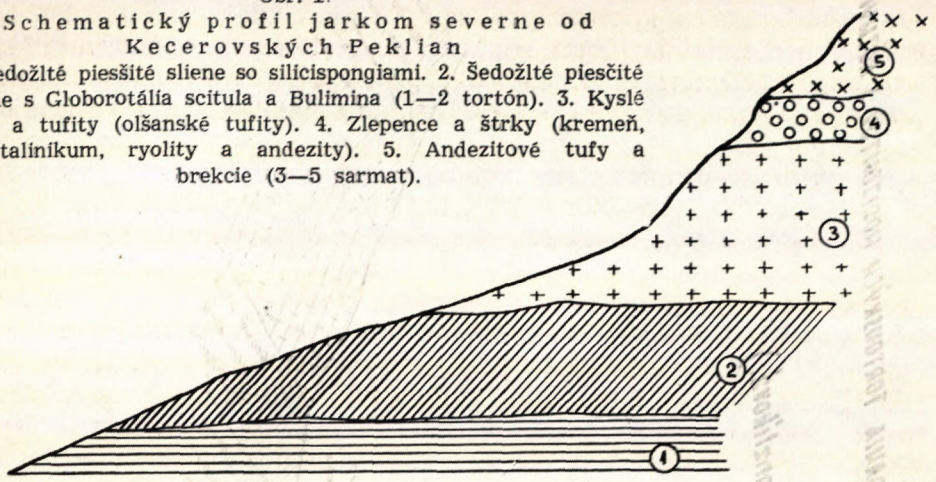
Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus Karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ. 17. Bratislava.

Gašparík J., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr. Geol. práce. Zprávy 1. Bratislava.

Obr. 1.

Schematický profil jarkom severne od Kecerovských Peklian

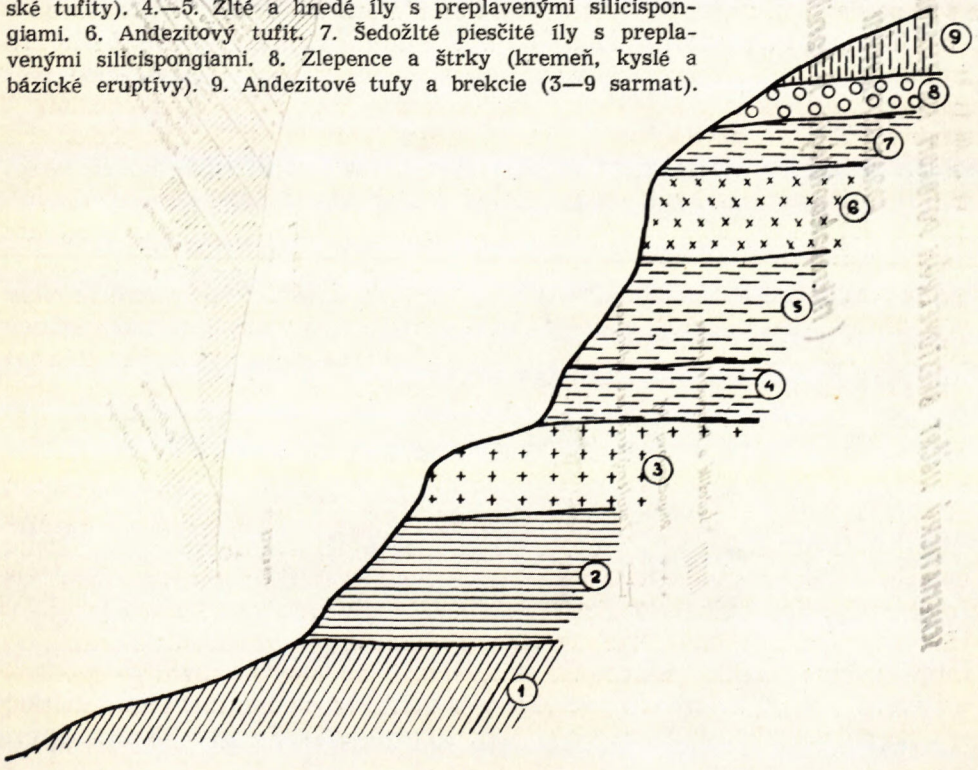
1. Šedožlté piesšité sliene so silicispongiami. 2. Šedožlté piesčité sliene s Globorotália scitula a Bulimina (1—2 tortón). 3. Kyslé tufy a tufity (olšanské tufity). 4. Zlepence a štrky (kremeň, kryštalinikum, ryolity a andezity). 5. Andezitové tufy a brekcie (3—5 sarmat).



Obr. 2.

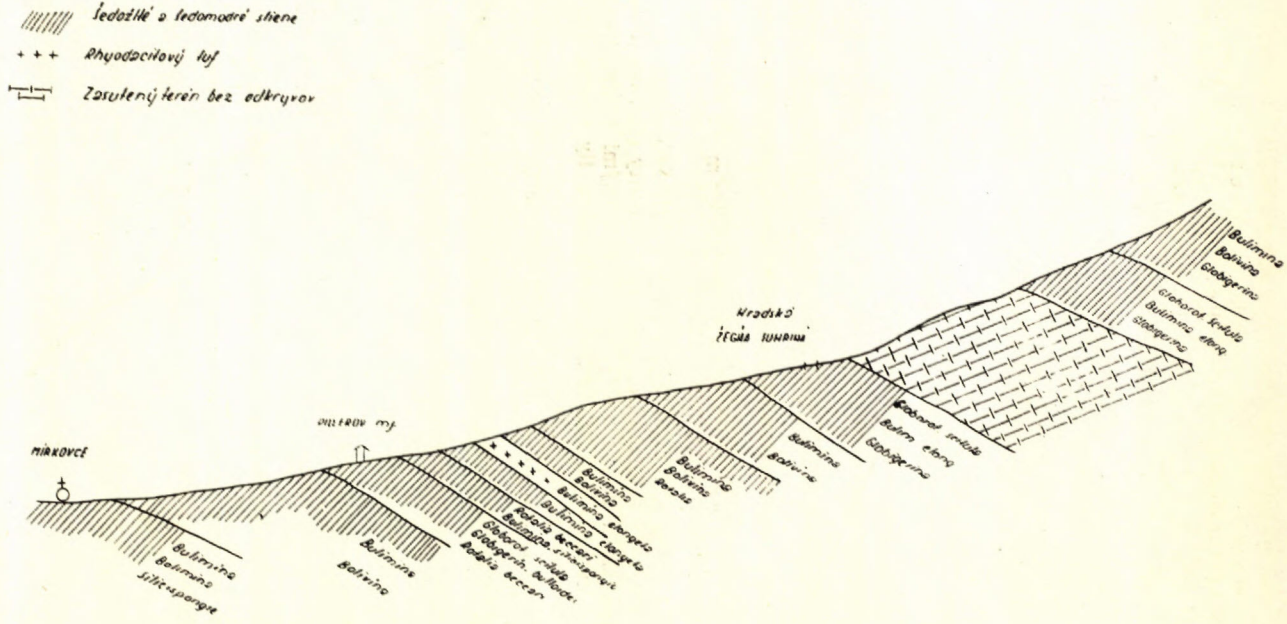
Schematický profil stredným jarkom západne od Kecerovských Peklian

1. Žltošedé sliene s Globorotalia scitula. 2. Žltošedé sliene so silicispongiami (1—2 tortón). 3. Kyslé tufy a tufity (tzv. olšanské tufity). 4.—5. Žlté a hnedé íly s preplavenými silicispongiami. 6. Andezitový tufit. 7. Šedožlté piesčité íly s preplavenými silicispongiami. 8. Zlepence a štrky (kremeň, kyslé a bázické eruptívy). 9. Andezitové tufy a brekcie (3—9 sarmat).



SCHEMATICKÝ NÁČRT BRESTOVECKÝM POTOKOM NA ZNÁZORNENIE STRIEDANIA TORTONSKÝCH HORIZONTOV S RÔZNYMI FORAMINIFEROVÝMI ASOCIÁCIAMI.

(Mikropaleontológia R. Danihelová - E. Hanzliková.)



Dr. J. Senes 1954

ЯН СЕНЕШ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ МЕЖДУ СЕЛ. КОКОШОВЦЕ И РАНКОВЦЕ НА ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

В 1954 году мною была произведена картографическая съемка западного подножья Пряшевско-Токайских гор между селениями Кокошовце и Ранковце. Территория состоит из пород осадочного и вулканического происхождения. Осадочная составная часть пород представлена тортонскими глинами, мергелями, галечником и риодацитовыми туфами; сарматскими глинами, мергелями, галечником, риолитовыми и андезитовыми туфами и туффитами; плиоценовыми андезитовыми брекчиями и осыпями. Вулканическая составная часть пород представлена сарматскими и панонскими андезитами.

Самое древнее образование находящееся в нашей местности нижнетортонского возраста. Гельвет и более древние образования не были при картографической съемке поверхности нигде обнаружены. Тортон создан, главным образом, из серых, серосиних, буро-желтых и буро-серых мергелевых глин, которые местами подвергнуты шлировому распадению. Расчленение этой монотонной свиты на константные горизонты, илиже на нижний средний и верхний тортон ни петрографически, ни палеонтологически до сих пор нельзя произвести с уверенностью. Данигелова (Dan'helová) пыталась на основании микрофауны расчленить горизонты: с руководящими планктоническими элементами как нижнетортонские, в которых преобладали виды Globorotalia ex. gr. sc'tula (B r a d y),Orbulina sutural's Bronimann, Glob'gerinoides triloba (R s s.) и виды фасетованых планктонических глобигерин отличающихся от типа палеогенового и гельветского; потом средний тортон, характерный обеднением планктонических элементов и наличием преимущественно Bulimina elongata d'Orb. и Bolivina elongata Rss. Высший горизонт тортона был образован песчанными мергелями с силициспонгиями. Но кажется, что таким образом не удастся определить точное стратиграфическое местоположение этих пластов в тортоне, так как в непрерывных профилях, хотя и поверхностных, повторно доказывается чередование планктонических горизонтов с слоями булиминовыми и силициспонгиовыми — чередование морских слоев с бракическими. Кроме того надобно считаться с тем, что и часть характерных ассоциаций, в особенности горизонты силициспонгиовые, могут являться аллохтонными. До сих пор ни седиментарной петрографией, ни исследованием тяжелых минералов не удалось эту свиту более подробно расчленить по горизонтам. В этом методе все же скрыта определнная возможность расчленения тортона, а именно расчленение свиты в зависимости от отсутствия или наличия темных минералов, которые — бы обозначали начало первых андезитовых эрупций в тортоне. Песчанные глины и мергели приблизительно среднего тортона, у сел. Варгановце, содержат более 70 % тяжелой фракции гиперстена и диопсидового авгита. Пока это неизвестно, но является возможным, что в иных областях глинисто-мергелевых свит тортона эти минералы отсутствуют. В этих местностях в тортонской свите не был обнаружен характерный андезитовый туфогенный материал. Туфы риолитов и риодацитов, очень подобные породам от Грабовца и Златника, встречаются на восточном подножьи гор и при сел. Вранов на нескольких местах, но только линзообразно и в различных стратиграфических горизонтах тортона. Галечные и песчанные образования в тортоне на обследуемой территории известны только у сел. Варгановце. Судя по совершенному отсутствию андезитового материала между галечником, последние отложились до андезитовых эрупций, правдоподобно на базе тортона. Самые верхние слои тортонских песчанных мергелов и глин характерны преимущественно бракической фауной. Касательно андезитового вулканизма, доказывают его деятельность уже в тортоне нахождения амфибола, гиперстена и авгита в мергеловых и песчанных отложениях в области сел. Варгановце. По некоторым взглядам этот тортонский вулканизм представлен автометаморфированными светлыми амфиболо-пироксеновыми андезитами. Но вероятнее всего, что эти андезиты, образовывающие выразительные формы в северной части местности, излились правдоподобно лишь в сармате. Прихожу к этому заключению на одной стороне потому, что нигде в осаждениях, палеонтологически доказанных как тортонские, не было обнаружено наличие амфиболовых туфов, на другой

стороне потому, что могучие слои андезитовых туфобрекчий сармата выказывают в южной части области петрографическую согласность с амфиболовым материалом частично автометаморфированных андезитов. Возраст этих андезитовых туфобрекчий доказан в южной части местности, главным образом тем, что всюду в их подошве лежат нижнесарматские риолитовые туфы и туффиты.

Отложения сармата имеют в нашей местности самое пестрое развитие. База сармата образована риолитовыми туфами и туффитами, осевшими в различной мощности — от 1 до 150 м на стратиграфически различные горизонты тортона. Между тем как в более южной области Пряшевско-Токайских гор на базе сармата осели риолитовые туфы в бракическое море, в средней и северной части гор — значит и в нашей местности, осаждение протекало во времена периода континентального — одновременно с денудацией некоторых частей территории. Макроскопически туффиты белые вплоть до серо-белых, рассыпчатые вплоть до псамитовых, часто с обломками белого пористого стекла, обсидиана и пемзы, местами с слоями конгломератов из кислых вулканитов. Конгломератовые составные части состоят из валунов флуидальных вулканических стекол и из серых пехштейнов с перлообразной отдельностью.

В кровле основных сарматских туфов у сел. Кецеровске Пекляны, на север от сел. Мудровце и также на верхнем конце селения Ранковце лежат бурожелтые вплоть до сине-серых песчанные мергели и глины, которые характерны реседиментированными псевдоассоциациями фораминифер и силициспонгий. Вероятно, они озерного происхождения. Их кровля у сел. Кецерске Пекляны и у сел. Липовец образована андезитовыми туфобрекчиями и конгломератами континентального происхождения, между тем как у сел. Ранковце она образована бракическими отложениями сармата а также и андезитовыми туфами осажденными в бракической среде. Исходя из этих фациальных разновидностей прихожу к заключению, что это отложения, которые возникли в пресноводных лагунах и озерах за северным берегом нижнесарматского моря. В профиле оврага на север от сел. Ранковце находим несколько раз чередование пластов с автохтонной сарматской бракической микро- и макрофауной, с пластами неопределенного характера с переплавленными фораминиферами и силициспонгиями тортона и с пресноводными отложениями с пресноводными остракодами. Изверженные андезитовые породы этого времени находятся в области на запад и на север от речки Олшавы, где они представлены туфобрекчиями и конгломератами, также и между селениями Варгановце, Жегня и Тугрина, где они представлены белыми автометаморфированными пироксено-амфиболовыми андезитами и их брекчиями. На запад от речки Олшавы следы сарматского вулканизма начинаются светлыми, вплоть до темнобурых, андезитовыми туффитами, изредка туфами. Туффиты часто содержат глинистые и песочные вкладки с переплавленными силициспонгиями. Реже между слоями туфов и туффитов находим брекчевые горизонты. В нижних пластах этой свиты почти в целой южной части обследуемой области находятся горизонты конгломератов. Их валуновый материал принципиально отличается от материала конгломератов варгановецких тем, что содержит андезиты. В конгломератах преобладают палеозойные кварциты, кислые флюидальные стекла, также как и в нижнесарматских риолитово-туффитовых конгломератах, и андезиты. В верхних горизонтах вулканической свиты образованы пестрые туфы, туфобрекчии и андезитовые агломераты. Их петрографический характер разнообразен, но своим минералогическим составом они часто припоминают родственность с автометаморфированными андезитами. В северной части местности между сел. Бунетице, Варгановце и Кокошовце образованы светлые типичные автометаморфированные андезиты и их брекчии. Наиболее типичными местонахождениями метаморфированных андезитов являются холмы на север от сел. Бунетице, потом Колеева голя и Табрана на север от сел. Варгановце, Увоз и Кратова голя на восток от сел. Кокошовце и Абрамовце. Типичные брекчии автометаморфированных андезитов находятся при селении Брестов.

После окончания этой андезитовой вулканической фазы, в конце сармата, возможно что уже и в начале панона, появилась довольно сильная денудация верхних в морфологическом отношении частей местности. Озерная седиментация, которая, главным образом, на территории Потисской низменности на юг от Вигор-

лата, а также в некоторых областях Пряшевско-Токайских гор достигла значительных размеров, в этой области почти не наблюдается. Следующая могучая фаза андезитовых извержений наступила только вначале или посреди плиоцена. Продуктом этой фазы были, главным образом, брекчии и потоки лавы из серых и черных пироксеновых андезитов. Эта эруптивная фаза всюду характерна стратовулканическим строением. Чередование потоков лавы с брекчиями можно отлично видеть на горе Танцош на север от селения Червенце и на западном склоне главного гребня Пряшевско-Токайских гор. Панонские андезиты излились на денудированный рельеф, отчасти на осадочный тортон и на осадочный вулканический сармат. В морфологическом отношении образовывают эти молодые андезиты широкие растянутые гребни в отличие от конусообразных, облых образований старших автометаморфированных андезитов. Они находятся на восток от селения Жегня, где лежат прямо в автометаморфированных андезитах, потом в окрестности Златника и также образовывают главный гребень гор.

В области между селениями Тугрина, Гувиз, Червеница и Опина находятся андезитовые туфы и туффиты лежащие вероятно в кровле самых младших андезитов. Они возникли как последствие эрозии этих андезитов во время последних отзвуков вулканической деятельности.

Андезиты, преимущественно младшей эруптивной фазы (панонской), были подвергнуты послевулканическим переменам. Они проявлялись, главным образом, переменой гидротермальной, вплоть до гидротермально-пневматолитической с оруднением и с выделением опала.

Плейстоцен и голоцен в области подвергнутой картографической съемке, характеризован на одной стороне значительно большими конусами наносов на западных склонах андезитовых гор, на другой стороне дилувиальными и аллувиальными отложениями в более больших долинах.

Характер целой тектоники территории дан разломами. Разломы северного и северовосточного направления можно выследить в области селений Варгановце и Птачковце и значительный, палеографически важный разлом в долине реки Олшава.

Угольная разведка, н. п.,
Турчанске Теплице.

JÁN SENEŠ

ERGEBNISSE DER GEOLOGISCHEN FORSCHUNG AUF DEM GEBIET ZWISCHEN KOKOŠOVCE UND RANKOVCE AM WESTLICHEN FUSS DES PREŠOV-TOKAJER GEBIRGES

Im Jahre 1954 habe ich einen Teil des westlichen Fussgebietes des Prešov—Tokajer Gebirges zwischen den Gemeinden Kokošovce und Rankovce kartiert. Das Gebiet ist von Gesteinen sedimentären und vulkanischen Ursprungs aufgebaut. Die sedimentäre Komponente der Gesteine wird vertreten durch Tone, Mergel, Schotter und Rhyodazittuffe im Torton; durch Tone, Mergel, Schotter, Rhyolith- und Andesittuffe und Tuffite im Sarmat sowie durch pliozäne Andesitbrekzien und Schotter. Die vulkanischen Gesteine sind mit sarmatischen und panonischen Andesiten vertreten.

Die älteste Formation, die sich auf dem von uns untersuchten Gebiet vorfindet, gehört dem unteren Torton an. Helvet und ältere Formationen wurden bei der Oberflächenkartierung nirgends vorgefunden. Das Torton wird vornehmlich von grauen, graublauen, braungelben und braungrauen mergeligen Tonen gebildet, die stellenweise einen Schlierzerfall aufweisen. Die Unterteilung dieses monotonen Schichtenkomplexes in konstante Horizonte, gegebenenfalls in ein unteres, mittleres und oberes Tortonien war bisher weder petrographisch noch paläontologisch möglich. D a n i h e l o v á versuchte mit Hilfe von Mikrofaunauntersuchungen Horizonte aufzuzeigen: durch das Ueberwiegen

planktonischer Elemente erscheinen untertortonische Horizonte gezeichnet, wo die Arten *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerinoides triloba* (Rss.) und von paläogenen und helvetischen Arten unverschiedlich fazettierte planktonische Globigerinen überwiegen; sodann wäre das mittlere Tortonien durch die Verarmung von planktonischen Elementen charakterisiert, sowie durch die Anwesenheit von vornehmlich *Bulimina elongata* d'Orb. und *Bolivina dilatata* Rss. Den obersten Horizont des Tortonien würden Sandmergel und Kieselschwämme bilden (Silicispongien). Es wird aber schwer möglich sein, dergestalt die genaue stratigraphische Lage dieser Schichten im Tortonien zu ermitteln, weil in den flüssigen, wenn auch nur Oberflächenprofilen wiederholt der Wechsel von planktonischen Horizonten mit *Buliminus*- und Kieselschwämmenlagen — eine wiederholte Ablösung von Meereslagen mit brackischen Lagen bewiesen wird. Ferner muss man damit rechnen, dass ein Teil auch der ausdrucksvollen Assoziationen, vor allem aber die Kieselschwämmehorizonte allochton sein können. Bisher war es wieder mit Hilfe der sedimentären Petrographie, noch durch Erforschung schwerer Mineralien möglich, diese Schichtenfolge in genauere Horizonte einzuteilen. Diese Forschungsmethode aber bietet immerhin eine gewisse Möglichkeit einer Einteilung des Tortonien und zwar einer Aufteilung der Schichtenfolge entsprechend dem Fehlen oder Vorhandensein von dunklen Mineralien, die den Beginn der ersten Andesiteruptionen im Tortonien anzeigen würden. Sandige Tone und Mergel etwas aus dem mittleren Tortonien bei der Gemeinde Varhanovce enthalten eine über 70%-ige schwere Fraktion von Hypersten und Diopsidaugit. Es ist bisher nicht bekannt, wenn auch möglich, dass in anderen Gebieten die Tonmergelschichtenfolge des Tortonien diese Mineralien nicht aufweist. Ausdrucksvolles tuffogenes Andesitmaterial wurde in der tortonischen Schichtenfolge dieses Terrains nicht festgestellt. Rhyolith und Rhyodazittuffe, sehr ähnlich dem Hrabovec- und Zlatníkgestein am Ostfuss des Gebirges bei Vranov kommen an einigen Stellen vor, es scheint aber, dass dieses Vorkommen nur linsenförmig ist, wenn wir es auch in verschiedenen stratigraphischen Horizonten des Tortonien verzeichnen. Schotter- und Sandformationen, die dem Tortonien angehören, sind auf dem kartierten Gebiet nur bei Varhanovce bekannt. Das vollständige Fehlen von Andesitmaterial zwischen dem Schotter lässt den Schluss zu, dass dieser sich vor den Andesiteruptionen wahrscheinlich auf der Basis des Tortonien abgesetzt hat. Die höchsten tortonischen Sandmergel- und Tonlagen werden vornehmlich von brackischer Fauna charakterisiert. Die Tätigkeit des Andesitvulkanismus beweisen schon im Tortonien Funde von Amphibol, Hypersten und Augit in den Mergel- und Sandsedimenten im Gebiet von Varhanovce. Es wurden Ansichten geäussert, wonach dieser tortonische Vulkanismus durch autometamorphierte helle Amphibol pyroxen — Andesite vertreten ist. Es ist aber wahrscheinlich, dass diese Andesite, die morphologisch ausdrucksvolle Formen im Nordgebiet des Terrains gestalten, sich aller Voraussicht nach im Sarmatien ergossen haben. Zu diesem Schluss führt mich einerseits die Erkenntniss, dass nirgends in den paläontologisch nachweisbar tortonischen Sedimenten Lagen von Amphibol — Andesittuffen und Tuffiten aufgefunden wurden, andererseits die Feststellung, dass möchtige Lagen von Andesit tuffobrekzien im Sarmatien im südlichen Teil des Terrains petrographische Uebereinstimmungen mit dem Material der Amphibol —, teilweise autometamorphierten Andesite aufweisen. Das Alter dieser Andesit — Tuffobrekzien im südlichen Teil des Terrains wird hauptsächlich durch den Umstand erwiesen, dass überall in ihrem Liegenden untersarmatische Rhyolithtuffe und Tuffite aufkommen.

Die sarmatischen Ablagerungen des von uns untersuchten Gebietes bezeugen eine mannigfaltige Entwicklung. Die Basis des Sarmatien wird von Rhyolithtuffen und Tuffiten gebildet, die in verschiedener Mächtigkeit von 1—150 m auf stratigraphisch verschiedene Tortonhorizonte abgelagert sind. Während sich im Südgebiet des Prešov—Tokajer Gebirges Rhyolithtuffe auf der Basis des Sarmatien in das Brackwassermeer abgesetzt haben, ist die Sedimentation im mittleren und nördlichen Teil des Gebirges — daher also auch auf unserem Terrain — in der kontinentalen Zeitperiode verlaufen, gleichzeitig mit

der Denudation einiger Teile des Gebietes. Die Tuffite sind makroskopisch weiss bis grauweiss, mürbig, manchmal psammitisch und weisen häufig Bruchstücke von weissem porösen Glas, Obsidian und Bimssten auf; stellenweise kommen sie mit Lagen von Konglomeraten aus sauren Vulkaniten vor. Die Konglomerateinschlüsse bestehen aus dem Geröle fluidaler vulkanischer Gläser und grauen Pechgallen mit perlitischer Absonderung.

Im Hangenden der basalen sarmatischen Tuffe bei der Gemeinde Kecerovské Pekľany nördlich von Mudrovce, sowie am oberen Ende der Gemeinde Rankovce befinden sich braungelbe bis blaugraue Sandmergel und Tone, die durch resedimentierte Foraminiferen- und Kieselschwämmeassoziationen gekennzeichnet sind. Ihr wahrscheinlicher Ursprung verweist auf Seen. Ihr Hangendes bei Kecerovské Pekľany und Lipovec ist von Andesitufobrekzien und Konglomeraten kontinentalen Ursprungs gebildet; bei Rankovce hingegen von brackischen Sedimenten des Sarmatien, aber auch von Andesittuffen, die im brakkischen Milieu eingelagert sind. Diese fazialen Unterschiede lassen mich zum Schluss kommen, dass die gegenständlichen Sedimente in den Süsswasserlagunen und Seen jenseits des Nordufers des untersarmatischen Meeres entstanden sind. Im Profil des Wassergrabens nördlich von Rankovce sieht man einigemale den Schichtenwechsel von autochthoner sarmatisch — brackischer Mikro — und Makrofauna mit Schichten unbestimmten Charakters mit überschwemmten Foraminiferen und Kieselschwämmen aus dem Tortonien und von Süsswassersedimenten mit autochthonen Süsswasser — Ostracoda. Andesiteruptivgesteine dieser Zaitepoche finden sich im Gebiet westlich und nördlich vom Flüsschen Olšava, wo sie duch Tuffobrekzien und Konglomerate vertreten sind, sowie zwischen den Gemeinden Varhaňovce, Žegňa und Tuhriná, wo sie sich mit weissen, autometamorphierten Pyroxen — amphibol — Andesiten und ihren Brekzien ausweisen. Westlich von dem Flüsschen Olšava setzen Spuren eines sarmatischen Andesitvulkanismus mit hellen bis dunkelbraunen Andesittuffen, seltener mit Tuffen ein. Die Tuffite beherbergen des öfteren auch Mergel- und Sandeinschlüsse mit überschwemmten Kieselschwämmen. Etwas seltener finden sich zwischen den Tuff- und Tuffitlagen auch Brekzienhorizonte. Fast im gesamten Südteil des kartierten Terrains kommen in den unteren Lagen dieser Schichtenfolge Konglomerathorizonte vor. Ihr Gerőll-material unterscheidet sich von dem Konglomeratmaterial bei Varhaňovce und dem sauertuffitischen untersarmatischen Konglomeraten grundsätzlich durch den Andesitgehalt. In den Konglomeraten überwiegen paläozoische Quarzite und ebensolche fluidale Gläser wie in den untersarmatischen Rhyolith- Tuffitkonglomeraten und schliesslich auch Andesite. In den höheren Horizonten der sarmatischen vulkanischen Schichtenfolge sind bunte Tuffe, Tuffobrekzien und Andesitagglomerate entwickelt. Ihre petrographische Natur ist mannigfaltig, in ihrer mineralogischen Zusammensetzung aber erinnern sie oft an die Verwandschaft mit autometamorphierten Andesiten. Im nördlichen Teil des Terrains zwischen Bunetice, Varhaňovce und Kokošovce kommen helle typische autometamorphierte Andesite und ihre Brekzien vor. Die am meisten typischen Lokalitäten von autometamorphierten Andesiten sind die Hügel nördlich von der Gemeinde Bunetice, sowie die Berge Kolejová hola und Zabraná nördlich von Varhaňovce, sowie Úvoz und Kratová hora östlich von den Gemeinden Kokošovce und Abramovce. Typische Brekzien autometamorphierter Andesite sind bei der Gemeinde Brestov zu finden.

Nach Abschluss dieser andesitvulkanischen Phase, zu Ende des Sarmatien, vielleicht schon zu Beginn des Pannonien, trat eine intensivere Denudation morphologisch höherer Teile des Terrains ein. Jene Seesedimentation, die auf dem Gebiet hauptsächlich der Theissebene südlich vom Vihorlat, sowie in einigen Abschnitten des Prešov—Tokajer Gebirges bedeutsame Ausmasse angenommen hat, ist auf diesem Terrain kaum zu bemerken. Die nachfolgende mächtige Phase der Andesiteruptionen trat erst zu Beginn oder inmitten des Pliozän ein. Das Ergebnis dieser Phase waren vornehmlich Brekzien und Lavaströme von grauen und schwarzen Pyroxenandesiten. Diese Eruptivphase zeichnet sich überral durch eine stratovulkanische Struktur aus. Der Wechsel von Lavaströmen und Brekzien ist gut sichtbar am Hügel Táncoš nördlich der Gemeinde Červenica sowie

an den Südhängen des Hauptkammes des Prešov—Tokajer Gebirges. Pannonische Andesite haben sich auf das denudierte Relief-teilweise auf das sedimentäre Tortonien- und auf das sedimentäre und vulkanische Sarmatien ergossen. Morphologisch bilden diese jungen Andesite weitverzogene Kämme zum Unterschied von den kegelförmig abgerundeten Formen älterer autometamorphierter Andesite. Sie treten östlich von der Gemeinde Žegňa auf, wo sie direkt in autometamorphierten Andesiten eingelagert sind, sowie in der Umgebung der Gemeinde Zlatník und bilden schliesslich den Hauptkamm des Gebirges.

Im Gebiet zwischen Tuhriná, Huviz, Červenica und Opiná befinden sich Andesittuffe und Tuffite wahrscheinlich im Hangenden der jüngsten Andesite. Ihre Entstehung ist auf das Ergebnis der Erosion dieser Andesite als Nacherscheinung vulkanischer Tätigkeit zurückzuführen.

Die Andesite, vornehmlich der jüngeren Eruptivphase (der pannonischen Phase) waren nach-vulkanischen Aenderungen ausgesetzt. Diese Phase ist hauptsächlich durch eine hydrothermale bis hydrothermalpneumatolitische Aenderung gekennzeichnet, die mit der Vererzung und dem Ausscheiden von Opal verbunden war.

Pleistozän und Holozän sind auf dem kartierten Terrain einerseits durch beachtlich grosse Anschwemmkegel an den Westhängen des Andesitgebirges, andererseits durch diluviale und aluviale Sedimente in den grösseren Tälern charakterisiert.

Das Bild der gesamten Tektonik des Gebietes wird von Brüchen bestimmt. Brüche von nördlicher und nordöstlicher Streichrichtung kann man im Gebiet der Gemeinden Varhaňovce und Ptáčkovce, einen weiteren paläographisch bedeutsamen Bruch, aber im Tal der Olšava feststellen.

Kohlenforschung, N. U.
Turčianske Teplice

JÁN GAŠPARÍK

STRATIGRAFICKÉ POMERY NEOGÉNU V OBLASTI MEDZI HERĽANMI A BIDOVCAMI NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

(Tab. III—V, ruské a nemecké resumé)

V lete r. 1954 som geologicky zmapoval západné svahy Prešovsko-tokajského pohoria a východný okraj Košickej kotliny čiže územie medzi Herľanmi a Bidovcami. Hranicu mapovaného územia na východe tvorí hrebeň Prešovsko-tokajského pohoria (Veľký vrch, Lazy, Mošník atď.), na severe cesta Banské—Herľany—Rankovce, na západe približne údolie Trštianskeho potoka medzi Trsťanmi a Čižaticami, na juhu okraj listu topografickej sekcie 4467/3. Prácu som vykonal v rámci kolektívu Uhoľný prieskum, n. p. v Turčianskych Tepliciach. Mapovacích prác sa zúčastnili aj poslucháči Geologicko-geografickej fakulty Dionýz Vass a Ján Harčal.

Staršie, ba aj novšie práce o geológii východného Slovenska sa týkajú zväčša iba okolia Prešova. Novšie Kuthan (1939) uvádza najmä petrografiu vyvrelých hornín Prešovsko-tokajského pohoria a Andrusov (1951) podáva prehľadný geologický náčrt miocénu východného Slovenska. V posledných rokoch kolektív Uhoľného prieskumu rieši geologicko-stratigrafické a petrografické pomery treťohôr východného Slovenska.

Študovaná oblasť predstavuje hornaté územie, v ktorom najvyššie vrcholy dosahujú až 916 m n. v. Horské hrebene, ktoré majú strmé svahy, sú budované andezitmi a andezitovými brekciami. Miernejšie svahy sú tvorené sopečnými tufmi a tufitmi, ktoré sú oproti vetraniu menej odolné, takže boli eróziou a denudáciou značne porušené a zarovnané.

Nížina je tvorená aluviálnymi náplavami rieky Olšavy. Rieka sa hlboko zaerodovala do mäkkých, ľahko vetrajúcich slienito-ílovitých a piesčitých súvrství, pričom vytvorila pomerne široké údolie, ktoré smerom k juhu sa stále rozširuje.

Pahorkatiny predstavujú prechod od hornatého terénu k nížinám. Budované sú usadenými horninami, medzi ktorými prevládajú hrubé súvrstvia slienito-ílovité a tufitické.

1. STRATIGRAFIA

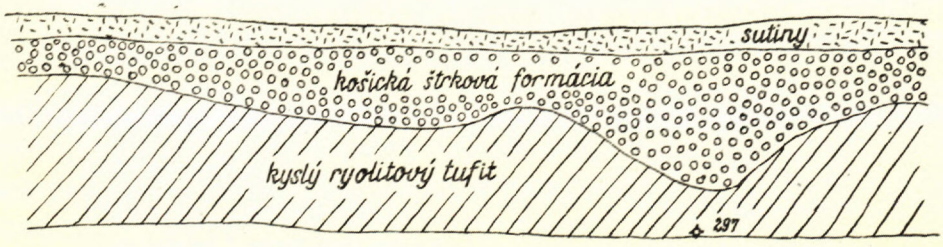
Mapovanie, ktoré som v lete r. 1954 robil na západnom svahu Prešovsko-tokajských hôr, prináša pozoruhodné poznatky. Práca bola sťažená najmä tým, že na veľmi krátke vzdialenosti menili sa fácie, čo často privádzalo k pochybnostiam. Ďalšou sťažujúcou okolnosťou bolo pomerne málo odkryvov, najmä v južnej časti mapovaného terénu.

Pri stanovení stratigrafie pridržam sa výsledkov štúdia makrofauny, ktorú som nachádzal pri mapovaní, ďalej výsledkov z okolitých susedných terénov, ktoré spracovali Švagrovský a Seneš. Mikrofauna, ktorú študovali v tomto území Danihelová a Výtisková, je dosť bohatá, ale neudáva nám presne stratigrafické zadelenie, pretože väčšia časť foriem poukazuje na preplavenie. Horniny, nachádzajúce sa na mapovanom území, patria neogénu, a to miocénu. Litologicky ide o piesky, piesčité íly, slienité íly a íly. Z vyvrelých hornín vystupujú andezity, andezitové tufy a tufity, aglomeráty, ďalej latitické a ryolitové tufy. Z nerastných sedimentov boli sledované výskyty uhlia a bentonitu.

Tortón. Na pravej strane potoka Olšava vystupujú tmavošedé íly často slienité, ktoré prechádzajú do piesčitých ílov. Podobný slienito-ílovitý facies vystupuje severne aj južne od Trštian, na ktorom ležia ryolitové tufy. Na južnom liste Švagrovský (1954) podobné sedimenty kladie do súvrstvia tortónu.

Sarmat. V nadloží ílovito-slienitého tortónskeho súvrstvia pravej strany rieky Olšavy ležia mocné polohy jemných šedých tufitov, zreteľne vrstevnatých, ktoré prechádzajú do tufitov s vyrastlicami a úlomkami ryolitu. Tufity miestami obsahujú okrem ryolitových valúnov tiež úlomky andezitov. Dobre pozorovateľné je toto súvrstvie v odkryve pri potoku Olšava, západne od Bačkovíka. (Tab. III., obr. 1.) Severnejšie sa vyskytuje biely vrstevnatý ryolitový tufit v odkryve pri Nižnom mlyne, juhozápadne od Boliarova. Sú v ňom úlomky obsidiánov, smolkov, perlitov a úlomky fluidálneho ružového ryolitu o veľkosti až päste. Toto súvrstvie prechádza do úplne jemného, svetlého, práškovitého tufitu, ktorý pri rozmrvení je veľmi ostrý. Celé toto súvrstvie tvorí v študovanej oblasti samostatnú formáciu, ktorú označujem ako *olšavskú* formáciu. Ryolitové tufy sa vyskytujú tiež pozdĺž Trštianskeho potoka od Trštian až k Čižaticiam. Na ľavej strane Olšavského potoka našiel som podobnú formáciu v zárezoch poľných ciest medzi Boliarovom a Rankovcami. Celú túto olšavskú tufitovú formáciu považujem za bázu *sarmatu*.

V nadloží tejto formácie na morfologicky rozčlenenom podklade leží košická štrková formácia. Možno to pozorovať v profile zárezu cesty južne od Trštian (kóta 297).



Odlišné pomery môžeme pozorovať na ľavom brehu Olšavského potoka. Už morfologicky sa nám rozdielnosť javí tým, že tento breh je miernejší ako pravý breh. Stratigrafické pomery sú dosť zložité. Vyskytujú sa tu súvrstvia s faunou, ktorá poukazuje na brakicko-morský vývoj sarmatu, tvorený ílovitými, svetlošedými pieskami, slienitými ílmi, slieňmi. Z makrofauny boli stanovené tieto formy:

Terebralia lignitarum (Eichw.),
Pirenella biseriata (Fridb.),
Pirenella nodosoplicata (M. Örnes),
Bittium fraterculus (Mayer),
Pirenella picta mitralis (Eichw.),
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Ferus.),
Mohrensternia sp.,
Hydrobia sp. atď.

Uvedené druhy som našiel v súvrstviach odkrytých v potoku východne od Čakanoviec. V určovaní fauny sa pokračuje. V týchto súvrstviach Danihelová, ktorá študovala mikrofaunu, zistila striedanie asociácií brakických s morskými. Súvrstvia teda poukazujú na preplavenie foriem z tortónu do sarmatu, prípadne preplavenie väčších blokov tortónskych ílov spolu s faunou do brakického až sladkovodného sarmatu. O tom, že spomínaná mikrofauna je preplavená, svedčia tiež vzorky z lokality severne od Nižnej Kamenice, kde v blízkosti sa vyskytujú sladkovodné súvrstvia s ostrakódami, východ lignitického uhlia a v jeho tesnom nadloží slienité íly s mikrofaunou, ktorá podľa Danihelovej má charakter tortónskych pseudoasociácií.

Severne smerom k Žírovciam a Herľanom ide znova o fáciu slienito-piesčito-ílovitú, aká bola v jarku východne od Čakanoviec. Vystupujú tu polohy andezitického alebo latitického tufitu šedobielej farby.

V zárezе cesty medzi Herľanmi a Rankovcami a tiež na ľavom brehu potoka pred Žírovcami vystupujú modrošedé slienité íly, ktoré majú šlírový rozpad, obsahujú vápnité konkrécie. V týchto súvrstviach boli nájdené organické zvyšky, najmä cerítiá, dosť porušené a polámané. Celé toto súvrstvie poukazuje na brakický vývoj sarmatu.

Všimnime si aj profil vrtu v Herľanoch, na mieste dnešného gejzíru. Bol robený v minulom storočí pre získanie minerálnej vody a vyhodnotený Zigmundom takto:

do 30 m šedý pieskovec,
30—111 m biely až šedý trachytový tuf,
111—172 m pieskovce a biele tufitové hliny,
172—199 m šedá mastná hlina s vrstvami pieskovca,
199—275 m pestrý pieskovec jemnozrnný až hrubozrnný,
275—317 m hlinitý pieskovec a vrstvy tvrdej hliny,

317—334 m tmavý pieskovec,
334—363 m biely šedý trachytový tuf,
363—384 m šedý tmavý pieskovec,
384—396 m šedá mastná hlina,
396—405 m zemitý jemný pieskovec.

Z uvedeného opisu vrtu môžeme tiež sledovať, že ide o striedanie sa piesčito-ílovitej fácie s niekoľkými polohami »trachytického« tufitu, zodpovedajúceho andezitickému alebo latitickému tufitu.

V nadloží opísaného brakického súvrstvia vystupujú sladkovodné série, ide najmä o ílovité a slienito-ílovité sedimenty s horizontami tufitov, ktoré sú miestami premenené na hodne znečistený bentonit.

V tomto súvrství ďalej vystupujú polohy lignitického uhlia v jarku východne od Čakanoviec a severne od Nižnej Kamenice. I v studni v Žírovciach bol údajne zachytený lignitický sloj. Íly a slienité íly sa striedajú s vrstvami jemných pieskov a piesčitých ílov. V Kamenickom potoku severne od Nižnej Kamenice a tiež v obci Nižná Kamenica v íloch a piesčitých íloch Danihelová zistila bohaté asociácie ostrakód, na základe ktorých celé toto súvrstvie kladiem do sladkovodného vrchného sarmatu. Nie je však vylúčené, že ide prípadne o mladšie horizonty.

Pliocén. Najmladšími súvrstviami, ktoré sa vyskytujú v oblasti mapovaného územia, je košická štrková formácia. V opísanom území sa vyskytuje štrková formácia v nadloží tufitov Olšavskej formácie. Tvorí väčšinou len menšie zvyšky, nepravidelne roztratené. Väčšie odkryvy možno sledovať na východnej strane dedinky Čižatice, kde sú odkryté mohutné pieskovne, z ktorých piesok miestne obyvateľstvo používa ako stavebný materiál. (Tab. IV., obr. 2.) Valúny tejto formácie sú pomerne z veľmi tvrdých hornín, a to kremencov, kremeňov, kremitých porfýrov a tiež valúny andezitov, ktoré sú zvetralé a majú rozpadavý charakter. Vzhľadom na to, že košická štrková formácia sa vyskytuje v nadloží slienitých ílov s bohatou brakickou faunou sarmatského veku, dáva sa do pliocénu, hoci doteraz organické zvyšky, ktoré by poukazovali na tento vek, neboli nájdené.

Štvrtohorné pokryvné útvary

Väčšina sérií, ktoré sú vyvinuté na západnom úbočí Prešovsko-tokajského pohoria, sú pokryté hrubými uloženinami hlín, aluviálnych náplavov, riečnych terás, svahových sutín a zosunov, čo je príčinou, že je dosť ťažké paralelizovať série mladších treťohôr.

Hliny vznikli zvetraním svojho podložia, prípadne boli premiestené dažďovými vodami. Miestami hliny obsahujú značné množstvo úlomkov andezitových hornín, ktoré sa do nich dostali zvetrávaním a premiestením zo svahov andezitových masívov.

Aluviálne náplavy pozorujeme najmä v údolí rieky Olšavy a v Trštian-

skom potoku, čiastočne v Kamenickom potoku. Aluviálne náplavy rieky Olšavy sa skladajú z pieskov, štrkov, preplavených hlín a bahna. Prevahu majú andezitové valúny viac-menej dokonale ováľané.

Na svahoch vulkanických masívov sa nachádzajú svahové pokryvné sutiny, ktoré sa skladajú z ostrohranných, prípadne ováľaných andezitových úlomkov, ktoré sú dobrými zásobárňami spodných vôd. Na úpätí týchto svahov vyvierajú menšie horské pramene, ktorých výdatnosť záleží na vodných zrážkach.

Vulkanické horniny

Na východnej strane mapovaného územia sa nachádzajú vulkanické série západných svahov Prešovsko-tokajského pohoria, v úseku od cesty idúcej z Herľan do Banského, smerom na juh až po prechod cesty cez pohorie medzi Klečenovom a Drahovom (Drahovský priesmyk).

Petrograficky boli tu odlíšené horniny latiticko-andezitového charakteru, andezity mladšej eruptívnej fázy a pyroklastický materiál: ryolitový tufit, andeziticko-latitický tufit, andezitový tuf, tufit a aglomeráty.

Propylitizovaný andezit som našiel východne od Herľan. Budovaný je ním kopec »Starý zámok«. Ide o horniny svetloružovej farby so žltohnedými škvrnami po premenených tmavých súčiastkach. Niekedy v nich ostávajú len nepravidelné dutinky. Základná hmota je kompaktná. Táto svetlá hornina miestami prechádza do červeno sfarbenej vyvreliny, čo je spôsobené železitým pigmentom. Bližší petrografický opis nebol vykonaný. V blízkosti tohto kopca vystupujú tufy, ktoré podľa Šalátа majú andeziticko-latitický charakter. Pri ústí Mosnického jarku v blízkosti premeneného andezitu sa nachádzajú vrstevnaté limnokvarcity tmavej, ružovej aj svetlej farby.

Čierne pyroxenické andezity tvoria lávové prúdy a príkrovy. Takým prúdom je andezitový jazyk, ktorý zasahuje až do Žírovského hája, východne od Boliarova. Sú to horniny porfyrickej štruktúry, čiernej, čiernošedej farby, makroskopicky s kompaktnou základnou hmotou. Ako porfyrické vyrastlice vystupujú plagioklasy (labrador), pyroxény a amfiboly. V pyroxenických andezitoch v opísanom teréne sú početné kameňolomy. Vo Vyšnej Kamenici je lom na šedý, drobnozrnitý pyroxenický andezit s malými vyrastlicami lesklých plagioklasov. Na okrajoch popukaných andezitových kvádrov je asi jeden cm, miestami aj hrubšia kôra hrdzavej farby. Na Strednom vrchu SV od Lysej nachádza sa zrnitý pyroxenický andezit. Makroskopicky má viditeľné zrnká pyroxénov, ktoré tvoria vyrastlice, ojedinele vyrastlice mliečnobielych živcov. Biele zrniečka živcov sú roztrúsené najmä v základnej hmote. Pyroxenický bublinatý andezit (láva), ktorého vnútro bubliniek je potiahnuté šedomodrým povlakom, bol konštatovaný v zárezе cesty vedľa potoka Olšavec pod Lysou. Balvany lávovitého andezitu sú často potiahnuté lesklým sklovitým opálom.

Ryolitový tufit svetlej farby, veľmi jemný, obsahuje v sebe úlomky obsidiánov, smolkov a hojné úlomky ružového fluidálneho ryolitu až o veľkosti päste. Vyskytuje sa po celej dĺžke pravého brehu Olšavského potoka, kde tvorí príkre steny, na niektorých miestach pekne odkryté. Južnejšie, v blízkosti Svinice, ryolitový tufit prechádza vo veľmi jemný piesčitý tufit, vrstevnatý, v ktorom sa vyskytujú tiež úlomky andezitov. Podobného charakteru sú tiež ryolitové tufy a tufity, nachádzajúce sa pozdĺž Trštianskeho potoka od Trštian až ku Čižaticiam. Ide o tufity s väčšími vyrastlicami pemz.

Severovýchodne od Rankoviec, na úpätí Veľkého Humenca, ktorý je budovaný andezitovými brekciami, vyskytuje sa biela, pórovitá, pevná hornina, ktorá poukazuje na ryolitový tuf, ba miestami aj na samotný ryolit. Úlomky tvoria kyslé eruptíva s fluidálnou textúrou a tmavé úlomky kompaktných hornín. Ďalej sa nachádzajú ešte väčšie úlomky vybielenej horniny, ktoré sú na čerstvom ulomení mäkko-plastické a na zvetralých plochách ostávajú po nich iba prázdne dutiny.

Pyroklastiká, ktoré majú andeziticko-latitický až latiticko-ryolitový charakter, vyskytujú sa obďaleč od vulkanického pásma Prešovsko-tokajského pohoria a tiež v blízkosti propylitizovaného andezitu, severne od Starého zámku. Vystupujú v zárezе lesnej cesty, západne od Hradiska. Hornina je svetlošedej farby, hrubšieho zrna, podľa mikroskopického opisu, ktorý vykonal Šalát, ide o andeziticko-latitický tufit. Latitická je poloha tufitov, ktorá sa tiahne od Čakanoviec na Boliarov a Bačkovík. Hornina je šedobielej farby, psamitického zrna, s hojnými úlomkami bielej pôrovitej horniny. V jarku východne od Boliarova v tomto tufite sa vyskytujú tiež odtlačky listov.

Najväčšia časť pyroklastík je tvorená andezitickými tufmi, tufitmi a brekciami. Sú to jemnoklastické až hruboklastické vyvreliny, ktoré sú druhotne spevnené a stmelené popolom alebo vytekajúcou lávou. Tvoria väčšiu časť Prešovsko-tokajského pohoria. V aglomerátoch sú miestami uzavreniny tmavočervených opálov. Väčšie výskyty boli zistené v niekdajšom lome na severnej strane Mošníka, v blízkosti cesty idúcej z Herľan do Banského.

Stratigraficky môžeme stanoviť, že ryolitové tufy a tufity v opísanom teréne tvoria bázu sarmatu. Propylitizovaný andezit a latiticko-andezitové tufity sa nachádzajú asi v strede sarmatu medzi brakickými a sladkovodnými sedimentmi a poslednou najmladšou vulkanickou fázou sú andezitické vulkanity, ktoré tvoria morfologické rozčlenenie celého vulkanického pohoria Prešovsko-tokajských hôr. Tento mladší vulkanizmus prebiehal vo vrchnom sarmate, prípadne v pliocéne.

2. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Z hydrogeologického hľadiska vyvrelé horniny Prešovsko-tokajských vrchov sú sčasti priepustné, vďaka prítomnosti mnohých puklín. Andezity

sú prestúpené puklinami, prevažne vo vrchnejších partiách, kde sú porušené zlomami. Ich pôrovitosť zvyšujú aj dutiny vytvorené unikajúcimi plynmi pri tuhnutí magmy. Priepustnejšie sú andezitové aglomeráty a tufy. Hydrologický význam vulkanického pásma závisí vo veľkej miere od charakteru súvrství, tvoriacich podložie andezitových formácií. V miestach, kde sa v podloží nachádzajú nepriepustné súvrstvia, vyvierajú z pod ich okrajov početnejšie slabšie pramienky. Na západných svahoch Prešovsko-tokajských hôr bázu andezitových formácií vytvárajú vodonosné piesky a štrky s nepriepustným podložím slieňov a ílov. Vyviera z nich niekoľko prameňov železnatých a železnatoslaných vôd. Najznámejšie z prameňov, ktoré sa vyskytujú na západných svahoch Prešovsko-tokajských hôr, sú pramene v Herľanoch. Môžeme tu pozorovať zaujímavý prírodný zjav, ktorý je najväčší v Európe — H e r ľ a n s k ý g e j z í r.

Za erupcie gejzír vychrlí asi 32 567 litrov vody. Teplota vody, ktorá bola meraná pri erupcii 1. IX. 1954 v čase od 13.21 do 13.45 hod. bola takáto: Pred erupciou 12 °C, po erupcii 14,5 °C. Z minerálnych súčiastok, ktorých voda obsahuje celkove 4,5 g, majú prevahu najmä chlorid sodný 1,7 g a uhličitan sodný 1,6 g. Je to teda alkalicko-muriatická voda s vysokým obsahom CO_2.

3. TEKTONIKA

Na území, v ktorom bol výskum vykonaný, možno sledovať niekoľko tektonických porúch, ktoré ovplyvňujú stavbu terénu. Poruchové, zlomové pásmo môžeme sledovať pozdĺž rieky Olšavy, ktoré má smer približne sever-juh, severnejšie úplne doznieva. Zlom sa dá pozorovať na základe rozdielnych sedimentov, ktoré menia svoj charakter na oboch stranách rieky Olšavy. Kým pravá strana je budovaná príkrymi stenami ryolitových a ryolitovo-andezitových tufitov, ľavá strana je miernejšia a je tvorená sedimentmi piesčito-ílovito-slienitými a len miestami sa vyskytujú polohy tufov a tufitov. V nadloží sú sladkovodné súvrstvia s polohami lignitického uhlia.

Na pravej strane potoka, priamo na opísaných tufitoch, ležia štrky košickej štrkovej formácie a tiež terasové štrky. Košická štrková formácia dosahuje tu mocnosť 10—12 m. Z toho vyplýva, že po vytvorení spodnosarmatských tufitových sérií došlo k horotvorným pochodom, pri ktorých táto časť bola vyzdvihnutá oproti východnej časti, mladšie série sarmatu sa tu neusadili a k sedimentácii došlo až v pliocéne, keď sa usadzovala košická štrková formácia. Andezitové valúny tejto formácie podľa opisu v blízkosti Košíc sú len veľmi zriedkavé, naproti tomu pri východnom okraji košickej formácie valúny andezitov sú dosť početné, o veľkosti päste, sú však hodne zvetralé a rozpadavé. Na ľavej strane Olšavy, v teréne, kde som mapoval, štrky košickej formácie som nenašiel.

Menšie zlomy a poruchy sú badateľné najmä na východnej strane mapo-

vaného územia. Pri okrajoch vulkanického horstva môžeme pozorovať úklony vrstiev smerom k východu pod andezitové komplexy, ktoré čiastočne stlačili tieto plastické súvrstvia a uklonili ich pod vulkanity Prešovsko-tokajského pohoria. Takýto úklon môžeme pozorovať v sladkovodných súvrstviach v okolí obce Nižná Kamenica, kde jednotlivé súvrstvia sú sklonené až 25° smerom k východu. O tom, že sedimenty piesčito-ílovito-slienité podchádzajú pod vulkanity a tvoria ich podložie, svedčia aj zemetrasné otrasy. V júni 1941 bola značná časť východného Slovenska postihnutá zemetrasením (Kaldrovič 1942). Najväčšie účinky boli pozorované najmä v okolí Strážskeho. Intenzita zemetrasenia bola tu zhodnotená 7. stupňom, teda ide o zemetrasenie »veľmi silné«. Prešovsko-tokajské pohorie nestlmilo seizmickú energiu, a to najmä preto, že vulkanity tohto pohoria tvoria v staršom sedimentárnom podklade andezitový príkrov, ktorý hĺbkou súvisí so systémom nie príliš širokých žíl. Opačne to vyzeralo v oblasti Vihorlatu, kde došlo k značnému zoslabeniu zemetrasenia, čo sa vysvetľuje najmä na základe toho, že Vihorlat je spojený širokým vulkanickým pňom s hlbokým podkladom.

15. III. 1955.

Katedra geológie a paleontológie Fakulty geologicko-geografických vied Komenského univerzity, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1948: Soľné ložiská východného Slovenska. Almanach východného Slovenska 1848—1948. Košice.

Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. SÚÚG, XVIII. Praha.

Buchtala, 1928: Der Geysir von Herľany. Zeitschrift für praktische Geologie.

Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. Geologické práce. Zprávy I.

Čechovič V., 1952: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. Geologický sborník III. Bratislava.

Danihelová H., 1954: Predbežná zpráva o mikropaleontologickom výskume východného Slovenska neogénu. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.

Gašparík J., 1954: Stratigrafické štúdium oblasti severne od Drahova. Geologický sborník V. Bratislava.

Gašparík J., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.

Kaldrovič J., 1942: Seizmická aktivita na území východného Slovenska. PP. TOS., roč. III., 5. Bratislava.

Maheľ M., 1950: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Geologické práce, zošit 27.

Mišík M., 1954: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.

Papp A., 1954: Die Molluschenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. Wien 1954.

Seneš J., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní medzi Hanušovcami nad/Top. a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.
Šalát J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.
Švagrovský J., 1953: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geologický sborník IV. Bratislava.
Švagrovský J., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku v r. 1953. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.
Výtisková O., 1954: Stratigrafia Prešovsko-tokajských hôr na základe mikrofauny. (Rukopis)
Zsigmondy, 1875: A Ránk — Herlányi időszakos artézi szökökút. Természettudományi közlöny. Budapest.
Žurek V., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní západnej časti Vihorlatu a blízkeho okolia. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.

ЯН ГАШПАРИК

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕОГЕНА В ОБЛАСТИ МЕЖДУ СЕЛ. ГЕРЛЯНЫ И БИДЁВЦЕ НА ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

Горные породы находящиеся на территории между селениями Герляны и Бидёвце принадлежат миоцену. В литологическом отношении это пески, песочные глины, мергелевые глины и глины. Из вулканических пород выходят здесь андезиты, андезитовые туфы и туффиты, аггломераты, дальше латититовые и риолитовые туфы. По правой стороне потока Олшава можем видеть темносерые глины в значительной степени мергелевые, которые переходят в глины песочные. Подобная фация мергелево-глинистая и на север и на юг от сел. Тршгяны, в кровле которой лежат риолитовые туфы. На южном листе Швагровский (1954) приурочивает подобные свиты к тортону.

В кровле глинисто-мергелевой тортонской свиты находятся мощные слои мелких серых туффитов с вкрапленниками и обломками риолита. Туффиты местами содержат кроме риолитовых валунов также обломки андезитов. В кровле туффитов по правой стороне потока Олшава находится кошицкая галечная формация.

Иные условия на левом берегу Олшавского потока, где встречаются свиты с фауной, которая указывает на бракическо-морское развитие сармата, образованное глинистыми, светлосерыми песками, мергелевыми глинами и мергелями. Фауна была мною обнаружена в свитах обнаженных в потоке на восток от селения Чакановце. В окрестности селений Жировце, Герляны, Ранковце были обнаружены отложения, в которых была найдена микрофауна также указывающая на бракическое развитие сармата.

Бракические отложения переходят потом в пресноводные, которые образованы глинистыми, мергелево-глинистыми отложениями и туффитовыми горизонтами. Туффиты местами переменены в загрязненный бентонит. В этой свите выходят слои лигнитового угля, которые были обнаружены в овраге на восток от селения Чакановце и на север от селения Нижна Каменица. На север от сел. Нижна Каменица обнаружила Данигелова в глинах и в песочных глинах богатые ассоциации остракод. Целую эту свиту я приурочиваю к пресноводному верхнему сармату. На восточном крае территории подвергнутой картографической съемке находятся вулканические серии.

Кафедра геологии и палеонтологии
Факультета геологическо-географических наук Университета имени
Коменского в Братиславе.

Пояснения к таблицам

Табл. III.

Рис. 1. Обнажение андезито-риолитовых туффитов на северозапад от Бачковика в потоке Олшава.

Рис. 2. Выхождение угля в потоке Каменица на север от сел. Нижна Каменица.

Табл. IV.

Рис. 1. Вид на кошицкую галечную формацию при городе Кошице.

Рис. 2. Мощные свиты песков и галечников кошицкой галечной формации на восток от сел. Чижатице.

Табл. V.

Рис. 1. Герлянский гейзер при максимальной эрупции.

Рис. 2. Герлянский гейзер при конце эрупции.

JÁN GAŠPARÍK

DIE STRATIGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE DES NEOGENS IM GEBIET ZWISCHEN HERĽANY UND BIDOVCE IN DER OSTSLOKAKEI

Die Gesteine im Gebiet zwischen den Gemeinden Herľany und Bidovce gehören dem Miozän an. Lithologisch stellen sie Sande, Sandtone, Mergeltone und Tone vor. Von den vulkanischen Gesteinen treten hier Andesite, Andesittuffe und Tuffite, Agglomerate, sowie Latit- und Rhyolithtuffe auf. Auf der rechten Seite des Baches Olšava bemerken wir dunkelgraue Tone die sehr mergelig sind und in Sandtone übergehen. Eine ähnliche Mergeltonfazies tritt auch nördlich und südlich von der Gemeinde Tršťany. Auf ihrer Liegenden finden sich Rhyolithtuffe. Am Südblatt verlegt Švagrovský (1954) ähnliche Schichtenfolgen in das Tortonien.

Im Hangenden der tortonischen Tonmergelschichtenfolge finden wir mächtige Lagen von feinen grauen Tuffiten mit Rhyolitheinsprenglingen und Bruchstücken. Stellenweise beinhalten die Tuffite ausser Rhyolithgerölle auch Andesitbruchstücke. Im Ueberliegenden der Tuffe auf der rechten Seite der Olšava wird die Stärkeformation von Košice festgestellt.

Anders liegen die Verhältnisse am linken Ufer der Olšava (des Baches), wo Schichtenfolgen mit einer Fauna auftreten, die auf die Meeresentwicklung des Sarmatien verweisen, die ihrerseits von tonigen hellgrauen Sanden, Mergeltonen und Mergeln vorgestellt wird. Diese Fauna habe ich in entblössten Schichtenfolgen im Bach östlich von der Gemeinde Čakanovce vorgefunden. In der Umgebung der Gemeinden Žirovica, Herľany und Rankovce wurden Sedimente festgestellt, in denen auch eine Makrofauna auftrat, die auf die brackische Entwicklung des Sarmatien deutet.

Brackische Sedimente übergehen sodann in Süsswassersedimente, die von Ton-, Mergeltonsedimenten und Tuffithorizonten gebildet werden. Stellenweise sind die Tuffite in verunreinigten Bentonit umgewandelt. In dieser Schichtenfolge kommen Lagen von Lignitkohle vor, die im Wassergraben östlich von der Gemeinde Čakanovce und nördlich der Gemeinde Nižná Kamenica festgestellt wurden. In Tonen und Sandtonen nördlich von Nižná Kamenica stellte Danihelová reiche Ostracodaasszoziationen fest. Diese gesamte Schichtenfolge verlege ich in das obere Süsswassersarmatien. Auf der Ostseite des kartierten Gebietes finden sich vulkanische Serien.

Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie
der geologisch-geographischen Fakultät
an der Komenský Universität
in Bratislava

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TABELLEN

Tab. III.

Bild 1. Aufschluss von Andesitrhyolithtuffiten nordwestlich von Bačkovík im Bach Olšava.

Bild 2. Kohlenausbiss im Bach Kamenica nördlich von Nižná Kamenica.

Tab. IV.

Bild 1. Ausblick auf die Schotterformation von Košice bei Košice.

Bild 2. Mächtige Sand- und Schotterschichtenfolgen der Stärkeformation von Košice östlich von Čížatice.

Tab. V.

Bild 1. Der Geysir von Herľany bei der Maximaleruption.

Bild 2. Der Geysir von Herľany beim Niedergang der Eruption.

RUŽENA HILDA DANIHELOVÁ

ZPRÁVA O MIKROFAUNE ZO STREDNEJ A ZÁPADNEJ ČASTI PREŠOVSKO-TOKAJSKÉHO POHORIA

(Ruské a nemecké resumé)

V rámci spolupráce s kolektívom Uhoľného prieskumu, ktorý robil komplexný geologický výskum ďalšej časti východoslovenského neogénu, pokračovala som v mikropaleontologickom štúdiu povrchových vzoriek z územia, ktoré mapoval Seneš a čiastočne Gašparík, z lokalít na topografickom liste 4467/1 a 4467/3. Mikrobiostratigrafické uzávery, vyplývajúce z mikrofaunistických rozborov jednotlivých vzoriek, na študovanom území poukazujú na tortónsky a sarmatský vek sedimentov.

V materiáli mikropaleontologicky vyhodnocovanom, nenašla som ani helvétsku, ani paleogénnu mikrofaunu. Za najstaršie sedimenty možno považovať šedé, šedožlté, modrošedé a hnedožlté sliene a slienité íly s tortónskou foraminiferovou faunou. Predpokladalo sa, že na základe jednotlivých mikrofaunistických typov podarí sa detailnejšie biostratigrafické rozčlenenie tortónu na spodný, stredný, prípadne vrchný oddiel. Preto sa robili podrobné faunistické rozbory jednotlivých sedimentov.

Mikrofauna z prvej skupiny vzoriek (lokality: na S, na J a na Z od Kecerovských Peklian, Varhaňovce štrkovňa na severnej strane, Varhaňovce v podloží štrkovej formácie, v jarku potoka Tristenec a iné) je charakterizovaná výskytom bentonických a planktonických foriem s hojným počtom úlomkov ihlíc silicispongií typu monaxónneho a tetraxónneho. Bežne pozorujeme druhy: *Nonion commune* (d'Orb.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Bulimina inflata* Seguenz., *Bolivina advena* Cushm., *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bolivina scalprata* Schwag. var *miocenica* Macf., *Uvigerina acuminata* Hosius., *Uvigerina semiornata brunnensis* Karr., *Virgulina schreibersiana* Czjž., *Cancris brongniarti* (d'Orb.), *Pullenia buloides* (d'Orb.), *(Globigerina bulloides* (d'Orb.)), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina concinna* Rss., *Globigerina inflata* d'Orb., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Orbulina suturalis* Bron., *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady), *Cibicides pseudoungerianus* (Cushm.); značný podiel vo foraminiferových spoločenstvách tvoria plan-

ktonické prvky: *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerinoides triloba* (Rss.). Na základe výskytu niektorých druhov uvigerín sa zdá, že by sa dali zrovnávať s uvigerínami, ktorých biostratigrafické zhodnotenie v poslednej dobe pre Viedenskú panvu urobil Papp-Turnovský (1953). Potom nájdené druhy: *Uvigerina aculeata aculeata* d'Orb., *Uvigerina cf. acuminata* Hosius a *Uvigerina semiornata brunnensis* Karrer patrili by spodnému tortónu vrchnej lagenidovej zóne, prípadne až strednému tortónu.

Pretože doteraz nie je známy početnejší výskyt planktonických druhov *Globorotalia ex gr. scitula* (Brady), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerinoides triloba* (Rss.) z mimotortónskych sedimentov, dá sa ich stratigrafická hodnota najlepšie využiť. Podľa toho tortónska mikrofauna z predchádzajúcej skupiny vzoriek zodpovedá biostratigrafickým rozsahom spodnému morskému tortónu.

Medzi predchádzajúcu skupinu vzoriek by som začlenila žltošedé slienité sliene a piesky z oblasti Kokošoviec. Obsahujú značný počet typicky tortónskych foriem: *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Orbulina suturalis* Bronnimann. Ich faunistický obsah je však úplne odlišný od všetkých tortónskych spoločenstiev. Planktonická zložka vo faraminiferovom spoločenstve nadobúda mimoriadne veľkú prevahu, takže na prvý pohľad pripomína vrchnoeocénne planktonické fauny. Forma *Globigerina conglomerata* Schwager, ktorá vo foraminiferovom spoločenstve nadobúda najväčšie rozmery čo do veľkosti a početnosti (pôvodne opísaná v mladotreťohorných usadeninách, Schwager, r. 1866 — Kar Nikobar — Brit. India), je známa aj vo vrchnoeocénnych sedimentoch. Pretože v širšom okolí študovaného územia sú známe vrchnoeocénne sedimenty, nevylučuje sa, že môže ísť o vrchnoeocénnu pseudoasociáciu v tortóne.

Početnejšie sprievodné formy vo vzorkách z oblasti Kokošoviec sú: *Dorothia* sp., *Robulus cf. inornatus* (d'Orb.), *Planularia* sp., *Nodonsaria rudis* d'Orb., *Uvigerina cf. tenuistriata* Rss., *Epistomina stelligeraeformis* Mjat., *Epistomina cf. elegans* (d'Orb.), *Ehrenbergina serrata* Rss., *Cancris brongniarti* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina inaequispira* Subb. sp. n., *Globigerina inflata* d'Orb., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinoides triloba* (Rss.), *Globorotalia cf. canariensis* (d'Orb.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.) a ojedinelé úlomky ostňov ježoviek.

Ďalšou významnou skupinou vzoriek morského tortónu sú sedimenty s bohatými foraminiferovými asociáciami (šedé, šedožlté sliene z lokalít: Brestov potok, Mirkovce, Ptáčkovce, Žegna lesíček, pri ceste do Bunetíc, na SV od Varhaňoviec). V jednotlivých vzorkách týchto sedimentov úlomky ihlíc silicispongií sa vyskytujú už len ojedinele, alebo vôbec nie sú zastúpené. Z foraminiferových druhov najčastejšie sú bentonické prvky: *Bulimina elongata* d'Orb., *Bolivina dilatata* Rss. Sú najpodstatnejšou

zložkou takmer vo všetkých mikrofaunách z tejto skupiny vzoriek morského tortónu. Dosahujú nielen veľké rozmery, ale kvantitatívne tvoria až 90% výplavu. Ako sprievodné formy sú zastúpené druhy: *Cancris brongniarti* (d'Orb.), niektoré aglutinované formy z okruhu *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Spiroplectammina deperdita* (d'Orb.), *Virgulina schreibersiana* Czjž., *Uvigerina acuminata Hosius, Uvigerina semiornata* d'Orb., *Uvigerina venusta venusta* Franz.

Čo sa týka planktonických prvkov, nastáva značné ochudobnenie. Forma *Globorotalia ex. gr. scitula* (Brady) naďalej sprevádza niektoré foraminiferové spoločenstvá, avšak v menšom počte. *Orbulina suturalis* Bronnimann skoro vôbec nevystupuje. Medzi sprievodnými formami v tzv. bulimíno-bolivínových horizontoch sú z planktonických prvkov početnejšie zastúpené iba formy facetovaných globigerín zo skupiny *bulloides*. Tieto v niektorých vzorkách tvoria až 45% výplavu, inokedy sú vystriedané ojedinelými brakickými prvkami, ako *Nonion granosum* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L.).

Z výsledkov vyhodnotenia tejto skupiny vzoriek morského tortónu vyplýva, že ide o mikrofaunu strednotortónskeho charakteru.

Brakický a sladkovodný vývoj sedimentov z najvrchnejších tortónskych polôh nie je možné na študovanom území bez geologicko-petrografických údajov presne mikropaleontologicky (podľa vzoriek, ktoré mi boli dané k dispozícii) identifikovať. Mikrofaunu, ktorá by mohla zodpovedať vrchnému tortónu v brakickom vývoji, podarilo sa mi nájsť v území, ktoré toho roku mapoval J. Seneš, iba v jednej vzorke. Ďalej sedimenty najvrchnejších polôh tortónu sú bez foraminiferových zvyškov, s hojnými úlomkami ihlíc silicispongií, ktoré nemajú preukaznú stratigrafickú hodnotu, pretože budú pravdepodobne resedimentované.

Z doterajších výskumov je známe akési striedanie sa polôh morských a brakických foraminiferových spoločenstiev počas celej tortónskej sedimentácie. Najnovšie mikropaleontologické vyhodnotenia vzoriek ukazujú, že niektoré faunistické prvky s preukaznou stratigrafickou hodnotou, charakterizujúce určitý horizont, nie sú v našom území jednoznačné len pre istý horizont (napr. forma *Globorotalia ex. gr. scitula (Brady)* a iné), ale sprevádzajú foraminiferové spoločenstvá počas celej tortónskej sedimentácie.

Týmto úloha nájsť presné biostratigrafické hranice jednotlivých horizontov morského tortónu pomocou mikropaleontológie je značne komplikovaná. Či biostratigrafické rozdelenie tortónu na základe uvádzaných mikropaleontologických výsledkov bude možné použiť pre celkovú stratigrafiu študovaného územia, ukážu ďalšie geologické a petrografické výskumy.

Prechod tortónskych sedimentov do sarmatských sa nepodarilo na študovanom území mikropaleontologicky zistiť. Niektoré sedimenty, ktoré sú bez foraminiferových zvyškov, s hojnými úlomkami ihlíc silicispongií (tzv.

silicispongiové horizonty), mohli by patriť vrchnému tortónu, ako aj sarmatu. Sarmatský stupeň vo vývoji brakickom je mikrofaunisticky potvrdený v oblasti Čakanoviec (vzorka Čakanovce pred mostom). Podľa Grillovho mikrobiostratigrafického členenia sarmatu vo vnútroalpskej viedenskej panve mikrofauna by zodpovedala sarmatu Grillovho prvého a druhého rotálio-elfídiového pásma. Jednotlivé určené formy sú: *Triloculina* sp. *1, Elphidium aff. crispum* (L.), *Elphidium macellum var. maeotica* Gerk., *Elphidium reginum* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (Lin.), *Articulina* sp. 1., úlomky *ostrakód* a izolované cysty rias *Chalmasia Morelleti* n. sp. Pokorný.

Ostatné mikrofaunistické rozbory sedimentov (lokalita Čakanovce) poukazujú na striedanie sa polôh brakických a morských foraminiferových spoločenstiev. Morské foraminiferové spoločenstvá obsahujú drobné globigeríny, ďalej početné druhy známe z tortónskych usadenín. Predpokladám, že ide o tortónske pseudoasociácie v sarmate. Polohy brakických a morských foraminiferových spoločenstiev prechádzajú ďalej v sladkovodné horizonty.

Doteraz nie je jednotná mienka pracovníkov komplexného geologického výskumu, aký je presný vek sedimentov jednotlivých polôh s brakickými, morskými a sladkovodnými mikrofosílnymi zvyškami foraminifer.

Zdá sa, že pre presnú stratigrafickú pozíciu sedimentov študovanej oblasti nepostačia iba biostratigrafické uzávery, získané z vyhodnotenia povrchových vzoriek bez spracovania vrtného materiálu. Pokus o presné biostratigrafické rozčlenenie sedimentov východoslovenského neogénu na základe mikropaleontologickom bude možné zostaviť až po skončení podrobného štúdia celej oblasti Prešovsko-tokajského pohoria.

21. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bronnimann P., 1951: The genus Orbulina d'Orbigny Oligo — Miocene of Trinidad, B. W. I. Contrib. from the Cushm. Found for Foram. Res., II, pt. 4 Washington.

Cushman J. A., 1941: A Study of the Foraminifera contained in Cores from the Bartlett Deep. Am. Journal of Science. 239.

Gašparík J., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr, Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.

Gianotti A. ml. 1953: Nuove specie di Foraminiferi del Tortoniano Italiano. Rivista Italiana LIX, 1. Milano.

Papp A. — Turnovský K., 1953: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beck. Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt, XCVI, 1. Wien.

Pokorný V., 1948: Řasa Chalmasia Morelleti n. sp. v československém sarmatu. Rozpravy II. Třída České Akademie LVIII, 3.

Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geologické práce. Zprávy I. Bratislava.
Veljković — Zajac K., 1953: Die paleontologische Darstellung der Mikrofauna aus den sarmatischen Sedimenten von Vinča und dessen Umgebung. Zborník Radova C. A. N. XXXIV, 6.

РУЖЕНА ГИЛЬДА ДАНИГЕЛОВА

СООБЩЕНИЕ О МИКРОФАУНЕ СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРЯШЕВСКО-ТОКАЙСКИХ ГОР

В сообщении подитожены микропалеонтологические исследования поверхностных образцов восточно-словацкого неогена. На исследуемой территории удалось микропалеонтологически определить тортонский и сарматский возраст отложений.

В образцах не была обнаружена ни гельветская ни палеогенная микрофауна. Самыми старшими отложениями можно считать серо-желтые, сине-серые и буро-желтые нижнетортонские мергели и мергелевые глины. Их микрофауна состоит из бентонических и планктоничских форм. Характерны планктонические формы: Globorotalia ex. gr. scitula (Brady), Orbulina saturalis Broniman, Globigerinoides triloba (Rss.).

Эта микрофауна была обнаружена в окрестности сел. Кецеровске Пекляны, Варганевце и в русле потока Тристенец.

Сообщества фораминифер в желто-серых мергелях и песках из области сел. Кокошовце, являются, вероятно, верхнеэоценовыми псевдоассоциациями в тортоне.

Богатые сообщества фораминифер с редуцированным количеством планктонических форм globorotaliae и orbulinae, были обнаружены в местонахождениях Брестов, Мирковце, Птачковце. Формы: Bolivina dilatata Rss., Bulimina elongata d'Orb., образовывают т. н. булимино-боливиновые горизонты и считаются среднетортонскими.

Отложения бракического развития верхнего тортона переходящие в отложения пресноводного развития, невозможно микропалеонтологически в точности определить, так как они характерны большим количеством обломков игол силициспонгий, которые не имеют доказательную стратиграфическую ценность. Сарматская степень бракического развития подтверждена микрофауной из области сел. Чакановце (образец Чакановце перед мостом). Остальные микрофаунистические анализы отложений, которые считаются сарматскими, указывали на чередование слоев с бракическими и морскими сообществами фораминифер, которые могли бы быть тортонскими псевдоассоциациями в сармате. В дальнейшем они переходят в пресноводные горизонты (овраг Чакановце).

До сих пор в точности не определен возраст этих миоценовых отложений.

Геологический институт им. Диониза Штура
в Братиславе.

RUŽENA HILDA DANIHELOVÁ

BERICHT ÜBER DIE MIKROFAUMA IM MITTLEREN UND WESTLICHEN TEIL DES PREŠOV-TOKAJER GEBIRGES

Im Bericht sind mikropaläontologische Studien von Oberflächenproben aus dem ostslowakischen Neogen erfasst. Im untersuchten Gebiet gelang es mikropaläontologisch das tortonische und sarmatische Alter der Sedimente festzustellen.

In den Proben wurde weder eine helvetische noch eine paläogene Mikrofauna aufgefunden. Als älteste Sedimente kann man die graugelben, blaugrauen und braungelben untertortonischen Mergel und Mergeltone ansehen. Ihre Mikrofauna besteht aus bentho-

nischen und planktonischen Formen. Planktonische Formen wie: *Globorotalia ex. gr. scitula* (B r a d y), *Orbulina suturalis Bronnimann, Globigerinoides triloba* (R s s.) sind vorherrschend. Diese Mikrofauna wurde in der Umgebung der Gemeinden Kecerovské Pekľany, Varhaňovce und im Wassergraben des Baches Tristenec gefunden. Foraminiferengemeinschaften in den gelbgrauen Mergeln und Sanden der Umgebung von Kokošovce sind wahrscheinlich obereozene Pseudoassoziationen im Tortonien. Reiche Foraminiferengemeinschaften, allerdings mit einer verringerten Anzahl planktonischer Formen, Globorotalia und Orbulina wurden in Proben von den Lokalitäten Brestov, Mirkovce und Ptáčkovce festgestellt. Die Formen *Bolivina dilatata* R s s., *Bulimina elongata* d' O r b. bilden sogenannte Bulimino-Bolivinhorizonte und werden als mitteltortonisch qualifiziert. Die Sedimente der brackischen Entwicklung des oberen Tortonien gehen in die Sedimente der Süsswasserentwicklung über und lassen sich mikropaläontologisch nicht genau identifizieren, nachdem sie von vielen Bruchstücken von Kieselschwammstacheln charakterisiert sind, die keinennachgewiesenen stratigraphischen Wert haben. Die sarmatische Stufe in der brackischen Entwicklung ist durch die Mikrofauna in der Gegend von Čakanovce (nach der Probe Čakanovce vor der Brücke) bestätigt.

Die übrigen Mikrofaunaanalysen der als sarmatisch angesehenen Sedimente verweisen auf den Wechsel von Lagen mit Brackwasser- und Meeresforaminiferengemeinschaften, die tortonische Pseudoassoziationen im Sarmatien sein könnten. Etwas weiter gehen diese in Süsswasserhorizonte über. (Wassergraben Čakanovce).

Bislang ist das Alter dieser miozänen Sedimente nicht genau festgestellt.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

VENDELÍN RADZO

BENTONIT OD NIŽNÉHO HRABOVCA

(Tab. VII, ruské a nemecké resumé)

Pri geologickom mapovaní Východného Slovenska, v lome východne od obce Nižný Hrabovec, neďaleko Vranova n/Topľou, v nadloží dacitových tufov bol zistený jemný, žltobiely íl, ktorý v suchom stave tvorí ostrohranné a lupienkovité formy. Vzorky z tejto lokality mi dodali dr. B. Lešku a dr. M. Mišík.

Tento íl sa vyznačuje značnou čistotou, s malým obsahom piesčitých prímesí. S vodou sa rýchle rozpadáva a pritom vo zvýšenej miere zväčšuje svoj objem (tab. VII, 1—2). Pri malom obsahu vody tvorí neplastickú hmotu a pri ďalšom pridávaní vody sa rozpadne na žltobielu, jemne disperznú, ťažko sedimentujúcu suspenziu. Tieto uvedené vlastnosti sú charakteristické pre bentonitické íly s obsahom minerálu montmorillonitu.

Vzorky tohto ílu z kameňolomu pri Nižnom Hrabovci som podrobil mineralogickému rozboru. Vykonal som chemickú analýzu, röntgenografickú analýzu a okrem toho identifikačné farbiace skúšky s benzidínom a metylénovou modrou.

CHEMICKÉ ZLOŽENIE MONTMORILLONITU NIŽNÝ HRABOVEC VÝCHODNÉ SLOVENSKO

zlúčeniny	váhové %	mol. kvoc.	atómový kvocient
SiO_2	64,86	1,080	1,080
TiO_2	0,22	0,003	0,003
Al_2O_3	13,92	0,136	0,272
Fe_2O_3	1,25	0,007	0,014
MgO	1,47	0.036	0,036
CaO	1,53	0,027	0,027
MnO	stopy	—	—
P_2O_5	stopy	—	—
H_2O-	5,58	0,308	0,616
H_2O+	8,43	0,468	0,936
Spolu:	97,26	—	—

Chemické zloženie bentonitov vôbec značne kolíše a je závislé od variabilného obsahu minerálu montmorillonitu a obsahu vody. Čisté bentonity sú tvorené v značnej miere najmä minerálom montmorillonitom. A. G. Betechtin (1950) z rôznych analýz čistých odrôd montmorillonitu uvádza

toto zloženie (v %): SiO_2 48—56, TiO_2 (do 0,8) Al_2O_3 11—12, Fe_2O_3 0—5, MgO 4—9, CaO 0,8—3,5 i viac v Ca montmorillonitoch. MnO do 0,2, P_2O_5 do 1,5, H_2O 12—14, obsah alkálií K_2O (do 1, zriedka 5) Na_2O do 0,6.

Z chemickej analýzy bentonitu z lomu Nižný Hrabovec vidieť, že obsah SiO_2 je značne vysoký.

Percentuálny obsah jednotlivých kysličníkov po prepočítaní na molekulárne a atómové kvocienty poukazuje na túto kryštalochemickú formulu (podľa Rossa a Hendricka).

$$(Al_{1,15}\ Fe_{0,01}\ Mg_{0,15})\ (1,31)\ (Si_4O_{10})\ (OH)_2 + (Ca+R')_{0,12} + Si_{0,46\ \text{voľný}}$$

Na rozdiel od teoretickej formuly obsah bázických zložiek nie je rovný 2, ale 1,31, čo môže byť spôsobené čiastočným vylúčením bázických zložiek.

Rovnako možno usudzovať, že tento znížený obsah bázických zložiek poukazuje na vznik montmorillonitu rozkladom najmä živcov kyslejších vulkanických hornín, ako je to v danom prípade dacitových tufov a tufitov. V skúmanej vzorke vzbudzuje pozornosť tiež obsah voľného kremeňa. Tento voľný kremeň bol zistený röntgenometrickou analýzou, a to v zastúpení jeho polymorfnej modifikácie ako cristobalit. Zastúpenie cristobalitu nie je v parageneticko m vzťahu s montmorillonitom, pretože pri vzniku montmorillonitu sa uvoľňoval cristobalit ako primárna zložka vulkanického popola.

K röntgenografickému rozboru bola použitá vzorka v surovom stave po vysušení na vzduchu, za použitia Cu $K\alpha$ 1,2 žiarenia Ni filtra v Debye-Schererrovej komôrke.

Vzdialenosti d (hkl) v Å difrakčných štruktúrnych rovín a pomerná intenzita (i) difrakčných línií na debyegrame bentonitu od Nižného Hrabovca sú uvedené v tabuľke.

č. línie	i odhad.	2r v mm	ϑ	d/hkl/v Å	pozn.
1	dif.	19,8	8°51′	5,00	m
2	10	24,4	11°0′	4,033	cr
3	2	32,1	14°22′	3,101	cr
4	8	39,8	17°48′	2,517	m
5	9	62,0	27°45′	1,652	m
6	5	63,3	28°20′	1,621	—
7	7	69,3	31°1′	1,493	m
8	2	71,8	32°8′	1,448	cr
9	1	77,1	34°30′	1,358	cr
10	4	81,8	36°37′	1,295	m
11	3	85,3	38°10′	1,245	m

Poznámka: m = montmorillonit
cr = cristobalit

Debyegram bentonitu od Nižného Hrabovca, pozri tab. VII, obr. 3.

Skúšky vykonané s organickými farbivami ukázali výsledky pozitívne, charakteristické pre minerál montmorillonit.

Benzidín ($NH_2C_6H_4$. C_6H_4 NH_2) sfarbil okamžite vzorku do intenzívnej modrej farby. Tento zjav je spôsobený dvojitým upevnením katiónov benzidínu na plochy 001 kryštálikov montmorillonitu. Modré sfarbenie je vyvolané vznikom oxydačnej formy benzidínu. Skúška vykonaná s haloyzitom z Michaloviec ukázala reakciu benzidínu negatívnu.

Metylénová modrá ($C_{16}H_{18}N_3SCI$) po pridaní nasýteného roztoku KCI sfarbila suspenziu vzorky pri pozorovaní oproti bielemu podkladu do nebovomodra. Táto farebná reakcia je typická pre sfarbenie suspenzie kryštálikov montmorillonitu.

Záverom možno poznamenať, že nový výskyt bentonitu od Nižného Hrabovca na Východnom Slovensku svojím minerálnym zložením je blízky známemu bentonitu od Kuzmíc.

1. IV. 1955.

Katedra mineralógie a petrografie
Banickej fakulty Vysokej školy technickej,
Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Betechtin A. G. 1951: Kurs mineralogii, Moskva.

Kochanovská A. 1952: Radiokrystalografie I. II. III., Bratislava.

Vedeneeva N. E. a Vikulova M. F. 1952: Metod issledovanija glinistych mineralov s pomoščiu krasitelej i jevo primenenie v litologii. Gosgeozdat, Moskva.

ВЕНДЕЛИН РАДЗО

БЕНТОНИТ ОТ НИЖНЕГО ГРАБОВЦА

На восточной Словакии, недалеко от селения Нижний Грабовец, на северо-восток от гор. Кошице была в кровле дацитовых туфов обнаружена мелкая желто-белая глина. Она образовывает остроганные и чешуйчатые формы.

Химическим и рентгеновским анализом было установлено, что упомянутую глину составляют минералы монтмориллонит и кристобалит.

Раствор бензидина сразу-же окрасил образец в интенсивно синий цвет. Метиленовая синька после придачи насыщенного раствора KCl окрасила суспенсию в бланкитно синий цвет.

По результатам физикально-химических проб, принадлежит упоминаемая глина к глинам бентонитовым.

Кафедра минералогии и петрографии Горного факультета ВТУЗ-а, Кошице.

Пояснения К таблицам

Табл. VII.

Рис. 1. Бентонит от Нижнего Грабовца.
Рис. 2. Куб бентонита из каменоломни вблизи сел. Нижний Грабовец, набухший от H_2O.
Рис. 3. Дебиеграмма бентонита из каменоломни вблизи сел. Нижний Грабовец. (Cu $K\alpha$ 1,2 излучение Ni фильтр).

VENDELÍN RADZO

BENTONIT BEI NIŽNÝ HRABOVEC

In der Ostslowakei unweit der Gemeinde Nižný Hrabovec nordöstlich von Košice wurde im Hangenden der Dazittuffe ein feiner gelbweisser Ton vorgefunden. Er bildet scharfkantige und blättchenartige Formen.

Vermittels chemischer und röntgenographischer Analyse wurde festgestellt, dass der angeführte Ton von den Mineralien Montmorillonit und Cristobalit zusammengesetzt ist. Eine Benzidinlösung verfärbte eine Probe augenblicklich intensiv blau. Methylenblau verfärbte die Suspension nach Zugabe von einer gesättigten KCl Lösung himmelblau.

Nach den Ergebnissen der physikalisch-chemischen Prüfungen gehört der angeführte Ton zu den Bentonittonen.

Lehrstuhl für Mineralogie und Petrographie
der montanistischen Fakultät an der
Technischen Hochschule in Košice

Tab. VII.

Bild 1. Bentonit von Nižný Hrabovec.
Bild 2. Bentonitwürfel aus dem Bruch bei Nižný Hrabovec nach H_2O Aufnahme.
Bild 3. Debyegramm von Bentonit aus dem Bruch bei Nižný Hrabovec.
(Cu $K\alpha$ 1, 2 Strahlung Ni Filter).

ZORKOVSKÝ — KUBIŠTA

NIEKOĽKO POZNÁMOK K OTÁZKE STRATIGRAFICKEJ PRÍSLUŠNOSTI HEMATITOVÉHO LOŽISKA V OKOLÍ VEĽKÉHO FOLKMÁRA

(Tab. VI, ruské a nemecké resumé)

V letných mesiacoch 1954 zaoberali sme sa podrobným geologicko-montanistickým prieskumom hematitového ložiska v okolí Folkmárskej skaly, južne od obce Veľký Folkmár.

Pri našich prácach za vodidlo nám slúžila geologická mapa a zpráva, ktorú zhotovil J. Kamenický. Táto je uverejnená v Geologickom sborníku IV. 1953, 1—2.

Celkove možno povedať, že opis výskytov jednotlivých druhov hornín, ako ich uvádza v spomenutej práci J. Kamenický, je v zásadných rysoch správny. Avšak interpretácia stratigrafickej príslušnosti hematitového ložiska, ktorému autor pripisuje verfénsky vek, zdá sa nám, že je pochybná.

Pri zhotovovaní podrobnej geologickej mapy hematitového ložiska v okolí Folkmárskej skaly, sledujúc jeho geologickú pozíciu, snažili sme sa nájsť typické horniny spodnotriasové, t. j. typické, červenofialové, ílovité verfénske bridlice, ktoré sú známe zo všetkých lokalít spodného triasu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Možno však povedať, že aj pri najväčšej pozornosti okrem zrudnených drobových zlepencov, lepšie povedané brekcií, stmelených hematitovým, miestami kremito-ílovitým tmelom, ktoré J. Kamenický považuje za spodnotriasové (verfénske), sme nič nenašli. Preto sa nám zdá, že treba skorigovať názor J. Kamenického na stratigrafické postavenie hematitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára a zrudnené drobové zlepence treba pokladať za permské brekcie.

Náš názor podopierame týmito faktmi: drobové zlepence brekciovitého charakteru spolu s drobami, arkózami sú typickými horninami verukána v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Ide o kontinentálne sedimenty aridnej klímy permských jazier, ktoré sa vytvorili v medzihorských depresiách. V oblasti medzi Krompachmi a Jaklovcami, ako to Kamenický v spomínanej práci uvádza, vystupujú v súvrství verukána menšie telesá efuzívnych kremitých porfýrov, ich tufy a porfyroidy. Maheľ (1953) zase vo verukánskom súvrství uvádza výskyt kremitého diabázu, ktorý na kopci Jahodná, západne od Košíc, vystupuje v podobe dosť rozsiahleho telesa.

Naproti tomu vo verfénskom súvrství v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria psefitický vývoj, aký majú hematitové ložiská v okolí Folkmárskej skaly, sa nikde nevyskytuje. Kamenický síce pripúšťa možnosť psefitického vývoja vo verféne, čo podopiera výskytom slabej polohy pestrých drobových zlepencov, drôb a drobových bridlíc v typickom

verfénskom súvrství, juhozápadne od Jakloviec. Pri orientačných túrach v okolí medzi Jaklovcami a Veľkým Folkmárom nikde sme nepozorovali v typických verfénskych bridliciach psefitické horniny, o ktorých sa zmieňuje Kamenický. Domnievame sa preto, že výskyt psefitického vývoja verfénu je problematický a v okolí Veľkého Folkmára sa nevyskytuje.

Na základe uvedených skutočností dospievame k názoru, že hematitové ložisko v okolí Folkmárskej skaly vzniklo pri okraji permských lagún, pričom rudný obsah bol sem prinesený fumarolami, ktoré ako dôsledok efúzie permských kremitých porfýrov a diabázov mohli priniesť značné množstvo Fe do permských jazier v podobe chloridov, z ktorých vyzrážaný limonit pri diagenetických pochodoch a pri značnom tlaku a značnej temperatúre neskoršej regionálnej metamorfózy zmenil sa dehydratáciou na hematit. Pripúšťame, že nepatrná časť hematitu môže mať aj exogénny pôvod, t. j. mohla vzniknúť premenou limonitu vyzrážaného z vodných roztokov, ktoré vtekali do permských lagún a priňášali Fe^{III} v podobe koloidu pod ochranou humusových kyselín.

Záverom možno uviesť toto:

Hematitové ložisko v oblasti Folkmárskej skaly je viazané na verukánske kremité brekcie, ktorých tmel vytvára prevažne hematit a len vo veľmi malej miere ílovito-kremitý tmel. Medzi úlomkami prevládajú ostrohranné úlomky kremeňa popri úlomkoch značne zmenených hornín fylit-diabázovej série. Za podložie zrudneným brekciám slúžia horniny fylit-diabázovej série, za nadložie karbonátové horniny strednotriasové. Chýbanie strednokarbónskeho súvrstvia možno vysvetliť tým spôsobom, že stredný karbón bol v tejto oblasti oddenudovaný, takže verukáno sa usadzovalo priamo na polymetamorfné horniny fylit-diabázovej série, ktorých metamorfóza bola vyvolaná hercýnskym orogénom. V medzihorských depresiách hercýnskeho horstva v permských lagúnach sa usadzoval klastický materiál, ktorý bol tmelený pôvodne ílovito-kremito-limonitovým tmelom. Tento pri neskorších diagenetických a metamorfovaných pochodoch prešiel na tmel hematito-kremito-ílovitý, tmeliaci ostrohranné úlomky prevažne najviac vzdorujúceho kremeňa.

Počas alpského orogénu nastalo opäť vrásnenie starých súvrství, slabšia dynamometamorfóza verukána, ako aj nasunutie gemeridného mezozoika, ktoré tvorí nadložie hematitového ložiska a je akousi kryhou, porušenou niekoľkými zlomovými poruchami, ležiacou priamo na verukáne. Neprítomnosť verfénu možno vysvetliť tým, že pri nasúvaní mezozoických súvrství nastalo úplné vyvalcovanie plastických verfénskych hornín. Že ide skutočne o tektonickú kryhu, svedčia aj tektonické brekcie, ktoré vystupujú na niektorých miestach v podloží strednotriasových karbonátových hornín.

1. III. 1955.

Katedra geológie a nerastných surovín VŠT, Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bystrický — Fusán — Kantor, 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verfénе Spišsko-gemerského rudohoria. GS III., 1—2. Bratislava.

Fusán — Kamenický — Kuthan: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. GS. IV. 1—2. 1953.

Ilavský: Geologické problémy Spišsko-gemerského rudohoria. GS. IV., 1—2. Bratislava 1953.

Kamenický, 1953: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk okolia Veľkého Folkmára. GS. IV., 1—2. Bratislava.

Maheľ M., 1950: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. GS I. 1. Bratislava.

Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. GS. IV., 1—2. Bratislava.

Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. GS IV., 1—2. Bratislava.

ЗОРКОВСКИЙ - КУБИШТА

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕТОК К ВОПРОСУ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГЕМАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТИ СЕЛ. ВЕЛЬКИ ФОЛКМАР

В летних месяцах 1954 года мы производили подробное геологическо-монтаническое исследование гематитового месторождения, на юг от селения Вельки Фолкмар.

В качестве пособия для нашей работы мы пользовались геологической картой и сообщением И. Каменицкого, которое опубликовано в Геологическом сборнике, год издания IV/1953, № 1—2. Упомянутый автор в этом сообщении приурочивает гематитовое месторождение к верфенскому возрасту. Но в нашей работе мы пришли к другим заключениям.

Гематитовое месторождение в области Фолкмарской скалы вязано на веррукканские кварцевые брекчии, цемент которых образован, главным образом, гематитом и только в очень незначительной степени он является глинисто-кварцевым.

Между обломками преобладают острогранные обломки кварца кроме обломков в значительной мере измененных пород филит-диабазовой серии. Подошвой оруденных брекчий являются породы филит-диабазовой серии, кровлей среднетриасовые карбонатовые породы. Отсутствие среднекарбонской свиты можно объяснить тем, что средний карбон был в этой области отденудирован так, что веррукканские породы осаждались прямо на полиметаморфированные породы филит-диабазовой серии, метаморфоз которых был вызван герцинским орогеном. В межгорных депрессиях герцинских гор, в пермских лагунах, осаждался кластический материал, цементированый первоначально глинисто-кварцево-лимонитовым цементом. Последний в дальнейших диагенетических и метаморфных процессах изменился на цемент гематито-кварцево-глинистый, цементирующий острогранные обломки больше всего сопротивляющегося кварца.

Во время альпийского орогена наступило опять складкообразование старых свит, небольшой динамометаморфоз веррукана и также надвиг гемеридного мезозоя, который образовывает кровлю гематитового месторождения и представляет собой глыбу, нарушенную несколькими разрывными нарушениями, лежащую прямо на веррукане. Отсутствие верфена можно объяснить тем, что при надвиге свит мезозоя произошла полная утрамбовка пластических верфенских пород. Что это действительно тектоническая глыба подтверждают и тектонические брекчии, выходящие на нескольких местах в подошве среднетриасовых карбонатовых пород.

Кафедра геологии и минерального сырья,
ВТУЗ, Кошице.

Пояснения к таблицам

табл. VI.

Рис. 1. Кварцевая брекчия с гематитом.
Рис. 2. Кварцевая брекчия с гематитом.

ZORKOVSKÝ — KUBIŠTA

EINIGE BEMERKUNGEN ZUM PROBLEM DER STRATIGRAPHISCHEN ZUGEHÖRIGKEIT DER HÄMATITLAGERSTÄTTE IN DER UMGEBUNG VON VEĽKÝ FOLKMÁR

In den Sommermonaten des Jahres 1954 haben wir uns eingehend mit der geologisch — montanistischen Erforschung der Hämatitlagerstätte in der Umgebung des Folkmarer Felsens südlich von der Gemeinde Veľký Folkmár beschäftigt.

Unseren Arbeiten dienten die geologische Mappe, sowie der Bericht als Leitfaden, die von J. Kamenický zusammengestellt und im „Geologický zborník" Jg. IV. — 1953, Nr. 1—2 veröffentlicht wurden. Der genannte Autor schreibt in diesem Bericht der Hämatitlagerstätte ein werfener Alter zu. Bei unseren Arbeiten hingegen sind wir zu anderen Schlussfolgerungen gekommen.

Die Hämatitlagerstätte in der Umgebung des Folkmarer Felsens ist an Verrucano-Quarzbrekzien gebunden, deren Bindemittel hauptsächlich Hämatit und in nur sehr geringem Masse ein Tonquarzbindemittel abgibt.

Unter den Bruchstücken überwiegen scharfkantige Quarzbruchstücke neben Brüchlingen beträchtlich veränderter Gesteine der Phyllitdiabasserie. Das Liegende der vererzten Brekzien bilden Gesteine der Phyllitdiabasserie das Hangende hingegen mitteltriadische Karbonatgesteine. Das Fehlen einer Mittelkarbonschichtenlage kann man sich damit erklären, dass das mittlere Karbon in diesem Gebiet entblösst wurde, so dass sich Verrucano unmittelbar auf die polymetamorphen Gesteine der Phyllitdiabasserie absetzte, deren Metamorphose durch das herzynische Orogen hervorgerufen wurde. In den mittelgebirgigen Depressionen des herzynischen Gebirges in den Permer Lagunen hat sich plastisches Material abgelagert, das ursprünglich durch ein Tonquarzlimonitbindemittel verfestigt war. Dieses Bindemittel hat sich bei späteren diagenetischen und metamorphierten Prozessen in ein Hämatitquarztonbindemittel umgewandelt, das vornehmlich die scharfkantigen Bruchstücke des meist widerstandsföhigen Quarzes verfestigte.

Während des Alpenorogens trat erneut eine Faltung der alten Schichtenfolgen, eine geringere Dynamometamorphose des Verrucano, sowie eine Ueberschiebung des gemeriden- Mesozoikums ein, das das Hangende der Hämatitlagerstätte bildet und eine Art Scholle vorstellt, die von einigen Bruchstörungen betroffen ist und direkt auf dem Verrucano liegt. Das Fehlen des Werfen kann man sich damit erklären, dass bei der Ueberschiebung der mesozoischen Schichtenfolgen eine vollständige Auswalzung der plastischen werfener Gesteine eintrat. Den Charakter der tektonischen Scholle beweisen unter anderem auch tektonische Brekzien, die an einigen Stellen im Liegenden der mitteltriadischen Karbonatgesteine auftreten.

Lehrstuhl für Geologie und mineralische Rohstoffe an der Technischen Hochschule in Košice

Tab. VI.

Bild 1. Quarzbrekzie mit Hämatit.
Bild 2. Quarzbrekzie mit Hämatit.

CYRIL VARČEK

K OTÁZKE VZNIKU A ROZŠÍRENIA ALBITU NA SIDERITOVÝCH ŽILÁCH V OKOLÍ ROŽŇAVY

(Ruské a nemecké resumé)

Pri podrobnejšom štúdiu parageneticky pomerov rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria možno aj v tejto, pomerne jednotvárnej metalogenetickej provincii rozlíšiť na základe minerálneho zloženia žilnej výplne značné množstvo typov rudných žíl. Autor sa to pokúsil urobiť pre širšie okolie Rožňavy (1954). Prirodzene nestačí iba konštatovanie, že v Spišsko-gemerskom rudohorí existuje väčší počet typov rudných žíl s rôznymi minerálnymi asociáciami, ale treba pátrať po tom, ako sú tieto typy rozšírené v priestore a potom zistiť faktory, ktoré determinujú ich lokalizáciu, čím sa dosiaľ ešte nikto nezaoberal, hoci je to pre správne vysvetlenie genézy týchto ložísk nanajvýš dôležité.

Keď uvažujeme, ktoré faktory mohli spôsobiť rôznosť minerálneho zloženia rudných žíl Spišsko-gemerského rudohoria, zistíme, že to môžu byť najmä tieto:

1. rôzna vzdialenosť ložiska od materského zdroja rudonosných roztokov,
2. rôzna metalogenetická špecializácia magmatického zdroja v rôznych častiach jeho vývinu,
3. rôzny charakter geologického prostredia, v ktorom rudonosné roztoky cirkulovali a v konečnej podobe sa formovali.

Ani jeden z týchto základných faktorov nebol dosiaľ v Spišsko-gemerskom rudohorí starostlivo preštudovaný.

Na prvý z nich niektorí autori upozorňovali už aj v minulosti, keď hľadali dôkazy pre potvrdenie genetickej závislosti zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria od gemeridného granitu (napr. Schönenberg, 1947). Ťažkosť tu pôsobí zrejme to, že nepoznáme presnejšie rozšírenie tohto vyvrelého telesa pod dnešným povrchom, ale iba jeho najvyššie „kupoly" a „apofýzy", predstavované dnes eróziou odokrytými, alebo len banskými prácami zistenými masívkami gemeridnej žuly. Predsa však môžeme pozorovať aspoň hrubé zonálne rozloženie hlavných parageneticky typov žíl, a to zhruba od osi spišsko-gemerskej megaantiklinály, v ktorej jadre intruzívne teleso približne leží, k okrajom jej krídel.

Druhý faktor bol zatiaľ úplne nepovšimnutý. Aj keď existujú petrografické alebo petrograficko-geologické štúdie o masívkoch gemeridnej žuly (Ončáková 1954, Kamenický J. a Kamenický L. 1954), ich látkové vzťahy so žilnými dvormi nie sú hlbšie a všestrannejšie osvetlené, najmä preto, že nie je podrobne preštudovaný mineralogický a geochemický charakter týchto rudných ložísk.

Tretí faktor pri vysvetľovaní genézy a charakteru mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí nebol zatiaľ absolútne braný do úvahy. Autor (1954) vyslovil domnienku, že niektoré anomálnosti, zvláštnosti mineralogicko-geochemického charakteru výplne rudných žíl v jednotlivých oblastiach Spišsko-gemerského rudohoria by bolo možno vysvetliť vplyvom geologického prostredia, najmä jeho fyzikálno-chemickej povahy na hydrotermálne roztoky, ktoré cez neho cirkulovali a v ktorom dochádza k vylučovaniu žilných nerastov z nich.

To, že okolité prostredie môže vplývať na charakter rudonosných roztokov, na ich vlastnosti a zloženie a na celý priebeh hydrotermálneho procesu, je významná skutočnosť, ktorej sa v najnovšej dobe vo svetovej ložiskovej literatúre venuje stále väčšia a väčšia pozornosť. Preto podrobné štúdium mineralógie rudných žíl a jej porovnávanie s charakterom geologického prostredia, najmä petrografickými a fyzikálno-chemickými vlastnosťami hornín, budujúcich okolie ložiska, môže nám veľa povedať aj o genéze ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, ako aj o zákonitostiach priestorového rozšírenia jednotlivých parageneticky typov.

Z tohto hľadiska je rozhodne zaujímavý a pre túto otázku veľmi dôležitý výskyt veľkého množstva albitu na sideritových žilách pri Rožňave, pretože tento minerál je na rudných ložiskách, zvlášť takéhoto apomagnetického charakteru, pomerne zriedkavým zjavom a jeho vystupovanie je odôvodnenejšie skôr v parageneticky asociáciách termálnejšieho charakteru.

Túto otázku som sledoval bližšie počas krátkeho terénneho výskumu v letných mesiacoch r. 1954, pričom som došiel k niektorým zaujímavým novým poznatkom, zatiaľ, pravda, ešte len predbežného rázu.

Prítomnosť albitu na sideritových žilách pri Rožňave je už dávno známa, no nik sa zatiaľ týmto zjavom nezaoberal v takej miere, ako by si zaslúhoval. Zmienky o mineralogických nálezoch albitu v Nadabule pri Rožňave sa nachádzajú už v práci J. Szabóva (1870), tiež ho uvádza Zepharovich (1873). Prvý, kto si všimol albit ako žilnú výplň, bol F. Schafarzik (1904), ktorý upozornil na zvláštne aplitické okraje sideritovej žily v hornej a spodnej štôlni Karol v Nadabule, t. j. žily Bernardi. Jeho pozorovania doplnil Ahlburg (1913), ktorý sa vo svojej práci zaoberal tiež pomerom tohto „aplitu" k sideritovej žile a v súvislosti s tým aj otázkou turmalinizácie na sideritových žilách. Ahlburg si všimol, že žila Bernardi, ktorá má vo vrchných partiách značnú mocnosť, od 14. obzoru do hĺbky sa veľmi stenčuje a má dosť strmý sklon. A práve tieto partie žily strmo uklonené majú výplň, tvorenú podľa Ahlburga modrošedým aplitickým kremeňom, s hojnými ihličkami turmalínu a prerasteným stlačeným kremitým porfýrom, tiež s ihličkami turmalínu. V tejto výplni sa nachádza aj veľa útržkov čistého sideritu. Ahlburg z tohto pozorovania došiel k názoru, že pôvodne sideritová žila Bernardi bola po svojom vzniku porušená veľkou smernou poruchou, podľa ktorej spodná

časť žily poklesla do hĺbky. Porucha bola potom vyplnená aplitom, takže aplitická výplň spolu s turmalínom sú mladšie ako sideritová výplň. Papp (1919), ktorý uvádza názory Schafarzika a Ahlburga, podotýka, že takáto sukcesia: kremeň, siderit, turmalín protirečí pozorovaniu Schafarzika, podľa ktorého sú ihličky turmalínu zarastené v kremeni a v siderite, z čoho on uzatvára, že turmalín je starší.

G. Melczer (1905) sa zaoberá kryštalografickým opisom kryštálov albitu, ktoré našiel na žile Bernardi v drúzových dutinách spolu s klencami sideritu a kryštálmi kremeňa, pyritu a sfaleritu. Siderit a albit sa podľa neho miestami navzájom prerastajú, teda sú rovnakého veku.

F. Ulrich (1928) opisuje nález ihličkovitého rutilu na rožňavských žilách, pričom sa tiež zaoberá otázkou albitu, pretože podľa neho výskyt rutilu je v genetickej súvislosti s „aplitovou intrúziou". Preberá Ahlburgov názor, že albit tu vytvára mladšie aplitické injekcie a výplň porúch v sideritovej žile. Tieto aplity vznikali podľa neho na prechode epimagmatického a pneumatolytického štádia a sú viazané na žulovú intrúziu na rozdiel od sideritovej výplne, ktorú spája geneticky s bázickou magmou.

V. Zoubek (1937) pri opise rudných výskytov v mezozoiku Nízkych Tatier diskutuje aj o vzniku ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, pričom sa snaží aplikovať názor Friedricha a Clara z Álp, že totiž podobné minerály, teda siderit, spekularit, ale najmä albit, turmalín a rutil vznikajú aj pri regionálnej metamorfóze v tektonitoch a teda aj ich vznik na žilách možno spojiť s týmito regionálno-metamorfnými pochodmi a nemusíme ich považovať za hydrotermálne a nemusíme pátrať po ich magmatickom zdroji.

Ani jeden z uvedených názorov sa neopiera o všestranné preštudovanie výskytu albitu na sideritových žilách a jeho postavenia v paragenéze Spišsko-gemerského rudohoria. Pri podrobnejšom terénnom výskume som zistil, že každému z nich odporujú určité fakty.

Na prvý pohľad je patrné, že albitické okraje žily Bernardi sú najstarším členom žilnej výplne a nie najmladším, ako to tvrdil Ahlburg. Aj jeho profil v tých miestach, kde bol kreslený podľa priameho pozorovania, sa dá interpretovať skôr v tomto zmysle. Ahlburg neopodstatnene považuje sideritové partie v albitickej výplni za útržky staršej sideritovej žily. V skutočnosti ide o normálne vylúčený mladší siderit v strednej časti žily, až po vylúčení okrajových albitických partií. Na mnohých miestach môžeme napríklad pozorovať, že tento siderit vybieha do albitických partií vo forme žiliek, alebo že uzatvára v sebe útržky albitickej výplne. Mikroskopický výskum tiež dokazuje, že albit tu väčšinou vystupuje ako jeden z najstarších minerálov žilnej výplne. Treba však podotknúť, že okrem toho sa tu vyskytuje aj albit mladší ako je hlavná masa sideritu, ale ten tvorí iba zriedkavejšie žilky hrubokryštalického, čistého živca bieleho výzoru v siderite, niekedy spolu s mladším kremeňom, prípadne tvorí aj pekné kryštáliky v dutinkách sideritu. Tento

však tvorí iba nepatrnú časť žilnej výplne a svojím charakterom nezodpovedá hlavnej mase albitu. Ďalej existencia veľkej smernej poruchy, podľa ktorej mala časť žily Bernardi poklesnúť do hĺbky, nie je dokázaná, podobne ako nie je dokázaná ani existencia tejto mocnej poklesnutej časti, ale len normálne pokračovanie žily do hĺbky v chudobnejšom vývine ako v horných partiách. Keď sa pod partiami prevažne albitickými nachádzajú mocnejšie šošovky sideritu, nie je to žiadna poklesnutá časť, ale len prirodzené pokračovanie žily, vysvetliteľné nepravidelným, šošovkovitým tvarom žily a primárnymi rozdielmi v rozložení hlavných minerálov na ložisku.

Druhým dôležitým údajom pri diskutovaní pôvodu albitu na siderito-vých žilách Spišsko-gemerského rudohoria je jeho priestorové rozšírenie. V starších prácach nájdeme zmienky len o albite na najmohutnejšej žile vrchu Turecká, na žile Bernardi (spolu s jej západnou časťou v bani Rudník). Ani po najnovšom mapovaní rudných ložísk okolia Rožňavy v r. 1951 nebola v podaných správach žiadna zmienka o výskyte albitu na iných žilách, ktorých je v tejto oblasti ohromné množstvo. Už pri zbežnom štúdiu minerálnej výplne žíl v širokom okolí Rožňavy v r. 1953 som sa presvedčil, že albit nie je viazaný len na žilu Bernardi, ale že je, aj keď v menšom množstve, prítomný aj na ostatných žilách vrchu Turecká, ba dokonca som ho našiel aj na žilách Magashegyu a na Malom vrchu pri Krásnohorskom Podhradí (1954). Zo žily Sadlovská opisuje malé množstvo albitu Čekalová (1953).

Toto všetko potvrdilo názor, že albit nepredstavuje žiadne samostatné mladšie aplitické žily, ako si to predstavoval Ahlburg, viazané prípadne aj na iný magmatický zdroj, ako to uvádzal Ulrich, ale že albit predstavuje normálneho člena paragenézy týchto žíl. Vyvstala však otázka: prečo sa albit potom nenachádza na veľkej väčšine žíl Spišsko-gemerského rudohoria, ba nie je všeobecným zjavom ani v širšom okolí Rožňavy? Okrem vymenovaných výskytov je tu totiž značné množstvo rudných žíl, a to často aj veľmi blízko pri prvých, na ktorých sa albit nevyskytuje. Pretože musíme pripustiť, že rudonosné roztoky, z ktorých vznikla výplň týchto žíl, boli aspoň v rozsahu tejto oblasti zhruba totožné, bolo treba hľadať príčinu prítomnosti albitu na niektorých, respektíve neprítomnosti na iných ložiskách v inom faktore. Ako už bolo uvedené, pozorovať v Spišsko-gemerskom rudohorí odlišnosti v minerálnom zložení ložísk a aj v okolí Rožňavy bolo vymedzené niekoľko pásem žíl, odlišných svojím minerálnym obsahom (Varček, 1954). No práve siderit-albitové žily ukázali nezonálny charakter. Výskyt albitu na určitých žilách teda musí byť podmienený tretím, vyššie uvedeným faktorom, t. j. vplyvom geologického prostredia na priebeh hydrotermálneho procesu, a to v tomto prípade charakterom okolitých hornín.

Pretože rudonosné roztoky v svojom pôvodnom zložení nemali taký

vysoký obsah stavebných zložiek albitu, aby mohli dať vznik takému množstvu albitu (čo vidíme z toho, že na väčšine žíl albit chýba), musíme hľadať iný zdroj, ktorý mohol obohatiť roztoky o tieto komponenty. Autor sa domnieva, že takou horninou, ktorá mohla spôsobiť obohatenie hydrotermálnych roztokov v tomto smere, sú porfyroidy. Tieto obsahujú v niektorých prípadoch značné množstvo Na. Keďže porfyroidy predstavujú tektonity, v ktorých došlo k takmer úplnému rozrušeniu primárnych minerálov, mohli veľmi ľahko obohatiť hydrotermálne roztoky, ktoré cez ne migrovali o značné množstvo Na, čo sa potom prejavilo vylúčením albitu na žilách. O značnej intenzite vzájomných reakcií medzi hydrotermálnymi roztokmi a porfyroidmi svedčí napr. aj to, že albitické okraje žíl javia skoro postupný prechod do okolitých porfyroidov, niet pri nich takých ostrých salbandov, ako je to pri sideritových partiách žíl. Ďalej albitické partie majú v sebe aj početné uzavreniny rozložených porfyroidov. Albit nachádzame často aj mikroskopicky tam, kde žilná výplň tvorí intímnu zmes s jemnými reliktmi rozdrvených porfyroidov.

Táto domienka sa pri terénnom výskume r. 1954 dokonale potvrdila. Albit bol zistený vo väčšom-menšom množstve na všetkých študovaných žilách, ktoré tu ležia v porfyroidoch alebo v ich tesnom susedstve, kým v žilách, ležiacich v metamorfovaných sedimentárnych horninách gelnickej série alebo karbónu odlišného chemizmu, nebol albit pozorovaný. Týmto sa vysvetlilo anomálne nahromadenie albitu práve na žilách vrchu Turecká, pretože tu ležia v jednom z najmohutnejších telies silne zbridličnatených porfyroidov, ako aj menšie výskyty albitu na žilách pri Krásnohorskom Podhradí, tiež ležiacich v menších porfyroidových telesách. Toto tiež vysvetlilo nezonálny charakter vystupovania albitu na žilách Spišsko-gemerského rudohoria. Je pravdepodobné, že albit sa aj v iných častiach tejto metalogenetickej provincie vyskytuje tiež na žilách ležiacich v podobnom geologickom prostredí. Dosiaľ však výskyt makroskopicky nápadného množstva albitu na sideritových žilách iných častí Spišsko-gemerského rudohoria nebol opísaný.

Treba však upozorniť, že porfyroidy Spišsko-gemerského rudohoria nemajú všetky zhodný charakter a chemizmus. V niektorých prípadoch v nich z alkálií prevláda nie Na, ale K. Je logické, že také porfyroidy, ktoré obsahujú Na len v nepatrnom množstve, alebo tvoria len malé, tenké telesá, nemohli obohatiť hydrotermálne roztoky o Na a potom by sme na žilách, ktoré ležia v takýchto porfyroidoch, márne pátrali po výskyte albitu. Ako príklad možno uviesť, že ani na žilách v pruhu od Betliara cez Čučmu po Zlatú dolinu som nepozoroval albit, avšak naopak, obvyklým zjavom je tu draselný živec. A skutočne, podľa analýz, ktoré uvádzajú vo svojich prácach F. Schafarzik 1906) a G. Pántó (1940), tieto porfyroidy a porfýry majú výraznejší draselný charakter.

K definitívnemu overeniu týchto uzáverov bude však potrebné ďalšie detailné štúdium chemizmu okolitých hornín a chemizmu aj mineralogického zloženia rudných žíl. Potom by sa snáď objavili podobné zákonitosti aj v rozšírení iných minerálov, čo by nemalou mierou prispelo k rozriešeniu genézy rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, ako aj k vysvetleniu niektorých lokálnych zvláštností v tejto metalogenetickej provincii.

9. III. 1955.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Ahlburg J., 1913: „Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Jahrbuch der kön. ung. geologischen Reichsanstalt, XX, 7. Budapest.

Clar E., 1953: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geologische Rundschau, XLII. Stuttgart.

Čekalová V., 1953: Geologické pomery ložiska Sadlovská pri Rožňave. Geol. sborník SAV, roč. IV., č. 3—4., Bratislava.

Thienhaus R., 1953: Das Problem der Entstehung und Alterstellung der Siegerländer Spateisensteingänge. Geologische Rundschau, XLII. Stuttgart.

Kamenický J. — Kamenický L., 1954: Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geologické práce. Zprávy 1. Bratislava.

Melczer G., 1905: Albit von Nadabula, Földtani Közlöny, XXXV. Budapest.

Pántó G., 1940: A Csucsomi ércelöfordulás mikroszkópi és genetikai vizsgálata. Magyar Tudományos Akad. Matem. és Természettudományi Értesítője, LIX. Budapest.

Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geologické práce, zoš. 39. Bratislava.

Papp K., 1919: Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.

Schafarzik F., 1904: Adatok a Szepes-Gömöri Érchegység pontosabb geologiai ismereitéhez. Magyar Tud. Akad. Matem. és Term. Értesitője, XXII. Budapest.

Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Zeitschrift d. Deutsh. geol. Gesellschaft, 99. Berlin.

Ulrich F., 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesi. Rozpr. ČAVU II, XXXVII. 8. Praha.

Varček C., 1954: Geologické a paragenetické pomery sideritového ložiska Malý Vrch pri Krásnohorskom Podhradí. Geol. sborník, IV, 3—4. Bratislava.

Varček C., 1954: Predbežná zpráva o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. Geologické práce. Zprávy 1. Bratislava.

Varček C., 1954: Predbežná zpráva o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave. Geologické práce. Zprávy 1. Bratislava.

Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku ďumbierské zony. Věst. SGÚ. Praha.

КИРИЛЛ ВАРЧЕК

К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ АЛЬБИТА НА СИДЕРИТОВЫХ ЖИЛАХ В ОКРЕСТНОСТИ СЕЛ. РОЖНЯВА

О генезе альбита на сидеритовых жилах в окрестности сел. Рожнява существовали до сих пор различные мнения. Так, например, Албург (1913) предполагал, что это самостоятельные младшие аплитовые жилы, которые образовались на

дислокации пересекающей более древнюю сидеритовую жилу Бернарди. Улрих (1928) соединяет эту младшую „аплитовую интрузию" и с иным магматическим источником кроме сидеритовой жилы. Зоубек (1937) считает альбит на сидеритовых жилах продуктом миграции веществ при регионально-метаморфных процессах.

Автор приносит некоторые новые наблюдения, важные не только для объяснения возникновения альбита на сидеритовых жилах, но и для постижения некоторых основных вопросов металлогенеза в Спишско-Гемерском Рудогорьи. Это во-первых то, что альбитическое внедрение на жиле Бернарди не младше, а старше, чем главная масса сидерита, во-вторых, что оно является нормальной частью гидротермального жильного парагенеза, и в-третьих, что альбитический полевой шпат встречается не только на жиле Бернарди, но и на многих других сидеритовых жилах в окрестности сел. Рожнява. При этом наблюдается закономерность, что альбит встречается только на жилах, которые лежат в порфироидах, или в их близком соседстве. Так как на остальных жилах лежащих в горных породах иного химического состава не было обнаружено более значительное наличие альбита, приходит автор к заключению, что возникновение альбита в этой области обусловлено обогащением рудоносных растворов о Na из соседних пород, которыми гидротермальные растворы циркулировали. Этой породой являются порфироиды, которые были подвержены сильному динамическому метаморфозу и имеют довольно большое содержание Na. Это влияние геологической среды на характер минерализации не было до сих пор совершенно брано во внимание при обсуждении закономерностей металлогенеза в Спишско-гемерском Рудогорьи, хотя может очень помочь при объяснении территориального распределения единичных парагенетичных типов жил.

Факультет геологическо-географических наук,
Университета имени Коменского, Братислава.

CYRIL VARČEK

ZUM PROBLEM DER ENTSTEHUNG UND VERBREITUNG VON ALBIT AN DEN SIDERITGÄNGEN IN DER UMGEBUNG VON ROŽŇAVA

Ueber die Albitentstehung an den Siderit- (Eisenspat) gängen bei Rožňava gab es bisher verschiedene Ansichten. Ahlburg (1913) zum Beispiel hat angenommen, dass es sich hier um selbständige jüngere Aplitgänge handelt, die an der Störungsfläche entstanden sind, die den älteren Sideritgang durchschneidet. Ulrich (1928) bringt diese jängere „Aplitintrusion" auch mit einer anderen Magmaquelle als die Sideritgänge in Verbindung. Zoubek (1937) hält Albit an den Sideritgängen für ein Produkt der Stoffmigration bei regional — metamorphen Prozessen.

Der Autor vermittelt einige neue Beobachtungen, die nicht nur für die Erläuterung der Entstehung von Albit an den Sideritgängen, sondern auch für das Verständniss einiger grundlegender Vorgänge der Metallogenese im Zips-gömörer Erzgebirge wichtig sind. Zunächst der Umstand, dass die Albitausfüllung am Gang Bernardi nich jüngeren, sondern älteren Datums als die Hauptmasse des Eisenspats ist, sodann die Feststellung, dass sie normales Glied der hydrothermalen Gangparagenese ist und zum Dritten die Erkenntnis, dass Albitfeldspat nicht nur am Gang Bernardi, sondern auch an vielen weiteren Eisenspatgängen in der Umgebung von Rožňava vorkommt. Dabei wurde die Gesetzmässigkeit beobachtet, dass Albit nicht nur an Gängen festzustellen ist, die in Porphyroiden verlaufen, sondern auch in ihrer engen Nachbarschaft. Nachdem an anderen Gängen in Gesteinen von abweichendem Chemismus ein grösseres Albitvorkommen nicht festgestellt wurde, kam der Autor zur Auffassung, dass die Entstehung von Albit an den Eisenspatgängen von der Anreicherungen erztragender Lösungen an Na aus den Porphyroiden bedingt ist, was man bei der Interpretation der Metallisation in Zips-gömörer Erzgebirge betrachten muss.

Geologisch-geographische Fakultät an der Komenský Universität in Bratislava

JÁN JARKOVSKÝ — VOJTECH DVONČ

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O CHEMICKOM VÝSKUME A ÚPRAVE KALINOVSKÝCH MASTENCOV

(Tab. VIII, ruské a nemecké resumé)

V rámci výskumných prác Geologického ústavu Dionýza Štúra v r. 1954 pripadla pracovníkom chemického laboratória parciálna úloha pracovať na chemickom výskume mastencov tak, ako boli postupne z terénu dodávané. Vzhľadom na to, že išlo o celkom nový výskyt, zistený koncom r. 1953 Maheľom, bolo potrebné detailnejšie sa zaoberať chemizmom tejto horniny. Pre rýchlu a hrubšiu orientáciu sa vyžadovalo urobiť jednak analýzy technické s určením technicky dôležitých zložiek, jednak bolo žiadúce vykonať viac kompletných analýz, z ktorých by bolo možné určiť celkový chemizmus horniny a stanoviť možnosti jej úpravy. Nakoniec bolo treba výsledky chemických analýz overiť si diferenciálne termickou a röntgenografickou analýzou.

Vzorky mastencov už pri samotnom makroskopickom štúdiu boli podozrivé na značnejšie obsahy Fe. Farba horniny bola totiž nápadná už svojou farbou, zabiehajúcou do hneda, s ostro ohraničenými tmavohnedými škvrnami. Už z toho sa dalo usúdiť, že mastenec obsahuje značnejšie percento limonitického železa, chemicky teda samostatne viazaného. Orientačným mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že limonitické železo je v hornine jednak jemne dispergované, jednak sa nachádza vo forme porfyroblastov a pseudomorfóz, nepravidelne roztrúsených. Ďalej sa zistilo, že zhluky limonitickej hmoty nie sú celistvé, ale sú viac-menej charakteru koloidného, s množstvom pórov, čo viedlo k predpokladu, že táto hmota bude obsahovať rôzne množstvo hydrátovanej vody. Šupinky mastenca na pohľad šedozelenkasté, pod mikroskopom nabiehajú do hnedasta, čo značí, že limonitické železo pôsobí na mastenec značne svojou farebnou mohutnosťou. Tento fakt už aj vzhľadom na veľký povrch limonitickej hmoty dáva predpoklad, že jej odstránenie pri určitých úpravníckych metódach, najmä chemických, by nemalo klásť väčší odpor. Hydrátované kysličníky železa javia na niektorých vzorkách slabo znateľnú anizotropiu, čo potvrdzuje, že okrem limonitického Fe ($Fe_2O_3 . xH_2O$) vystupuje aj goetit-metakoloid kryštálovaný, ktorého vznik si možno vysvetliť čiastočnou dehydráciou limonitu ($Fe_2O_3 . H_2O$). Orientačné technické analýzy ukázali, že obsah limonitického železa značne kolíše, a to v rozmedzí 3—12% Fe_2O_3. Ďalšie chemické analýzy, ako aj mikroskopický výskum ukázal, že kalinovské mastence treba mineralogicky odlíšiť na dva, viac-menej odlišné typy:

I. typ. Hornina zložená z mastenca, limonitu a chloritu (ojedinele tiež z mastenca a limonitu bez prímesí chloritu),

II. typ. Hornina zložená z mastenca, limonitu, magnezitu a chloritu (tiež z mastenca, limonitu a magnezitu bez chloritu).

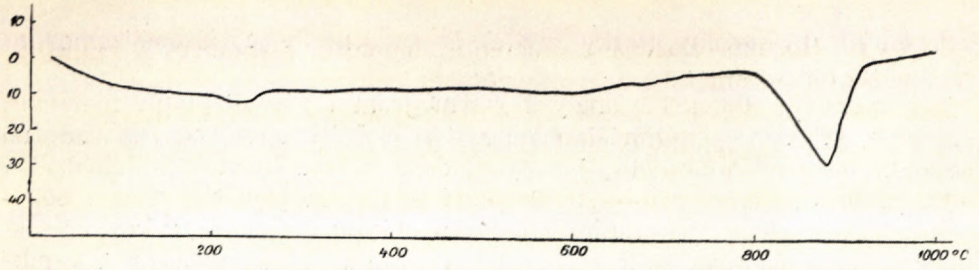
Oba tieto typy boli potvrdené aj röntgenograficky (röntgenogramy 1, 2, tab. VIII). Mikroskopicky, chemicky, ako aj röntgenografickými skúškami sa zistilo, že chlority vystupujú zväčša akcesoricky, sú však aj prípady, keď dosahujú podstatnejší obsah. Chlority sa vyskytujú jednak typu antigoritu (vyššia strata žíhaním), jednak typu, ktorý je blízko klinochlóru (viac Al_2O_3). Oba typy chloritov sa vyskytujú v oboch udaných typoch mastencových hornín, pričom typ antigoritu je častejší v II. type mastenca, kde možno zaznamenať menej Al_2O_3 a viac konštitučnej vody.

Ako vidieť, oba mineralogické typy mastencových hornín sa od seba líšia prítomnosťou či neprítomnosťou uhličitanu Mg-magnezitu. S obsahom magnezitu, ako bolo zistené, súvisí od istej miery aj percentuálne zastúpenie limonitu. Vedľa chemickej analýzy potvrdzujú túto skutočnosť výsledky diferenciálne termickej analýzy (pozri termogram 1, 2). Tiež detailnejším mikroskopickým pozorovaním možno zistiť, že limonitická hmota vytvára nepravidelné pseudomorfózy po súčiastkach pôvodného magnezitu, v ktorom časť Mg bola izomorfne zastupovaná s Fe^{2+} (feromagnezit). Preto na mnohých miestach výbrusov jasne vidieť rôzne rezy klencov pôvodného feromagnezitu. Je však pravdepodobné, že časť goetit-limonitického Fe vznikla tiež limonitizáciou magnetitu. Toto zistenie teda hovorí, že II. typ mastencovej horniny prechádza pri ďalších geologických premenách na typ I. V skutočnosti je možné tento prechod pozorovať, pričom minerálne komponenty sa miešajú v rôznych pomeroch. Tieto faktá sú potvrdené jednak chemickými, jednak termickými analýzami.

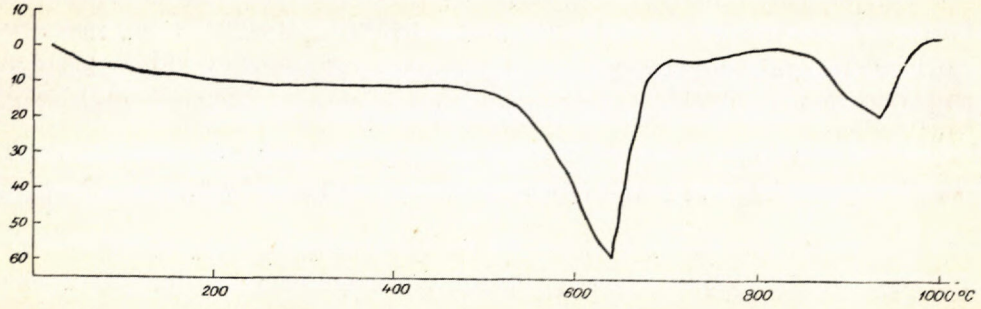
Výsledky chemických analýz I. typu sú takéto:

	1	2	3
SiO_2	53,36%	52,08%	51,98%
MgO	28,07%	23,28%	26,65%
Fe_2O_3	8,15%	7,72%	8,14%
FeO	2,37%	2,94%	3,45%
$-H_2O$	0,16%	0,20%	0,04%
$+H_2O$	3,03%	3,07%	4,56%
Al_2O_3	3,80%	9,39%	0,94%
CO_2	0,00%	0,00%	0,00%

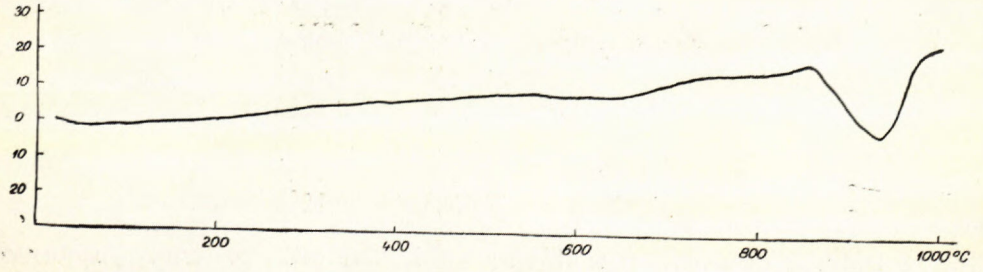
Analýza 1 a 2 náleží typu mastenec-limonit-chlorit, analýza 3 typu mastenec-limonit. Ako vidieť, obsah SiO_2 kolíše len veľmi málo. Viacmenej akcesoricky vystupujúci chlorit viaže na seba takmer všetok obsah Al_2O_3, pričom v analýze 2 sa podstatnejšie zvyšuje. Časť Al_2O_3 patrí aj iným sekundárnym alumosilikátom, vzniknutých pri premene materskej



Termogram 1. — Termogram mastenca s prímesou limonitu
Термограмма № 1. Термограмма талька с примесью лимонита
Thermogramm Nr. 1 — Thermogramm von Talk mit Limonitbeimengung



Termogram 2. — Termogram mastenec — magnezitu
Термограмма № 2. Термограмма тальк-магнезита
Thermogramm Nr. 2 — Thermogramm von Talk — Magnesit



Termogram 3. — Termogram mastenca upraveného chemicky so zriedenou HCl
Термограмма № 3. Термограмма талька после химической отделки разбавленной HCl
Thermogramm Nr. 3 — Thermogramm von Talk, der chemisch mit verdünntem HCl veredelt wurde

serpentinickej horniny, (látky ílovité). Dvojmocné Fe je viazané izomorfne, najmä na mastenec.

Diferenciálna termická analýza (termogram 1.) tohto typu mastenca ukazuje, že je tu prítomné isté množstvo hydrátovanej vody, viazané na koloidné častice limonitickej hmoty. Endoterm, ukazujúci túto dehydratáciu, prebieha medzi 200—270 °C. Ďalší endoterm prebieha medzi 800—930 °C, naznačujúci prítomnosť Mg-hydrosilikátu, mastenca, v ktorom rozmedzí teplôt nastáva únik konštitučnej vody a rozpad mriežky a vzniká Mg-metasilikát. Ďalšie termogramy tohto typu mastenca sú oniečo málo odlišné, najmä čo sa týka rozmedzí teplôt pri premene na metasilikát. Boli namerané napr. tieto teploty: 840—990 °C, 795—290 °C, 860—1120 °C a ďalšie podobné.

Toto čiastočne odlišné chovanie sa mastenca pri pálení iste závisí od určitých diferencií v jeho chemizme, tak ako to ukazujú vykonané chemické analýzy. Touto problematikou, najmä čo sa týka produktu premeny, zaoberal sa najnovšie W. R. Foster. Približne do 770 °C sa mastenec pri pálení prakticky nemení. Ako z nameraných hodnôt vidieť, premena nastáva asi v rozmedzí 850—1000 °C, pričom nastáva rozpad mriežky mastenca a prebieha pritom takáto endotermná reakcia:

$$3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O = 3MgO \cdot 3SiO_2 + SiO_2 + H_2O.$$

Touto premenou vzniknutý SiO_2 je spočiatku amorfný a postupom času prechádza na kryštalickú modifikáciu (nízkoteplotný cristobalit) a sklo. Čo sa týka Mg-metasilikátu, vzniknutého pri rozpade mriežky Mg-hydrosilikátu, nie je celkom jasné, aká jeho modifikácia pritom vzniká. Udáva sa enstatit, klinoenstatit, protoenstatit, mezoenstatit a ďalšie.

Druhý typ mastenca je charakterizovaný týmito chemickými analýzami:

	4	5
SiO_2	40,37%	37,85%
MgO	31,41%	30,98%
Fe_2O_3	3,53%	2,06%
FeO	4,73%	4,78%
$-H_2O$	0,18%	0,12%
$+H_2O$	7,55%	11,38%
Al_2O_3	3,45%	1,98%
CO_2	7,65%	6,12%

Na základe chemických analýz možno konštatovať, že tento typ horniny obsahuje okrem relatívne zvýšeného obsahu MgO, sčasti viazaného aj na prítomný magnezit (termogram 2), tiež zvýšený obsah konštitučnej vody, náležajúcej mastencu a antigoritu. Antigorit v niektorých prípadoch aj prevláda a spolu s magnezitom a limonitom znehodnocuje horninu. Termo-

gram 2 celkom bezpečne ukazuje, že ide o magnezit s kulmináciou endotermu medzi 600—700 °C. Toto teplotné rozmedzie je práve charakteristické pre magnezit. Únik CO_2 však začína už okolo 520 °C, čo nasvedčuje tomu, že magnezit obsahuje izomorfne viazané aj isté percento Fe^{2+} (feromagnezit). Vedľa termických analýz prítomnosť magnezitu bola potvrdená tiež röntgenograficky (röntgenogram 2) (analýzy DTA a Rtg vykonala D. Zbořilová v chem. lab. ÚÚG, Praha).

Prirodzene stretávali sme sa s mastencami aj o inom chemizme. Boli to rôzne kombinácie uvedených minerálnych komponentov a prímesí, vzniknutých za rôznych fyzikálno-chemických podmienok. Išlo nám vcelku o to, aby sme poukázali zásadne na to, o aký typ mastenca ide. Iste by sa z tohto chemizmu dalo usudzovať aj na genetické uzávery. Táto otázka však nespadá do rámca našej práce, aj keď sme sa čiastočne zaoberali tiež chemizmom materskej serpentinickej horniny.

Čo sa týka samotného použitia uvedených mastencových hornín, z uvedených výsledkov je prirodzené, že tieto mastence treba nejakým vhodným spôsobom zušľachtiť. Je známe, že mastence sú dôležitou priemyselnou surovinou a ich použitie je široké. Predbežne sme sa zaoberali ich úpravou jednak chemickou, jednak mechanickou, pokiaľ nám to dovoľovali naše laboratórne možnosti. Pri chemickej úprave sme vychádzali jednak zo známych teoretických predpokladov, jednak z našich chemických zistení (samostatne chemicky viazané Fe ako limonit).

Opierali sme sa tiež o dve známe dizertačné práce, a to I. Alejnikov *(Určení mastku v mastkových horninách,* Vysoká škola technická v Brne, 1934) a B. Sochor *(Studie o možnosti úpravy slovenské talkové horniny jako suroviny na výrobu steatitu.* Vysoká škola technická v Brne, 1947). Vychádzali sme z predpokladu, že mastenec je v minerálnych kyselinách, vyjmúc kyseliny fluorovodíkovej, nerozložiteľný. Chlority sa čiastočne rozkladajú, magnezit úplne za tepla, práve tak ako aj limonit. Týmto vylúhovaním za tepla a premytím vodou mal by sa získať čistý produkt, zbavený nežiadúcich prímesí. Vzhľadom na to, že typ mastenca I sa vyskytoval častejšie ako typ II, urobili sme úpravu tak, že sme pomerne zmiešali oba typy dohromady a z takto vzniknutej smesi sme v laboratórnom meradle (vo veľkých kadičkách) robili vylúhovanie nežiadúcich prímesí so zriedenou HCl (1 : 1) za tepla na vriacom vodnom kúpeli. Kyselinu soľnú sme nechali pôsobiť postupne 1—6 hodín. Zistili sme, že z mastencovej horniny sa vylúhovalo prakticky všetko limonitické železo (analýza 6). Rozdiely čo do obsahu limonitického Fe vzhľadom na odlišné časové pôsobenie HCl (1—6 hod.) boli malé a kolísali od 0,1% Fe maximálne do 0,3% Fe, pričom rozdiel medzi 5 a 6 hodinovým pôsobením zriedenej HCl nebol prakticky žiadny. Ďalej sme zistili, že percento Fe^{2+} sa znížilo viac ako o $^1/_3$, čo značí, že jeho istá časť pochádzala z feromagnezitu a menšia časť z chloritov.

Chemizmus chemicky upraveného mastenca nám udáva analýza 6.

SiO_2	62,09
MgO	27,59
Fe_2O_3	0,20
FeO	2,87
$-H_2O$	0,00
$+H_2O$	5,16
Al_2O_3	0,42
CO_2	0,00

Keď porovnávame teoretické hodnoty percentuálneho zloženia čistého mastenca ako chemického indivídua-minerálu (SiO_2 = 63,5%, MgO = 31,7% a H_2O = 4,8% s uvedenými zložkami zušľachteného mastenca: SiO_2 = 62,09% MgO = 27,59%, k čomu treba pripočítať zistené % FeO = 2,87%, ktoré v mriežke mastenca izomorfne zastupuje MgO, teda spolu 27,59 + 2,87 = 30,46%, + H_2O = 5,16%, môžeme konštatovať, že sa nám tieto zistené zložky nielen blížia teoretickým hodnotám, ale že sa nám podarilo prakticky odstrániť všetky nežiadúce prímesi z mastenca (magnezit, limonit, časť chloritov). Kvalitu takto upraveného mastenca ukazuje aj termogram 3 a tiež vyhodnotenia röntgenografických analýz, kde boli zistené línie, ktoré náležia mastencu a veľmi slabé 3 línie, zodpovedajúce chloritu (röntgenogram 3). Ako z týchto výsledkov vidieť, tento mastenec je možné upraviť tak, že po chemickej stránke úplne vyhovuje. Túto skutočnosť nám tiež potvrdili poloprevádzkové skúšky závodu „Matador" v Bratislave. Ostávalo by tu ešte vyriešiť mletie takto upravenej suroviny. S týmto problémom sme sa predbežne pre nedostatok mlecieho zariadenia nezaoberali.

Vzhľadom na to, že spôsob chemickej úpravy mastencových hornín sa všeobecne hodnotí ako pomerne nákladný a zdĺhavý, pokúsili sme sa tento mastenec upraviť mechanickým spôsobom. Na Kopeckého aparáte, ktorý nám dal k dispozícii inž. Šlahor v oddelení kvartérnej geológie nášho ústavu, urobili sme mechanickú analýzu plavením, ktorej produkty sme potom podrobili čiastočnému chemickému rozboru. Už samotný sedimentačný orientačný pokus v odmernom laboratórnom valci ukázal, že mastenec na hrubo rozomletý a premiešaný vo vode vytvorí zakrátko 3 sedimentačné vrstvy, ktoré sa dosť ostro odlišujú jednak svojou farbou, jednak rozmermi častíc. Na dne valca sa usadila vrstva rozmernejších zŕn s pomerne jasnejšou farbou ako pôvodná vzorka, nad ňou sedimentovala vrstva zrniek pomerne menších, tmavšej farby ako prvá vrstva. Tretia vrstva nad oboma svojimi rozmermi častíc bola síce najjemnejšia, naproti tomu však mala najtmavšiu farbu, čo značilo, že značná časť limonitického železa sa tu skoncentrovala.

Plavením na Kopeckého aparáte (robil M. Štuk) vznikli 4 zrnitostné frakcie. Pritom sme použili jednak mastenec jemnejšie rozomletý (vzorky I a II), jednak vzorku o hrubšom zrnení (vzorka III).

Výsledky mechanickej analýzy boli takéto:

	Frakcia I častice pod 0,01 mm % váhových	Frakcia II 0,01—0,05 mm % váhových	Frakcia III 0,05—0,10 mm % váhových	Frakcia IV 0,1—2,0 mm % váhových
Vzorka I	40,96	41,30	6,68	11,0
Vzorka II	44,10	36,30	8,18	11,42
Vzorka III	33,08	40,04	1,64	25,24

Analytické výsledky čo do obsahu SiO_2 a Fe_2O_3 boli najpriaznivejšie pre frakciu IV vo vzorke III: $SiO_2 = 55{,}86\%$ a $Fe_2O_3 = 4{,}54\%$. Z toho však vidieť, že odstránenie limonitického Fe mechanickou metódou je neúplné a bude treba siahnuť ku kombinovanej metóde mechanicko-chemickej, ktorá bude aj lacnejšia ako samotná chemická metóda. A iste povedie k priaznivejším výsledkom.

29. III. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

W. R. Foster: High-temperature X-ray Diffraction Study of the polymorphism of $MgSiO_3$ (Journ. Amer. Cer. Soc. 1951).

N. Efremov: Die chemische Konstitution einiger Hydrosilikate (Práce Št. geol. ústavu, zošit 11b, Bratislava 1944).

ЯРКОВСКИЙ - ДВОНЧ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ О ХИМИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ И ОТДЕЛКЕ КАЛИНОВСКИХ ТАЛЬКОВ

В предлагаемой работе „Предварительное сообщение о химическом исследовании и отделке калиновских тальков" был изучен и определен химический состав тальков из территории на север ет сел. Калиново, которое местонахождение обнаружил в 1953 году Магель. Исследование производилось методом оптическим, химическо-аналитическим, рентгенографическим и путем дифференциально-термического анализа.

Изучением установлено, что здесь два основных типа тальковых пород. I-й тип, порода, которую образовывают тальк, магнезит, лимонит, хлорит. II-ой тип, порода, которую образовывают тальк, магнезит, хлорит и лимонит. В дальнейшем констатировалось, что тип II постепенно переходит в тип I, причем тальковая порода типа I содержит относительно больше лимонитового Fe. Этот факт можно объяснить как следствие метасоматических процессов, в течении которых магнезит (ферромагнезит) из породы выщелачивался а Fe^2 , которое изоморфно, замещало в магнезите Mg, менялось в течение этих процессов на самостоятельно вязаное Fe (лимонитовое) и тем относительно обогащало породу железом (термограмма I).

Дальше были изучены возможности отделки (улучшения) этих тальковых пород. Применен был на одной стороне химический метод отделки (разбавленной HCl), на другой строне механический, на плавильном аппарате Копецкого. Этими опытами удостоверено, что путем химической отделки возможно из породы устранить практически все лимонитовое железо и магнезит. Путем механического метода (плавка на аппарате Копецкого) предварительно не получены успокаиваю-

щие результаты, так как часть лимонотового железа этим способом не отстраняется. Принимая во внимание продолжительность и дороговизну одной химической отделки помощью HCl, надобно будет обсудить комбинированные методы механическо-химические.

Геологический институт имени Диониза Штура,
Братислава.

Табл. VIII.

Рентгенограммы подлинных и отделанных тальков

Рентгенограмма № 1. Подлинный тальк. Определение: тальк с акцессорным наличием хлорита (одна линия очень слабой интенсивности, угол — 12° 48″, $d_{h\ k\ l}$ — $_{3,47}$′). Другие рентгенограммы показывают также повышенный % хлорита. Иным методом определено также наличие коллоидальных и метаколлоидальных гидроокисей железа. Смотри текст.

Рентгенограмма № 2. Подлинный тальк. Определение: тальк — магнезит. На рентгенограмме обнаружены две линии магнезита средне сильной интенсивности. Другие рентгенограммы показывают также и наличие хлорита. Иным методом обнаружено также и наличие небольшого количества гидроокисей железа.

Рентгенограмма № 3. Химически отделанный тальк. Определение: тальк — хлорит. На рентгенограмме обнаружены 3 очень слабые линии хлорита. Образец возникший смешанием образцов пород типа тальк—хлорит и типа тальк—магнезит—хлорит, из которых химической отделкой (разбавленной HCl) был совершенно устранен магнезит и лимонитовое железо. Сравняй термограммы.

JARKOVSKÝ — DVONČ

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE CHEMISCHE ERFORSCHUNG UND BEHANDLUNG DER TALKE VON KALINOVO

In der vorliegenden Arbeit „Vorläufiger Bericht über die chemische Erforschung und Behandlung von Talken“ wurde der Chemismus der Talke aus dem Gebiet nördlich von Kalinovo untersucht und festgestellt. Diese Lokalität hat im Jahre 1953 Mahel' aufgenommen. Die Unterschung wurde auf optischem, chemisch-analytischem unr röntgenographischem Wege, sowie mit Hilfe der differenzialthermischen Analyse durchgeführt.

Durch Untersuchungen wurde festgestellt, dass es sich hier grundsätzlich um zwei verschiedene Typen von Talk handelt. Das Gestein nach Typ I. setzt sich aus Talk, Magnesit, Limonit und Chlorit, das Gestein nach Typ II. hingegen aus Talk, Magnesit, Chlorit und Limonit zusammen. Ferner wurde gefunden, dass Typ II. allmählich in Typ I. übergeht, wobei der Talk nach Typ I. relativ mehr limonitisches Eisen (Fe) enthält. Diese Tatsache kann man sich als Ergebnis der metasomatischen Vorgänge erklären, bei denen Magnesit (Ferromagnesit) aus dem Gestein ausgelaugt wurde und Fe^{2+}, das isomorph im Magnesit Mg vertreten hat, bei diesen Prozessen in selbständig gebundenes (limonitisches) Eisen überging und damit das Gestein relativ mit Eisen bereicherte (Thermogramm Nr. 1).

Des weiteren wurden Möglichkeiten der Behandlung (Veredelung) dieser Talke untersucht. Es wurde dabei einerseits eine Methode der chemischen Veredelung (mit verdünntem HCl), andererseits eine mechanische Methode mit Hilfe des Kopeckyschen Schwemmapparates angesetzt. Bei diesen Versuchen ist festgestellt worden, dass man auf dem Wege der chemischen Veredelung praktisch alles limonitische Fe und Magnesit aus dem Gestein absondern kann. Hingegen sind mit mechanischem Hilfsmittel (dem Kopeckyschen Schwemmapparat) vorderhand noch keine zufriedenstellende Ergebnisse erreicht worden, weil ein Teil des limonitischen Fe auf diesem Wege nicht ausgeschieden wurde. Mit Rücksicht auf die Langwierigkeit und Kostspieligkeit der chemischen Verede-

lung mit HCl wird es notwendig sein, kombinierte mechanisch-chemische Methoden zu erwägen.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

Tab. VIII.

RÖNTGENOGRAMME VON URSPRÜNGLICHEN UND BEHANDELTEN TALKEN

Röntgenogramm Nr. 1

Ursprünglicher Talk. Bestimmung: Talk und akzessorisch anwesendes Chlorit (eine Linie von sehr geringer Intensität, Winkel —— 12°48′, d_{hkl} — 3,47). Andere Röntgenogramme zeigen auch einen erhöhten Prozentsatz an Chlorit. Mit einer weiteren Methode wurde auch die Anwesenheit koloider und metakoloider Fe — Hydroxyde festgestellt. Siehe Text.

Röntgenogramm Nr. 2

Ursprünglicher Talk. Bestimmung: Talkmagnesit. Am Röntgenogramm wurden zwei Magnesitlinien von mittelstarker Intensität festgestellt. Andere Röntgenogramme zeigen auch die Anwesenheit von Chlorit an. Mit einer weiteren Methode wurde auch die Anwesenheit einer kleineren Menge von Fe — Hydroxyden festgestellt.

Röntgenogramm Nr. 3

Chemisch behandelter Talk. Bestimmung: Talk — Chlorit. Am Röntgenogramm sind drei sehr schwache Chloritlinien gemessen. Die Probe entstand durch Vermischung der Gesteinsproben des Typus Talk — Chlorit mit dem Typus Talk — Magnesit — Chlorit, aus denen durch chemische Veredelung (mit verdünntem HCl) Magnesit und limonitisches Fe vollständig abgesondert wurden. Vergleiche die Thermogramme.

ARNOLD NEMČOK

VODOTESNOSŤ NIEKTORÝCH HORNÍN V ZÁKLADE PROJEKTOVANÝCH PRIEHRAD NA SLOVENSKU

(Ruské a nemecké resumé)

Veľký význam pri výbere priehradných miest a na samotnú stavbu priehrad má vodotesnosť skalného podkladu. Modernými metódami dnešnej stavebnej techniky možno priehradu postaviť aj na absolútne priepustnom podklade. Je však prirodzené, že stavba vodného diela na priepustných útvaroch, ktoré treba umele utesňovať, je komplikovaná a hospodársky nákladná, a preto sa takýmto podkladom vyhýbame. Predovšetkým treba hľadať a skúmať také priehradné profily, ktorých podklad je prakticky nepriepustný a tým odpadnú zložité stavebné riešenia a veľké finančné náklady. Na prakticky vodotesnom podklade možno priehradu rýchlo, bez komplikácií a v plánovanom termíne uskutočniť.

Na našich riekach sa počíta so stavbou mnohých veľkých aj menších priehrad. Profily pre priehradné miesta poskytujú početné úžiny v hornom a strednom toku slovenských riek. Napr. Váh tvorí úžiny od prameňov po Púchov, Hron po Tlmače, Slaná po Gemerskú Panitu, Hornád po Ťahanovce, Torysa po Prešov, Ondava a Topľa po Vranovské Dlhé, Laborec po Strážske atď. Podklad úžin na týchto riekach a ich prítokoch okrem štvrtohorných pokryvných útvarov tvoria skalné aj poloskalné horniny. Sú to najmä:

Žuly a kryštalické bridlice — st. paleozoikum + karbón.
Pestré zlepence, arkózy, pieskovce a bridlice — verukáno — perm.
Kremence — bazálny trias.
Pestré bridlice a pieskovce — verfén.
Melafýry — verfén.
Guttensteinské, wettersteinské a reiflingské vápence — stredný trias.
Dolomity — stredný trias.
Tmavé pieskovce a bridlice lunzských vrstiev — vrchný trias.
Pestré bridlice a kremence s polohami dolomitov — keuper.
Sliene, slienité vápence a bridlice — neokom.
Sliene, slienité bridlice a pieskovce sférosideritových a orlovských vrstiev (alb a cenoman bradlového pásma).
Upohlavské zlepence a púchovské sliene — senón bradlového pásma.
Zlepence a numulitové vápence — bazálny paleogén.
Bridlice a pieskovce magurského a podhaľského flyša — paleogén.
Andezity, čadiče, andezitové aglomeráty a tufy — neogén.

Vymenované horniny tvoria v podstate všetky dôležité úžiny na slovenských riekach.

V mnohých priehradných profiloch, kde sa už postavili, alebo sa ešte

len projektujú vodné diela, vodotesnosť väčšej časti uvedených hornín sa preskúšala vodnými tlakovými skúškami v sondách. Skúšky sa robili najčastejšie tak, že sa vyvŕtal 3—5 m hlboký úsek, ktorý sa pri hornom konci utesnil jedným obturátorom. Do utesneného úseku vrtu sa vháňala voda pod tlakom za určitý čas. Po preskúšaní jedného úseku, hĺbenie vrtu pokračovalo o ďalších 3—5 m a znova sa v ňom vykonala tlaková skúška. Takto postupne sa od hora dolu preskúšala vodotesnosť celého vrtu po 3—5 metrových etážach. Iné spôsoby vykonávania vodných tlakových skúšok, napr. utesňovanie úsekov s dvoma obturátormi, s postupom od dna vyhĺbeného vrtu až po jeho ústie, robili sa ojedinele. Pri skúškach se meral únik vody v litroch, čas a tlak v atm. Voda bola vháňaná do utesnených úsekov vrtu spravidla pri tlaku 5—10 atm za 5—10 minút, alebo za zosilňujúceho sa tlaku pri 2, 4, 6 atm po 3 krát 20 minút. Posledný spôsob sa dnes používa najčastejšie.

Výsledky tlakových skúšok z určitých hornín nemožno generalizovať, pretože tie isté horniny sú v rôznych profiloch rôzne tektonicky porušené, rôzne zvetralé atď. a tak z miesta na miesto rôzne priepustné. Predsa však majú určité spoločné vlastnosti, ktoré ich po stránke priepustnosti robia buď vhodným alebo málo vhodným podkladom pre stavbu priehrady. Z tohto hľadiska v ďalšom zhodnotíme tie horniny, ktorých vodotesnosť sa už niekoľkokrát vyskúšala a ktoré na našich riekach prichádzajú najčastejšie do úvahy ako skalný podklad pre priehrady.

Žuly a kryštalické bridlice

Žuly budujú mnohé úžiny vhodné pre budovanie priehrad. Napr. údolie Váhu medzi Strečnom a Vrútkami, údolie Oravy medzi Dierovou a Kraľovanmi, Horný Ipeľ atď. Na viacerých miestach sa počíta so stavbami priehrad na žulovom podklade a už sa tu aj robí inžiniersko-geologický prieskum.

Vieme, že všetky žulové masívy Karpát boli po svojom vzniku intenzívne porušené alpským vrásnením. A tak žula, ktorá vykryštalizovala koncom palezoika alebo skôr, bola v kriede a paleogéne postihnutá silnou dislokačnou metamorfózou. Sústavy puklín pretínajú v dôsledku toho žulové masívy do prakticky nedosažiteľných hĺbok. Systémy puklín sú orientované rôznymi smermi a pretínajú sa väčšinou pod kosými a tupými uhlami. Len zriedka sa pretínajú v pravom uhle. Okrem tektonických puklín a trhlín sú žulové masívy popretínané poruchovými pásmami. Tieto pásma sa nachádzajú v miestach, pozdĺž ktorých sa diali pohyby medzi jednotlivými blokmi žulového masívu, alebo v miestach, kde sa cez žulu presunovali kryhy obalových sérií a subtatranských príkrovov. Priebeh poruchových pásem v žulových masívoch je rôzny. Ich smer je veľmi často zhodný so smerom karpatského oblúka, alebo sú orientované kolmo naň (SJ). V každom masíve sa však nájdu lokálne rôzne orientované poruchové pásma. Výplň poruchových pásem tvoria rôzne typy mylonitov.

Tektonické porušenie je v úzkej súvislosti so zvetrávaním žulového povrchu. Čím intenzívnejšie sú žuly tektonicky postihnuté, tým ľahšie a do väčších hĺbok prenikajú procesy zvetrávania. Po puklinách a trhlinách vniká do žulového masívu zrážková voda, ktorá vplyvom premŕzania a chemickým pôsobením rozrušuje žulu. Po poruchových pásmach toto rozrušovanie siaha do veľkých hĺbok. Z mylonitových hornín sa vytvára hlinito-kamenitá rozbriedavá drvina, čím sa fyzikálno-technické vlastnosti žuly veľmi znehodnocujú.

Puklinami, poruchovými a zvetralými pásmami je daná možnosť presakovania vody v žulách. Táto priepustnosť však siaha len do určitej hĺbky a závisí od hustoty tektonických puklín a poruchových pásem.

Vodné tlakové skúšky vykonané v žulách vykazujú takéto výsledky: v žulách, cez ktoré neprebieha výrazné poruchové pásmo, hoci boli popretínané hustou sieťou puklín a trhlín v hĺbke 30—40 m, voda vháňaná pod tlakom 10 atm v mnohých skúškach vôbec neunikala, alebo len v nepatrnom množstve. Možno teda predpokladať, že pukliny a trhliny sa v určitej hĺbke pod tlakom nadložia zatvárajú.

V žulách, popretínaných poruchovými pásmami, unikala voda aj vo veľkých hĺbkach. To preto, že vplyvom vetrania mylonitová výplň sa zmenila na priepustnú, hlinito-kamenitú drvinu, alebo sa v pásmach nachádzali veľké otvorené trhliny. Veľmi často sa stáva, že žulovú úžinu tvoria strmé žulové bralá, ktoré sa na pohľad zdajú byť neporušené. V určitej hĺbke pod povrchom, ako ukázali niektoré vrty alebo početné lomy založené v žulách, narazilo sa však na úplne rozvetranú a rozpadnutú žulu. Tento spôsob vetrania žuly v hĺbke pod povrchom je umožnený práve tým, že voda po trhlinách preniká do hĺbky a rozrušuje aj také časti žulového masívu, ktoré sú pri povrchu tektonicky málo porušené. Pre toto rozrušovanie žúl v hĺbke treba starostlivo preskúmať hlbokou sondážou každú, sľubne vyzerajúcu úžinu. Sondážou treba preskúmať celú úžinu a rozhodnúť sa pre ten profil, ktorý je tektonicky najmenej porušený. Na normálne rozpukanom žulovom podklade možno výhodne postaviť betónové, klenbové aj gravitačné priehradné múry. Priepustnosť podkladu, zapríčinená puklinovitosťou žúl, dá sa ľahko odstrániť cementovou injekčnou clonou, spustenou pod priehradným múrom do 30—40 m hĺbky. Poruchovým pásmam pod priehradným múrom, alebo aj v jeho blízkosti, treba sa vyhýbať.

K r y š t a l i c k é b r i d l i c e. Kryštalické bridlice tvoria skalný podklad údolia Hrona od Polomky po Brezno, údolie Hornádu medzi Kluknavou a Margecanmi, údolie Hnilca, údolie Hornej Rimavy a Rimavice, údolie Slanej po Rožňavu atď. a poskytujú vhodné profily pre projektovanie priehrad. Ide najmä o katametamorfované biotitické a dvojsľudné pararuly, kremité pararuly, migmatity, amfibolity, diaftority a o mezomorfované a epimetamorfované svory, fylity, porfyroidy a diabázy. Všetky vymenované horniny, okrem amfibolitov a diabázov, sú intenzívne zbridlična-

tené. Vodné tlakové skúšky sa urobili v biotitických pararulách pri Tužine, v kremitých pararulách pri Brezne a v migmatitoch v Račkovej doline. Všetky skúšky nasvedčujú tomu, že sú to horniny pre vodu prakticky nepriepustné. V profiloch sa nenarazilo na žiadne poruchové pásmo a únik vody vháňanej pod tlakom do utesnených úsekov vrtu sa smerom do hĺbky postupne zmenšoval a od 30—40 m hĺbky pod povrchom strata vody nebola žiadna. Únik vody blízko pod povrchom zapríčiňujú najmä tektonické pukliny rovnobežné so smerom bridličnatosti, ktoré sú vplyvom vetrania rozšírené. Uvedené horniny sa dajú bez ťažkostí utesňovať cementovými injekciami a patria medzi najlepšie podklady pre budovanie betónových priehrad. Pri výbere profilu sa treba vyhýbať poruchovým pásmam.

Pestré bridlice, pieskovce, zlepence a arkózy — verukáno — perm

Súvrstvie verukána tvorí podklad úžin v strednom toku Hornádu v okolí Krompach a Kysaku, v údolí Svinky pri Obyšovciach, v údolí Starohorského potoka nad Ulmankou, v údolí Kriváňa pri Podrečanoch a inde. Jednotlivé členy súvrstvia sa navzájom striedajú vertikálne aj horizontálne, tvoriac medzi sebou pozvoľné prechody. Alpským vrásnením bolo celé súvrstvie sprehýbané a presunuté často do ležatých vrás a príkrovov. Okrem toho bolo postihnuté aj zlomovou tektonikou. V priehradnom profile sa môžu vyskytnúť kombinácie jednotlivých členov verukána. Nájdu sa také profily, v ktorých skalný podklad tvoria buď zlepence, buď bridlice alebo arkózy. Najčastejšie sa však vyskytnú profily, kde skalný podklad tvoria dva, alebo tri členy súvrstvia.

Voda má možnosti unikať v tomto súvrství po puklinách a trhlinách, ktoré sú pri povrchu v zóne vetrania rozšírené. Pestré bridlice, ktoré tvoria niekedy mohutné polohy, niekedy len tenké vložky medzi zlepencami, pieskovcami a arkózami, sú pre vodu nepriepustné. Pod vplyvom tlaku sú intenzívne zvrásnené a neobsahujú otvorené trhliny, ako je to napr. pri zlepencoch, ktoré sú dokonale podrvené a teda prestúpené trhlinami a puklinami.

V hĺbke, kde neprenikli procesy zvetrávania, je možné celé súvrstvie pokladať za prakticky vodotesné, pričom vodotesnosť bridlíc, ako plastického súvrstvia, začína blízko pri povrchu, vodotesnosť rigídnych zlepencov, pieskovcov a arkóz hlbšie pod povrchom. Vodné tlakové skúšky, vykonané v údolí Hornádu v arkózach a bridliciach, vykazujú dobré výsledky. Od povrchu do 20—30 m hĺbky sa pri tlaku 5 atm. zaznamenal čiastočný únik vody 3—5 l/min, vo väčších hĺbkach špecifická strata vody sa pohybovala od 0,3—1 l/min.

Pri vyhľadávaní priehradného profilu je lepšie vyhnúť sa zlepencovým polohám a dbať na to, aby skalný podklad tvorili vodotesné bridlice a málo priepustné arkózy a pieskovce. Pukliny a trhliny v súvrství verukána

sa dajú bez ťažkostí utesňovať cementovými injekciami, a preto toto súvrstvie pokladáme za vhodný podklad pre budovanie priehrad.

Verfénske vrstvy

Verfénske vrstvy budujú mnohé doliny, a preto tiež prichádzajú do úvahy ako skalný podklad pod priehrady. Budujú napr. úžinu Hrona pri Šalkovej, úžinu Bystrej nad Podbrezovou, úžinu Čierneho Váhu pri Šuňave a osade Čierny Váh, úžinu Turca pri Brusníku, Kameňanoch atď.

V tatridách a veporidách verfénske vrstvy zastupuje flyšoidné súvrstvie pestrých bridlíc, striedajúcich sa s kremitými pieskovcami a ojedinelými polohami kavernóznych dolomitov. V chočskom príkrove sa nachádzajú vo verfénskych vrstvách telesá výlevných melafýrov. V gemeridách spodnú časť verfénu (zeiss) tvorí tiež flyšoidné súvrstvie bridlíc a kremitých pieskovcov, kým vrchnú časť (kampil) tvorí súvrstvie bridličnatých slieňov a slienitých vápencov.

Do úvahy pre stavbu priehrad prichádza najmä flyšové súvrstvie pestrých bridlíc s polohami kremitých pieskovcov, prípadne melafýry. Vodné tlakové skúšky, vykonané v tomto súvrství, ukazujú priaznivé výsledky. Pri povrchu v rozvetralom pásme je súvrstvie, tak ako pri väčšine hornín, priepustné. Od 20—30 m pod povrchom je prakticky nepriepustné. Strata vody, vháňanej pri skúškach do vrtu pod tlakom 10 atm, nebola žiadna alebo nepatrná (špec. strata 0,3—1/min.). Takéto pomery sa však zistili len tam, kde cez súvrstvie neprebiehala nijaká výrazná porucha. Naopak v poruche alebo v jej blízkosti unikalo veľké množstvo vody. Ani vo verfénskych pestrých bridliciach, tak ako pri iných plasticky vrásnených horninách, nemožno v hĺbke predpokladať otvorené trhliny. Tvrdé lavice kremitých pieskovcov na rozdiel od zvrásnených bridlíc sa pri tektonických pohyboch rozpukali a obsahujú aj v hĺbke množstvo puklín a otvorených trhlín. Najmä tieto pukliny a trhliny v pieskovcových laviciach sú príčinou toho, že verfénske súvrstvie je v hĺbke čiastočne priepustné. Keď však verfénske vrstvy nepretína výrazná porucha, pukliny v pieskovcoch majú neveľké rozmery a dajú sa dobre tesniť cementovými injekciami.

Okrem tlakových vodných skúšok o vodotesnosti tohto súvrstvia svedčia v prírode početné vývery krasových vôd. Na verféne veľmi často ležia vápencovo-dolomitické kryhy, v ktorých cirkuluje krasová voda. Na verfénskych bridliciach a kremitých pieskovcoch sa koncentruje a vyteká na styčnej ploche týchto komplexov na povrch. Samotné verfénske súvrstvie okrem nepatrného množstva puklinovej vody pri povrchu neobsahuje podzemnú vodu.

Úžiny vymodelované vo verféne dovoľujú spravidla výber priehradných profilov. Sondážou treba vyhľadať profil, cez ktorý neprebieha a ani v jeho blízkosti sa nenachádza žiadna väčšia porucha. Na zvrásnený a čiastočne popukaný podklad z verfénskych vrstiev možno výhodne postaviť betó-

novú gravitačnú priehradu. Pukliny a trhliny sa dajú utesniť cementovými injekciami.

Telesá melafýrov, uložené vo verfénskych vrstvách chočského príkrovu, tiež prichádzajú do úvahy ako podklad pre vodné diela. Vodné tlakové skúšky v nich dosiaľ neboli urobené, ale na základe štúdia petrografického zloženia a úložných pomerov týchto hornín možno niektoré ich fyzikálno-technické vlastnosti predpokladať. Melafýry, ako súčasť chočského príkrovu, boli presunuté na veľkú vzdialenosť a pri presune sa tieto tvrdé krehké horniny intenzívne rozpukali a podrvili. Pri vetraní a pri odstrele rozpadajú sa na drobné ostrohranné úlomky, takže ich miestami možno v tomto porovnávať s dolomitmi. Sú to však kremičité horniny, vplyv podzemnej vody a vetrania je v nich neporovnateľne menší ako pri dolomitoch. Podzemná voda prúdi v melafýroch len v puklinách povrchového zvetralého pásma. Pretože popukané a rozdrvené melafýry na rozdiel od dolomitov možno dobre spevniť a utesniť cementom, je ich treba z hľadiska vodotesnosti považovať za vhodné pre budovanie priehrad. K tomu je potrebné zbudovať pod priehradným múrom hlbokú injekčnú clonu.

Karbónske, guttensteinské, wettersteinské a reiflingské vápence

Všetky uvedené vápence sú až na nepatrné výnimky vysokopercentné, čisté, masívne alebo lavicovité vápence. Vekove patria k strednému karbónu a strednému triasu. Vyskytujú sa veľmi často spolu s dolomitmi a tvoria tiež početné úžiny a kaňonovité údolia na našich riekach, kde sa nájde mnoho profilov so strmými skalnými svahmi, veľmi výhodnými pre stavbu priehrad. Napr. údolia Čierneho a Bieleho Váhu, údolie Hornádu od Hrabušíc po Spiš. N. Ves, údolie Hrona nad Sv. Ondrejom, údolie Slanej v okolí Plešivca atď.

Vápence sú vo vode rozpustné, a preto povrchová, dažďová a riečna voda vápencové masívy dokonale rozrušila. Vsiakala do nich po puklinách a tektonických poruchách, cirkulovala v nich a rozpúšťaním vápenca vytvorila sústavy kolmých, šikmých, aj horizontálnych komínov, chodieb, dutín, jaskýň a iných krasových foriem. Okrem krasových dutín vápence sú prestúpené tiež sieťou puklín a trhlín. Trhliny sú často vyplnené druhotným kalcitom.

V týchto horninách boli tiež urobené skúšky vodotesnosti, napr. pri Kraľovanoch, Hrabušiciach, Svaríne, Važci atď. Charakteristický znak týchto hornín je to, že sa v skúšobnom vrte striedajú úseky úplne vodotesné alebo len málo priepustné s úsekmi, kde voda uniká do nekonečna. Je zrejmé, že ide o vápence, v ktorých sa nachádzajú kaverny. Keď sa obturátormi utesní úsek, v ktorom nie je krasová dutina a vápenec je porušený len puklinami, ktoré sú spravidla vyplnené druhotným kalcitom, tlaková voda nemá kde unikať. Na druhej strane, keď sa v utesnenom úseku nachádza krasová dutina, voda uniká do nekonečna. Zo skúšok

vidieť, že krasové dutiny či veľké alebo malé sú navzájom pospájané, pretože, aj keď sa narazilo na krasovú dutinu nepatrných rozmerov, voda unikala do nekonečna.

Ako príklad z mnohých uvádzam vrt z okolia Kraľovian:

Úsek vrtu v hĺbke:	Tlak v atm:	Špec. Strata vody v l/min.
20 m—36 m	0	∞
36 m—40 m	0	0
40 m—45 m	0	∞
45 m—50 m	10	0,3
50 m—60 m	10	∞
60 m—70 m	4	0,15
70 m—80 m	10	0,37
80 m—99 m	10	0,14

Krasové dutiny sú rozmiestené vo vápencovom masíve veľmi nepravidelne a stupeň skrasovatenia vápencov je tiež rôzny. Vo všeobecnosti možno povedať, že pod dnom údolia sú vápence menej skrasovatené, pretože povrchová voda, ktorá presiaka do vápencového masívu na svahoch alebo na vrchole kopca, má možnosť vytekať do údolí. V praxi však máme viac takých príkladov, že krasová voda presiaka cez vápence aj pod dnom údolia až na nepriepustné podložie a niekedy mnoho km tečie pod zemou a v inom, nižšie položenom údolí vyviera na povrch. Všetky sondy, ktoré boli vykonané v dnách údolí, zbudovaných z týchto vápencov, narazili na krasové dutiny.

Keby sa mala na tieto horniny postaviť priehrada, museli by sa sondážnym prieskumom zistiť všetky krasové dutiny v priehradnom mieste aj v zátopnom území, pretože voda má možnosti po nich vytekať v samotnom údolí za priehradu alebo do bočných údolí. Krasové dutiny sú rozložené veľmi nepravidelne a siahajú od vrchu do spodu vápencovej masy. Pre zistenie presného priebehu týchto vodných ciest je potrebná hustá sieť hlbokých vrtov v priestore priehradného miesta zátopného územia a jeho okolia. Utesňovanie vápencov by vyžiadalo veľké množstvá betónovej smesi, ktorou by sa všetky krasové dutiny museli vyplniť.

Ďalšia možnosť ako utesniť vápence, je vybetónovanie celého dna nádrže, ako sa to urobilo pri stavbe malých nádrží v okolí Starých Hôr.

Pre uvedené príčiny sa treba vyhýbať projektovaniu priehrad v úžinách, ktoré sú zbudované zo samotných vápencov. Pritom však každú vápencovú úžinu treba podrobne geologicky preskúmať a vykonať hlboké orientačné vrty, pretože v malej hĺbke pod povrchom sa môžu vyskytnúť pod priepustnými vápencami nepriepustné vrstvy (napr. grafitické bridlice, verfénske vrstvy, lunzské vrstvy, slienité súvrstvie neokomu atď). V tom prípade sa priehradný múr môže výhodne založiť do vápencov a betónovou alebo injekčnou clonou utesniť do nepriepustného podkladu.

Dolomity

Dolomity sú horniny veľmi rozšírené a často vytvárajú v dolinách našich riek morfologické úžiny so skalnými stenami, vhodnými aj pre budovanie klenbových betónových priehrad. Napr. údolie Hrona medzi Valaskou a Podbrezovou, medzi Sv. Ondrejom a Šalkovou, údolie Váhu nad Krpeľanmi atď. Preto sa často stáva, že projektantov tieto miesta zaujímajú a počítajú s nimi pri plánovaní priehrad. Sondážou sa už dosiaľ preskúmalo viacej dolomitických profilov (úžina Kraľovany—Krpeľany, na Čiernom Váhu nad Svarínom a nad Kráľovou Lehotou, úžina na Poprade pri Lučivnej atď.), výsledky týchto výskumov však ukazujú, že karpatské dolomity ako podklad pre budovanie vodných diel, zvlášť vysokých priehrad, sa nehodia.

Dolomity ako súčasť subtatranských príkrovov alebo obalových sérií sa presunuli na veľké vzdialenosti a v dôsledku toho, pretože sú to tvrdé a krehké horniny, intenzívne sa podrvili. Dolomitický masív tvoria *celistvé* alebo *lavicovité dolomity*, prestúpené sieťou otvorených alebo kalcifikovaných puklín, *dolomitické brekcie* a *dolomitický piesok*. Rozpukané dolomity sú priepustné len po otvorených puklinách a nepatrne vyvinutých krasových dutinách. Väčšie krasové dutiny, ako je to napr. pri vápencoch, v dolomitoch sa nevytvorili. Vodné tlakové skúšky v takýchto partiách dolomitov ukázali priaznivé výsledky. Napr. vo vrtoch vyhĺbených v rozpukanom masívnom dolomite v údolí Čierneho Váhu, zistili sa 40—111 m hrubé vrstvy masívnych dolomitov s puklinami, kde voda pod tlakom 10 atm buď vôbec neunikala, alebo špecifická strata vody bola 0,2 až 2 l/min. Vo vrtoch, vykonaných v úžine medzi Kraľovanmi a Krpeľanmi, partie rozpukaných dolomitov pri tlakových skúškach ukázali tieto optimálne výsledky: Pri tlaku 10 atm v istom úseku špec. strata vody bola 0,92 l/min., pri 5 atm v inom úseku 2 l/min. atď.

Takýchto príkladov pomerne dobrej vodotesnosti dolomitov sa však nájde veľmi málo, pretože masívne dolomity, popretínané puklinami, striedajú sa s polohami brekcií a dolomitického piesku, ktoré majú vzhľadom na vodotesnosť veľmi zlé vlastnosti. Dolomitické brekcie sú intenzívne podrvené dolomity, zotmelené druhotne kalcitom. Voda vháňaná do nich pod tlakom presiaka priamo cez brekcie samotné a cez pukliny. Ešte horšie vlastnosti majú polohy dolomitického piesku, ktorý vznikol z dolomitických brekcií tým, že kalcitový tmel rozpustila povrchová voda, ktorá presiakla do dolomitického masívu. Piesok tvorí v dolomitickom masíve nepravidelné kapsovité tvary, ktoré prechádzajú rôznym smerom od vrchu do spodu masívu. Najmocnejšie polohy dolomitického piesku sa nachádzajú pri povrchu masívu na úpätí svahov. Pri tlakovej skúške v týchto partiách voda uniká do nekonečna, a to veľmi často bez toho, že by ju bolo treba vháňať pod tlakom. Na základe týchto skúseností treba dolomity ako celok z hľadiska budovania priehrad považovať za nevhodné

horniny. Keby sa však z rôznych príčin na dolomitoch priehrada predsa mala postaviť, musel by sa hlbokými a husto umiestenými vrtmi presne zistiť charakter dolomitov, a to nielen v priehradnom mieste, ale aj v celom zátopnom území. Aby sa zamedzil priesak vody cez dolomity, partie dolomitických brekcií a piesku treba injektovať. Z praxe vieme, že karpatské dolomity nemožno injektovať ani cementom, ani ílom, treba teda použiť hospodársky nákladnú chemickú injektáž.

Pre rozsiahly a hospodársky nákladný geologický prieskum a pre ťažkosti s utesňovaním dolomitov je nevyhnutné vyhýbať sa projektovaniu priehrad na týchto horninách. Karpatské dolomity nemožno porovnávať s dolomitmi v iných oblastiach, na ktorých sa postavili priehrady. Tieto dolomity napr. v Taliansku na priehrade Santa Giustina neboli tak intenzívne tektonicky postihnuté ako v Karpatoch.

Slienité súvrstvie spodnej kriedy — neokom

Slienité súvrstvie neokomu vytvára tiež mnohé úžiny na slovenských riekach, napr. údolie Hrona pri Lučatíne, Banskej Bystrici, údolie Váhu pri Kraľovanoch, Zázrivej, Dunajca atď. Ide o najvrchnejšieho člena krížnanského príkrovu alebo pieninskej série bradlového pásma. Súvrstvie neokomu spolu s inými členmi krížnanského príkrovu a bradlového pásma má tektonické formy normálnych vrás, ležatých a prevrátených vrás, ktoré doliny narezávajú rôznym spôsobom. Najčastejšie sa vyskytujú také údolia, ktoré kolmo alebo šikmo režú antiklinálne alebo synklinálne pruhy neokomu (ľavé prítoky Horného Váhu). Na neokome krížnanského príkrovu ležia vápencovo-dolomitické kryhy chočského príkrovu. Erózia si veľmi často v rozpustných vápencoch a dolomitoch vymodelovala krasové údolia, ktorých dno tvorí neokom.

Súvrstvie neokomu tvoria lavicovité sliene, slienité vápence a slienité bridlice šedozelenej alebo tmavej farby. Celé súvrstvie je dokonale zvrásnené v celku aj v detaile.

Pri porovnávaní mnohých tlakových skúšok v rôznych oblastiach Slovenska vidieť do 10—20 m hĺbky od povrchu súvrstvia čiastočný únik vody. V hlbších polohách nie je buď žiadna strata vody, alebo špecifická strata pri tlaku 5—10 atm sa pohybuje od 0,1—0,9 l/min. Ako jeden z mnohých príkladov uvádzam sondu z údolia Rajčianky pri Lietavskej Lúčke:

Úsek vrtu v hĺbke	Tlak v atm:	Čas v min.	Strata vody v lit.
6—12 m	5	10	25
12—16 m	5	10	12
16—20 m	5	10	6
20—25 m	5	10	3
25—35 m	5	10	3
35—44 m	5	10	0

Podobné výsledky ukazujú, až na ojedinelé výnimky, všetky vrty vykonané v súvrství neokomu v údolí Rajčianky, Revúcej, Ľubochnianky a Váhu pri Kraľovanoch.

Okrem vodných tlakových skúšok o vodotesnosti súvrstvia neokomu svedčia aj iné fakty. Predovšetkým sú to skúsenosti z razenia tunelov cez tieto horniny. Napr. pri razení tunelov na trati B. Bystrica—Diviaky, okrem poruchových zón v blízkosti presunovej plochy nadložného chočského príkrovu neprišlo sa na žiaden sústredený prítok vody.

Celý úsek tunela razeného cez neokom bol suchý, čo znamená, že spodná voda v týchto vrstvách prakticky neexistuje.

Okrem toho o vodotesnosti neokomového súvrstvia svedčí množstvo krasových prameňov, ktoré vytekajú na povrch po styčnej ploche neokomu križnanského príkrovu s nadložnými vápencami a dolomitmi chočského príkrovu. Spodná voda cirkuluje vo vápencovo-dolomitických kryhách, na nepriepustnom slienitom súvrství neokomu sa hromadí a tečie po ňom vo forme podzemných vodných tokov na povrch. Niet u nás príkladu, aby krasová voda prenikala do slienitých vrstiev neokomu.

Tieto vlastnosti uvedených hornín si možno vysvetliť tým, že neokom predstavuje plastické súvrstvie, ktoré sa podávalo karpatskému tlaku tým, že sa dokonale vrásnilo a sprehýbalo a v dôsledku toho bolo menej porušené puklinami a zlomovou tektonikou. Sú v prírode také príklady, že vrstvy neokomu sú na mnohých miestach vyvlečené a vyvalcované a na inom mieste zase nakopené v mohutných hrúbkach. Pukliny a otvorené trhliny v slienitých vápencoch, ktoré vznikli počas vrásnenia, vplyvom váhy nadložia sa úplne zatvorili alebo vyplnili druhotným kalcitom. Procesy skrasovatenia sú v tomto súvrství neznáme, pretože ide o vápence a bridlice, ktoré obsahujú veľké percento ílovitých prímesí.

Na povrchu slienité súvrstvie neokomu intenzívne zvetráva, ale hrúbka zvetranej zóny je malá, pretože povrchová voda a s ňou iní rušiví činitelia nemajú možnosť vnikať hlboko.

Na základe uvedených pozorovaní a skúseností slienité vápence, sliene a slienité bridlice neokomu treba z hľadiska budovania vodných diel pokladať za vodotesné súvrstvie. Cesty, ktoré zapríčiňujú nepatrný únik vody, ako sú zvetrané pásma, ojedinelé pukliny a trhliny, nemajú veľké rozmery, nesiahajú do veľkých hĺbok a dajú sa bez ťažkostí utesniť cementovými injekciami. Pri výbere priehradného profilu treba dbať na to, aby sa profil podľa možnosti nachádzal čím ďalej od presunovej plochy s nadložným chočským príkrovom. Pre vodotesnosť zátopného územia treba poznať priebeh neokomových vrstiev pod vápencovo-dolomitickými kryhami chočského príkrovu a dbať na to, aby presunová plocha medzi týmito komplexmi nikde v blízkosti nádrže neklesala pod maximálnu výšku vzdutej hladiny v nádrži, pretože voda má po nej možnosť unikať ďaleko od priehrady do bočných údolí alebo aj do údolia za priehradou.

Záverom treba povedať, že súvrstvie neokomu so svojimi fyzikálno-

technickými vlastnosťami patrí medzi najvýhodnejšie podklady pre budovanie betónových gravitačných priehrad.

Súvrstvie strednej a vrchnej kriedy bradlového obalu

Členy strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma budujú skalný podklad údolia Váhu od Žiliny po Trenčín a údolie Oravy od Trstenej po Veličnú. Najviac rozšírené sú sférosideritové vrstvy, orlovské vrstvy, upohlavské zlepence a púchovské sliene. Sférosideritové vrstvy, ktoré tvoria prevažne slienité bridlice s polohami pieskovcov a senónske púchovské sliene, majú v podstate rovnaké fyzikálno-technické vlastnosti. Boli v nich vykonané početné vodné tlakové skúšky, ktoré svedčia o vodotesnosti týchto súvrství. Špecifické straty vody v nezvetranom slienitom súvrství a mimo porušených zón sa pohybujú od 0,2—1 l/min. pri tlaku 5 atm. Plastické súvrstvie slieňov a slienitých bridlíc obsahuje pukliny, no tieto sú vyplnené druhotne slienitým materiálom a vplyvom váhy nadložia sú navzájom pevne ku sebe pritlačené. Výnimku tvoria povrchové rozvetrané pásma, ktoré siahajú hlbšie, najmä po poruchách a v ich blízkosti.

Otvorené pukliny sa nachádzajú v laviciach orlovských pieskovcov, ktoré ako rigídne horniny boli tlakom dokonale rozpukané. To isté platí o upohlavských zlepencoch. V tektonických puklinách, ktoré sú pri povrchu vplyvom vetrania rozšírené, je daná možnosť úniku vody. Tlakové skúšky, vykonané v orlovských pieskovcoch a upohlavských zlepencoch, ukazujú na priepustnosť týchto hornín. Špecifické straty vody pri tlaku 3—5 atm sa pohybovali od 2—7 l/min.

Pri výbere priehradných miest treba dbať na to, aby sa sondážou vyhľadal podľa možnosti profil v slieňoch a slienitých bridliciach sférosideritových vrstiev, alebo v senónskych púchovských slieňoch, ktoré sú prakticky nepriepustné. Výskyt orlovských pieskovcov a upohlavských zlepencov v profile priehradného miesta znamená vzhľadom na vodotesnosť zhoršenie pomerov. Utesňovanie puklín a trhlín v týchto horninách sa dá urobiť cementovými alebo ílovými injekciami. Sieť injekčných vrtov musí byť hustá a injektovanie vykonané dôkladne.

Horniny karpatskeho flyšového pásma

Na riekach v oblasti magurského a podhaľského flyša už niektoré priehrady postavili a v budúcnosti sa počíta so stavbou mnohých priehrad. Fyzikálno-technické vlastnosti flyšových hornín sa teda už viac ráz preskúšali a aj dnes sú stále predmetom štúdia.

V sérii magurského a podhaľského flyša, ako vieme, striedajú sa ílovité a slienité bridlice s lavicami slienitých, vápnitých, glaukonitických alebo

kremitých pieskovcov. Ojedinele sa nájdu aj polohy zlepencov. V skalnom podklade priehradných profilov sa vyskytujú rôzne variácie týchto, litologicky odlišných celkov: Je to napr. podklad zo slienitých a ílovitých bridlíc, kde pieskovce tvoria ojedinelé lavice o hrúbke od niekoľko cm do 1 m. Druhý prípad je, že podklad tvoria lavicovité pieskovce (hrúbka lavíc max. 1—2 m) oddelené navzájom polohami bridlíc. Ďalej sa vyskytujú podklady tvorené masívnymi lavicovitými pieskovcami a konečne sa môžu v priehradnom profile vyskytnúť aj polohy zlepencov. Na základe vodných tlakových skúšok, vykonaných na rôznych miestach Slovenska, napr. na Oravskej priehrade, Klubine, Dunajove, Sv. Mare, Krpeľanoch, Kežmarku, Bušovciach, Letanovciach, Veľkej Domáši atď., dajú sa vyvodiť niektoré závery o vodotesnosti týchto hornín.

Priepustnosť flyšových hornín je predovšetkým závislá od stupňa tektonického porušenia. Podhaľský paleogén najmä vo vnútrokrapatských kotlinách, ako je Žilinská, Turčianska, Liptovská, Bánovská, Handlovská atď., je menej tektonicky postihnutý ako magurský flyš. Prvý tvorí mierne vrásy o obrovskom polomere zakrivenia, kým druhý tvorí aj ležaté vrásy a príkrovy. Voda vo flyši uniká najmä cez pukliny, trhliny a poruchové pásma, ktorými je magurský paleogén viac postihnutý ako podhaľský, a preto je ako celok aj viac priepustný. Pukliny a trhliny, po ktorých prenikajú hlboko pod povrch procesy zvetrávania, pretínajú najmä tvrdé pieskovcové lavice. Nachádzajú sa medzi jednotlivými lavicami pieskovcov, v smere vrstevnatosti, po ktorých pri tlakových skúškach uniká najväčšie množstvo vody. Ďalšia časť puklín a trhlín pretína lavice pieskovcov kolmo na smer vrstevnatosti, po ktorých voda tiež uniká. Tlakové skúšky v pieskovcoch poukazujú na ich veľkú priepustnosť. Špecifická strata vody v mnohých sondách pri tlaku 3—5 atm sa pohybovala od 3—7 l/min. Plastické bridličnaté súvrstvie bolo voči tlaku poddajnejšie. Intenzívne sa zvrásnilo a pukliny a trhliny v okolí poruchových pásem sa vplyvom váhy nadložia uzavreli alebo upchali ílovito-slienitou výplňou. Mnohé vodné tlakové skúšky svedčia o dobrej vodotesnosti flyšových bridlíc. Špecifická strata vody pri tlaku 3—5 atm sa v mnohých vrtoch pohybovala od 0,3—2 l/min. Horšie pomery sa ukázali tam (pri Poprade a pri Letanovciach), kde flyšové bridlice boli piesčité. I malé percento piesčitej prímesi zmenšuje plasticitu flyšových bridlíc a je na príčine, že pukliny a trhliny, najmä tie, ktoré majú smer rovnobežný s vrstevnatosťou, zostávajú otvorené. Voda po týchto cestách vo veľkom množstve uniká.

Veľmi nepriaznivé výsledky ukázali vodné tlakové skúšky v miestach, kde vrty narazili na polohy zlepencov v magurskom flyši, alebo na bazálne zlepence v podhaľskom paleogéne. V obidvoch prípadoch špecifické straty vody boli veľké (špec. strata 6—10 l/min.) alebo až nekonečné. Bazálne zlepence podhaľského paleogénu, navŕtané v údolí horného Hornádu v podloží flyša, boli zložené z vápencových a dolomitických valúnov zlepených vápnitým alebo piesčitým tmelom. Podzemná voda vytvorila v nich

krasové dutiny, a preto boli veľmi priepustné. Polohy zlepencov v magurskom paleogéne, navŕtané v údolí Ondavy pri Veľkej Domáši, nachádzali sa medzi bridlicami. Tieto rigídne horniny, umiestené vo flyšových vrstvách, pôsobením tlaku sa ešte viac popukali ako pieskovce. Lavice zlepencov boli úplne podrvené, popretŕhané a jednotlivé kusy pôvodných súvislých lavíc v rôznom smere a sklone boli zavrásnené pomedzi plastické bridlice. Voda vháňaná pod tlakom unikala v zlepencových polohách vo veľkom množstve.

Flyšové horniny magurského a podhaľského paleogénu neposkytujú vzhľadom na vodotesnosť a únosnosť pre betónové priehrady výhodný podklad. Na flyši je lepšie projektovať zemné hrádze. Pri výbere profilu pre zemné hrádze treba podľa možnosti vyhľadávať podklad, v ktorom prevládajú vodotesné, ílovité alebo slienité bridlice. Profily, v ktorých sa striedajú lavice pieskovcov s bridlicami, sú priepustné a vyžadujú dôkladnú a hlbokú ílovú alebo cementovú injektáž. V miestach, kde pieskovcové lavice obsahujú len nepatrné vložky bridlíc, alebo kde celý profil budujú masívne pieskovce, možno postaviť aj betónovú hrádzu. Pre vodotesnosť nádrže v tomto prípade treba zbudovať v predĺžení priehradného múru hlbokú a dôkladne tesniacu clonu (cementovú injektáž). Zlepencovým polohám v magurskom aj v podhaľskom paleogéne v profiloch priehradných miest sa treba vyhýbať.

Andezity, andezitové brekcie a tufy

Vyliate horniny a vulkanické úlomkové sedimenty neogénu tvoria početné úžiny vhodné pre stavbu priehrad na strednom Hrone, Slatine, Sikenici, na Ipli a jeho pravých prítokoch. Sú to najmä andezity, andezitové brekcie a ich tufy. Spolu s andezitmi alebo vulkanickými úlomkovitými horninami, napr. v údolí Hrona pri Tekovskej Breznici, pri Hronskom Sv. Kríži a inde, budujú úžiny aj čadiče. Ryolity a trachyty netvoria nikde na Slovensku významnú morfologickú úžinu, preto sa s nimi nebudeme zaoberať.

Z andezitov sú najrozšírenejšie svetlé autometamorfované pyroxenické andezity a tmavé až čierne pyroxenické andezity. Vodné tlakové skúšky, vykonané v obidvoch typoch andezitov, svedčia o nepriepustnosti týchto hornín. Pri tlaku 10 atm voda vháňaná do utesneného úseku vrtu unikala celkom nepatrne a v mnohých prípadoch vôbec neunikala. Nepatrný únik vody spôsobujú pukliny, ktoré vznikli pri tuhnutí andezitových masívov.

V praxi sa však zriedka vyskytne profil, ktorého skalný podklad budujú len uvedené dva druhy andezitov. Vždy sa nájdu v profile polohy hornín, ktoré tieto výborné vlastnosti andezitov znižujú. Sú to jednak polohy breckciovitých andezitov, andezitových aglomerátov a tufov, jednak polohy silne propylitizovaných andezitov.

Vieme, že pôvodné andezitové lávy utuhli vo forme stratovulkánov,

lávových prúdov a príkrovov a že sa striedajú s vrstvami vulkanických výmetov. Vulkanické výmety sa nachádzajú medzi utuhnutou a vykryštalizovanou andezitovou lávou vo forme šošoviek a vrstiev vodorovne alebo šikmo uložených. Únik vody pri tlakových skúškach v týchto horninách je rôzny. Brekciovité andezity a andezitické aglomeráty sú málo priepustné. Špecifická strata vody sa v nich pohybovala pri tlaku 5 atm od 0,3—2 l/sek. Úsek, v ktorom by voda vôbec neunikala, sa ani pri jednej skúške vôbec nevyskytol. Polohy andezitových zlepencov a tufov sú priepustné, pričom voda presiaka cez horniny samotné aj cez pukliny a trhliny. Špecifická strata vody pri 10 atm sa pohybuje od 2 do 10 l/min. V žiadnej skúške sa však nevyskytol prípad, že by voda pri minimálnom tlaku unikala do nekonečna.

Silne propylitizované andezity, ktoré sprevádzajú poruchové zóny, sú tiež pre vodu čiastočne priepustné. Veľké poruchové zóny v andezitových masívoch sú odrazom starých tektonických línií, ktoré prebiehajú v podloží sopečných pohorí. Pozdĺž týchto porúch sú andezity tektonicky porušené, intenzívne propylitizované a od povrchu do veľkých hĺbok rozrušené povrchovými činiteľmi.

Napriek všetkým menovaným činiteľom andezity patria medzi najvhodnejšie podklady pre budovanie betónových gravitačných a klenbových priehrad. Starostlivou sondážou treba vyhľadať v andezitoch taký profil, v ktorom sa nájdu čo najslabšie polohy vulkanických úlomkovitých sedimentov a hydrotermálne rozložených andezitov. Polohy týchto hornín, ktorým sa nemožno pri výbere profilu vyhnúť, dajú sa bez ťažkostí injektovať cementom.

Čadiče majú podobné vlastnosti ako zdravé a neporušené andezity. Z vodných tlakových skúšok vidieť, že do nepatrnej hĺbky zvetrávajú a sú prakticky nepriepustné. Voda vháňaná do vrtov vykonaných v čadičoch pri Hronskom Sv. Kríži a pri Hronskej Dúbrave pod tlakom 5 atm vôbec neunikala.

Vulkanické úlomkovité sedimenty, andezitové brekcie, zlepence a tufy veľmi často premiešané sladkovodnými usadeninami, budujú rozsiahle územia na okrajoch vulkanických pohorí a prichádzajú do úvahy ako podklad pre mnohé hrádze v povodí Ipľa. Vodné tlakové skúšky ukazujú, že sú to priepustné horniny, no dajú sa utesniť cementovými injekciami. Pre tieto vlastnosti možno odporúčať vybudovať na nich len zemné hrádze.

13. IV. 1955.

Katedra inžinierskej geológie
Geologicko-geografickej fakulty
Univerzity Komenského
Bratislava

АРНОЛЬД НЕМЧОК

ВОДОУПОРНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ ПОРОД В ОСНОВАНИИ ПРОЕКТИРОВАННЫХ ПЛОТИН В СЛОВАКИИ

На наших реках расчитывается с стройкой многих больших и меньших плотин. Профили для мест стройки плотин предоставляют многие сужения верхней и средней части словацких рек. Основанием сужений на этих реках и их притоках являются кроме четвертичных кровленных образований каменные и полукаменные горные породы.

Граниты и кристаллические сланцы: Эти породы представляют собой практически водоупорное основание для стройки плотин. Водонагнетательные пробы производимые в гранитах дают следующие результаты: в гранитах, через которые не проходит более выразительная зона нарушений, хотя они и были пересечены густой сетью расколов и трещин, в глубине 30—40 м вода нагнетаемая под давлением 10-ти атм в многих пробах не уходила совершенно, или же только в незначительном количестве. Можно значит предполагать, что расколы и трещины в определенной глубине под действием давления кровли закрываются. В гранитах пересеченных зонами нарушений уходила вода и в большой глубине.

Кристаллические сланцы: Водонагнетательные пробы производились в биотитовых парагнейсах при сел. Тужина, в кварцевых парагнейсах при сел. Брезно и в мигматитах в Рачковой долине. Все пробы говорят о том, что это практически водоупорные породы. В профилях не обнаружились зоны нарушений и исчезновение воды нагнетаемой под давлением в обтюрированные участки бурений по направлению вглубь постепенно уменьшалось и от 30—40 м глубины под поверхностью, потери воды не было совсем. Исчезновение воды под поверхностью вызвано, главным образом, тектоническими трещинами параллельными с направлением сланцеватости, которые расширены под влиянием выветривания. Упомянутые породы можно без затруднений уплотнять инъекциями цемента и они принадлежат к лучшим основаниям для стройки бетонных плотин.

Пестрые сланцы, конгломераты и аркозы — пермь: Водонагнетательные пробы произведенные в долине реки Горнад в аркозах и в сланцах дают хорошие результаты. От поверхности до 20—30-ти м глубины при давлении 5-ти атм, отмечено частичное изчезновение воды 3—5 л/мин., в более значительной глубине удельная потеря воды составляла от 0,3—1 л/мин.

В поисках профиля плотины в свитах пермя лучше избегать слои конгломератов и стараться, чтобы каменное основание образовывали водоупорные сланцы и мало проницаемые аркозы и песчаники.

Пласты верфена: Водонагнетательные пробы произведенные в этой свите дают положительные результаты. При поверхности, в выветренной зоне, свита, также как и у большинства пород, является проницаемой. От 20—30 м под поверхностью она практически непроницаемая. Потеря воды нагнетаемой при пробах в буревую скважину отсутствовала, или же была незначительная (удельная потеря 0,3—1 л/мин.). Но такие условия нами обнаружены только там, где свитой не проходит какое-нибудь выразительное нарушение. Кроме водонагнетательных проб о водоупорности этой свиты свидетельствуют в природе частые вытекания карстовых вод. На верфене часто лежат известняк — доломитовые глыбы, в которых циркулирует карстовая вода. На непроницаемых верфенских пластах она концентрируется и на плоскости контакта этих комплексов вытекает на дневную поверхность. На складчатое и частично трещиноватое основание из верфенских пластов можно выгодно построить бетонную гравитационную плотину.

Карбонские, гуттенштейнские, ветерштейнские и рейфлингские известняки: Характеристическим знаком этих пород то, что при пробном бурении чередуются участки совершенно водоупорные, или лишь в незначительной мере проницаемые, с участками, в которых уходит вода до бесконечности. Явно, что здесь известняки, в которых находятся полости. Карстовые полости размещены в известняковом массиве, очень неправильно и степень окарстования известняков тоже не одинакова. Для определения точного хода карстовых полостей надобно густой сети глубокого бурения на территории преграждаемого места, на затопляемой территории и в ее окрестности. Уплотнение известняков требовало — бы большого количества бетона, которым бы пришлось заполнить все карстовые полости. Из-за упомяну-

тых причин надо избегать проектирование плотин в сужениях образованных только из известняков.

Доломиты: Доломиты как часть субтатранских покровов, или оболочных серий, переместились на большое расстояние и вследствии того, что они твердые и хрупкие породы, в значительной мере раздробились. Доломитовый массив образовывают: цельные или пластообразные доломиты проступленные сетью открытых или кальцифицированных трещин, доломитовые брекчии и доломитовый песок. Трещиноватые доломиты водопроницаемые лишь в открытых трещинах и в небольших карстовых полостях. Доломитовые брекчии водопроницаемые, причем вода нагнетаемая под давлением уходит прямо через самые брекчии и через трещины. Еще более неблагоприятные качества у доломитового песка, который создает в доломитовом массиве неправильные купообразные образования, которые проходят в различных направлениях от верха к низу массива. При водонагнетательной пробе в этих участках вода уходит до бесконечности. На основании этих результатов надо считать доломиты как целое, с точки зрения стройки плотин, непригодными породами.

Мергелевая свита — неоком: При сравнивании многих водонагнетательных проб в различных областях Словакии видим, что до 20—30 м от поверхности свиты вода частично уходит. В более значительной глубине потери воды или совсем нет, или удельная потеря при давлении 5—10 атм. колеблется от 0,1—0,9 л/мин. Подобные результаты получены, кроме единичных исключений, у всех бурений произведенных в свите неокома в долине реки Райчанка, Ревуца, Любохнянка и Ваг при сел. Кралёваны. О водоупорности этой свиты свидетельствует и множество карстовых родников, вытекающих на дневную поверхность по плоскости контакта неокома с кровленными известняко-доломитовыми массами. На основании приведенного опыта, надо считать эту свиту водоупорной и очень подходящей для стройки бетонных плотин.

Свита среднего и верхнего мела угесовой оболочки: Сферосидеритовые пласты образованные преимущественно мергелевыми сланцами с слоями песчаников и сенонские пуховские мергели имеют в сущности одинаковые физикально-технические качества. Произвелось в них множество водонагнетательных проб, которые свидетельствуют о водоупорности этих свит. Удельная потеря воды в невыветренной мергелевой свите и мимо зон нарушений колеблется от 0,2—1 л/мин. при давлении 5 атм. Водонагнетательные пробы произведенные в орловских песчаниках и уполавских конгломератах показывают водопроницаемость этих горных пород. Удельная потеря воды при давлении 3—5 атм. колеблется от 2—7 л/мин. При выборе преграждаемых мест надо стремиться сондажем разыскать по возможности мергели и мергелевые сланцы сферосидерических пластов, или пуховские мергели, которые являются практически водоупорными. Наличие орловских песчаников и уполавских конгломератов в профиле преграждаемого места обозначает ухудшение условий с точки зрения водоупорности.

Породы карпатской флишевой полосы: Водопроницаемость горных пород флиша зависит прежде всего от степени тектонических нарушений. Подгальский палеоген внутрекарпатских котловин тектонически нарушен меньше, чем магурский флиш. Разломы и трещины, которыми глубоко под поверхность проникают процессы выветривания, пересекают, главным образом, твердые песчаниковые пластообразные отдельности. Водонагнетательные пробы в песчаниках свидетельствуют об их большой водопроницаемости. Удельная потеря воды в многих зондах при давлении 3—5 атм. колебалась от 3—5 л/мин. Пластическая сланцевая свита постигнута гораздо меньше разломной тектоникой и не содержит открытые трещины. При водонагнетательных пробах удельная потеря воды при давлении 3—5 атм. колебалась в многих буровых скважинах от 0,3—2 л/мин. Более неблагоприятные условия оказались там, где флишевые сланцы были песчанными. Очень неблагоприятные результаты дали водонагнетательные пробы в тех местах, где бурение натолкнулось на слои конгломератов в магурском флише, или базальные конгломераты в подгальском палеогене. В обоих случаях удельные потери воды были значительные (6—10 л/мин.), или даже бесконечные.

Флишовые горные породы магурского и подгальского палеогена не представляют собой в отношении водоупорности и доходности выгодное основание для бетоновых плотин. На флише выгоднее проектировать земляные плотины. При

выборе профиля для земляных плотин, надо по возможности найти такое основание, в котором преобладают водоупорные, глинистые или мергелевые сланцы.

Андезиты, андезитовые брекчии и туфы: Водонагнетательные пробы свидетельствуют о водоупорности этих горных пород. При давлении 10 атм. нагнетаемая вода в обтюрированный участок бурения, уходила в совсем незначительной степени а в многих случаях не уходила совсем. Незначительная потеря воды вызвана трещинами, которые образовались в процессе охлаждения андезитовых массивов. Но в практике редко найдется профиль, которого каменное основание образовывают исключительно андезиты. Всегда встречаются в профиле слои пород, которые эти отличные качества ухудшают. Такими на одной стороне являются слои брекчиевых андезитов, андезитовых агломератов и туфов, на другой стороне слои в значительной степени пропилитизированных и разложенных андезитов.

Кафедра инженерной геологии Факультета геологическо-географических наук Университета имени Коменского в Братиславе.

ARNOLD NEMČOK

ÜBER DIE WASSERUNDURCHLÄSSIGKEIT EINIGER GESTEINE IM GRUNDBORDEN VON STAUWERKEPROJEKTEN IN DER SLOWAKEI

An unseren Flüssen ist der Bau von vielen kleinen und grossen Stauwerken vorgesehen. Die bezüglichen Profile ergeben viele Engen im Ober- und Mittellauf der slowakischen Flüsse. Den Untergrund dieser Fluss- und ihrer Zuflussengen bilden ausser quartären Deckenformationen Felsen- und Halbfelsengesteine.

Granite und kristalline Schiefer: Diese Gesteine bieten einen praktisch wasserundurchlässigen Untergrund für den Stauwerkebau. In Graniten vorgenommene Druckwasserproben zeitigen nachstehende Ergebnisse: in Graniten, die nicht von einer ausdrücklichen Störungszone, obwohl durchsetzt von einem dichten Netz von Rissen und Spalten, gebrochen sind, trat in einer Tiefe von 30—40 m bei Druckwasserversuchen mit 10 Atm. Druck überhaupt kein Wasserschwund oder aber nur in unansehnlichem Ausmass ein. Es ist daher die Annahme berechtigt, dass sich die Spalten und Risse in einer bestimmten Tiefe unter dem Druck des Hangenden schliessen. In den von Störungszonen durchschnittenen Graniten wurde Wasser selbst in grossen Tiefen geschluckt.

Kristalline Schiefer: Druckwasserversuche wurden in Biotit- Paragneisen bei Tužina, in Quarzparagneisen bei Brezno und den Migmatiten im Tal von Račkov vorgenommen. Alle Versuche bestätigen, dass diese Gesteine praktisch wasserundurchlässig sind. In den Profilen stiess man auf keine Störungszonen und der Schwund des Druckwassers in den abgedichteten Bohrlöchern verringerte sich zunehmends, um bei einer Tiefe von 30—40 m unter der Oberfläche vollständig aufzuhören. Den Wasserverlust unter der Oberfläche verursachen vornehmlich mit der Streichrichtung der Schieferung paralell verlaufende tektonische Spalten, die sich unter dem Einfluss der Verwitterung ausgeweitet haben. Die angeführten Gesteine lassen sich mühelos mit Zementinjektionen abdichten und gehören zu dem besten Untergrund für den Bau von Betonstauwerken.

Buntschiefer, Konglomerate und Arkosen— Perm: In den Arkosen und Schiefern im Hornadtal durchgeführte Druckwasserversuche erbringen gute Ergebnisse. In einer Tiefe von 20—30 m unter der Oberfläche wurde bei einem Druck von 5 Atm. ein teilweiser Wasserschwund von 3—5 l/Min. verzeichnet; in grösseren Tiefen bewegte sich der spezifische Wasserverlust von 0,3—1 l/Min.

Bei Stauwerkeprofilen in einer Permschichtenfolge ist es zweckmässig Konglomeratla-

gen zu vermeiden und darauf zu achten, dass wasserundurchlässige Schiefer und wenig durchlässige Arkosen und Sandsteine den Felsenuntergrund bilden.

Werfener Schichten: In dieser Schichtenfolge vorgenommene Druckwasserversuche zeigen günstige Ergebnisse auf. An der Oberfläche ist diese Schichtenfolge in der Verwitterungszone, wie auch bei dem Grossteil der Gesteine durchlässig. Praktisch undurchlässig ist sie 20—30 m unter der Oberfläche. Bei einem Druck von 10 Atm. vorgenommene Druckwasserversuche an Bohrlöchern haben keinen oder nur einen geringen Wasserverlust (spez. Verlust 0,3—1 l. (Min.) ergeben. Allerdings haben sich diese Verhältnisse nur dort feststellen lassen, wo keine feststellbare Störung die Schichtenfolge durchläuft. Die Wasserundurchlässigkeit dieser Schichtenfolge bestätigen ausser Druckwasserversuchen auch zahlreiche Austrittsstellen von Karstwässern. Auf dem Werfen liegen häufig Kalksteindolomitschollen, in denen Karstwasser zirkuliert. Es sammelt sich auf den undurchlässigen Werfener Schichten und tritt an der Berührungsfläche dieser Komplexe aus dem Boden.

Auf dem gefalteten und teilweise gespaltenen Untergrund der werfener Schichten kann man vorteilhaft ein Betongravitationsstauwerk errichten.

Karbon-, Guttenstein-, Wetterstein-, und Reiflingkalke: Das charakteristische Merkmal dieser Gesteine besteht darin, dass sich bei Bohrversuchen vollständig wasserundurchlässige oder aber nur wenig durchlässige Abschnitte mit solchen ablösen, wo der Wasserschwund ein unaufhörlicher ist. Es ist offenkundig, dass es sich hier um Kalksteine handelt, in denen sich Kavernen finden. Karstlöcher sind im Kalksteinmassiv sehr unregelmässig verbreitet und auch die Stufe der Kalksteinverkarstung ist sehr verschieden. Um den genauen Verlauf der Karsthöhlen festzustellen, muss man ein dichtes Netz von Tiefbohrungen im Raum des vorgesehenen Stauwerkes, des Flutgebietes und seiner Umgebung anlegen. Freilich würde die Abdichtung des Kalksteins eine grosse Menge von Betonmischungen erfordern, mit denen alle Karstlöcher angefüllt werden müssten. Aus den angeführten Gründen muss man von der Projektierung von Stauwerken in Engen, die einzig von Kalksteinen aufgebaut sind, abstehen.

Dolomiten: Die Dolomiten als Komponente der subtatrischen Decken oder der Hüllenserien haben sich auf grosse Entfernungen verschoben und intensiv aufgerieben, weil sie harte, aber brüchige Gesteine sind. Das Dolomitenmassiv bilden kompakte oder bankartige Dolomiten, durchsetzt von einem Netz offener oder verkalkter Spalten, sowie Dolomitbrekzien und Dolomitsand. Gespaltene Dolomite sind nur entlang der offenen Spalten und in den unansehnlich entwickelten Karthöhlen wasserdurchlässig. Dolimitbrekzien schlukken Wasser, wobei Druckwasser direkt oder durch die Spalten aufgenommen wird. Noch schlimmere Eigenschaften haben die Lagen von Dolomitsand, der im Dolomitmassiv unregelmässige vom Dach auf den Grund des Massivs in verschiedener Richtung verlaufende taschenförmige Formationen bildet. Bei Druckwasserversuchen tritt in diesen Partien ein unaufhörlicher Wasserschwund ein. Auf Grund dieser Erfahrungen muss man Dolomite unter dem Gesichtspunkt des Stauwerkbaus schlechthin als ungeeignete Gesteine ansehen.

Mergelschichtenfolge — Neokom: Beim Vergleich von vielen in verschiedenen Gegenden der Slowakei vorgenommenen Druckwasserversuchen wird Wasser in einer Tiefe von 10—20 m unter der Oberfläche der Schichtenfolge teilweise geschluckt. In tieferen Lagen wird entweder überhaupt kein Wasserverlust verzeichet oder aber der spezifische Verlust bei einem Druck von 5—10 Atm. bewegt sich von 0,1—0,9 l/Min. Aehnliche Ergebnisse erbringen bis auf vereinzelte Ausnahmen alle Bohrungen, die in der Neokomschichtenfolge in den Tälern der Rajčianka, Revúca, Ľubochnianka und des Váh bei Kráľovany vorgenommen wurden. Die Wasserundurchlässigkeit dieser Schichtenfolge bezeugt auch die Vielzahl von Karstquellen, die an der Berührungsfläche des Neokom mit den Kalkdolomitmassen des Hangenden an die Oberfläche treten. Auf Grund der angeführten Erfahrungen kann man diese Schichtenfolge als wasserundurchlässig und sehr geeignet für den Bau von Betonstauwerken qualifizieren.

Schichtenfolge der mittleren und oberen Kreide der Klippenhülle: Sphärosiderit — (Eisenspat —) Schichten, die vornehmlich Mergelschiefer mit Sandsteinlagen und senonische puchover Mergel bilden, haben im wesentlichen die gleichenphysikalisch-technischen Eigenschaften. Zahlreiche in ihnen vorgenommene Druckwasserversuche bestätigen die Wasserundurchlässigkeit dieser Schichtenfolgen. Der spezifische Wasserverlust in der nicht verwitterten Mergelschichtenfolge und ausserhalb der gestörten Zonen bewegt sich von 0,2—1 l/Min. bei einen Druck von 5 Atm. Druckwasserprüfungen, die in den orlover Sandsteinen und auch upohlaver Konglomeraten vorgenommen wurden, deuten auf die Wasserdurchlässigkeit dieser Gesteine. Der spezifische Wasserverlust bei einem Druck von 3—5 Atm. beziffert sich auf 2—7 l./Min. Bei der Stauwerkanlage ist darauf zu achten, dass man mittels Sondage nach Möglichkeit im Mergel und den Mergelschiefern der Spärosideritschichten oder in den puchover Mergeln eine praktisch wasserundurchlässige Schichtenfolge findet. Das Vorkommen von orlover Sandsteinen und upohlaver Konglomeraten im Profil eines Stauwerkes bedeutet hinsichtlich der Wasserundurchlässigkeit eine Verschlimmerung der Verhältnisse.

Gesteine der Karpatenflyschzone: Die Wasserdurchlässigkeit der Flyschgesteine ist vor allem vom Grad der tektonischen Störung abhängig. Das podhaler Paläogen in den Innerkarpatenkesseln ist weniger tektonisch gestört, als der Maguraflysch. Spalten und Risse, an denen Verwitterungsprozesse tief unter die Oberfläche dringen, durchschneiden vor allem harte Sandsteinbänke. Druckwasserproben in den Sandsteinen bezeugen ihre grosse Wasserdurchlässigkeit. Der spezifische Wasserverlust in vielen Sonden bei einem Druck von 3—5 Atm. belief sich auf 3—7 l/Min. Die plastische Schieferschichtenfolge wird von der Bruchtektonik weniger betroffen und enthält keine offenen Risse. Bei Druckwasserprüfungen bezifferte sich der spezifische Wasserverlust in vielen Bohrlöchern bei einem Druck von 3—5 Atm. von 0,3—2 l/Min. Schlimmer war es dort bestellt, wo Flyschschiefer einen sandigen Charakter aufwiesen. Sehr ungünstige Verhältnisse haben Druckwasserprüfungen an Stellen ergeben, wo man bei den Bohrungen auf Konglomeratlagen im magurer Flysch oder Basalkonglomerate im podhaler Paläogen gestossen ist. In beiden Fällen waren die spezifischen Wasserverluste gross (6—10 l/Min.) oder aber unaufhörlich.

Die Flyschgesteine des magurer und podhaler Paläogens bieten mit ihrer mangelnden Wasserundurchlässigkeit und Tragfähigkeit keinen geeigneten Untergrund für Betonstauwerke. Es ist zweckdienlicher am Flysch Erddämme zu projektieren. Bei der Profilauswahl für Erddäme muss man nach Möglichkeit einen Untergrund aufsuchen, in dem wasserundurchlässige Ton- oder Mergelschiefer vorwiegen.

Andesite, Andesitbrekzien und Tuffe: Druckwasserproben bestätigen die Wasserundurchlässigkeit dieser Gesteine. Bei einem Druck von 10 Atm. an Bohrlöchern vorgenommene Druckwasserversuche haben Wasser nur in geringer Menge und in einigen Fällen überhaupt nicht schwinden lassen. Den unansehnlichen Wasserverlust verursachen Spalten, die bei der Erstarrung der Andesitmassive entstanden sind. In der Praxis aber kommt selten ein Profil vor, dessen Felsenuntergrund ausschliesslich aus Andesiten besteht. Immer wieder finden sich im Profil Gesteinslagen, die diese vorzüglichen Eigenschaften der Andesite herabsetzen. Es sind dies sowohl Lagen von Brekzienandesiten, Andesitagglomeraten und Tuffen, als auch Lagen von stark propylitisierten und ausgedehnten Andesiten.

Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der geologisch-geographischen Fakultät an der Komenský Universität in Bratislava

ĽUDOVÍT ŠLAHOR

ZPRÁVA O MAPOVANÍ ZÁKLADOVÝCH PÔD NIEKTORÝCH SÍDLISK

(Ruské a nemecké resumé)

Roku 1954 sa pokračovalo v urbanisticko-geologickom výskume sídlisk Pezinok, Levice, Stará Ľubovňa, Liptovský Hrádok a Svätý Kríž nad Hronom. Výskum bol urobený v mierkach 1 : 2000—1 : 5000. Výsledky výskumu slúžia ako geologické podklady pri zostavovaní smerných plánov, resp. úvodných projektov sídlisk.

Sídlisko Pezinok. Podklad štvrtohorným pokryvným útvarom sídliska a okolia Pezinka tvoria neogénne íly (pont?) a sliene. Na povrch vystupujú v juhovýchodnej časti obce, kde tvoria abrazívnu plochu „skalnej terasy" potoka Sajlok (Saulacken). Na ostatnom území sú neogénne íly a sliene pokryté náplavmi potoka Sajlok, ktorý odvodňuje Hrubú dolinu v Malých Karpatoch. Potok zanechal na území Pezinka svoje sedimenty celkom v troch úrovniach (stupňoch). V malom rozsahu v úrovni 10—12 metrovej, v najväčšom rozsahu v úrovni údolnej terasy a v najmenšom rozsahu v inundovanom stupni (alúviu). Vyšší terasový stupeň tvorí jednak „skalnú terasu" na neogénnych íloch, jednak svojimi piesčito-štrkovými a piesčitými nánosmi buduje hranu tejto terasy južne od Cajly. Jej povrch je 10—12 m nad hladinou Sajloku. Povrch údolnej terasy je 2—4 m nad hladinou. V podloží má zvodnatelé (tekuté) piesky, na ktoré boli uložené pieskoštrky s plytkým hlinitým pokryvom. Tok potoka Sajlok v úzkom pruhu lemuje najmladší stupeň (0,5—1 m nad hladinou).

Sídlisko Levice. Podklad západnej časti sídliska Levice tvorí údolná terasa rieky Hronu, východná časť je budovaná vulkanitmi, ktoré sú pokryté mohutnými sprašovými závejmi. Vulkanity sú tu zastúpené andezitmi, ich tufmi a tufitmi, ryolitickými tufitmi (Ľ. Ivan 1951).

Z pleistocénnych uložení sa vyskytujú v okolí Levíc spraše, sprašové hliny, viate piesky, terasové piesčité štrky, piesky, piesčité íly, íly a hliny a v menšom rozsahu tiež svahové hliny a hlinité piesky a svahové kamenité sutiny.

Spraše a sprašové hliny tvoria súvislý pokrov v severozápadnej časti síd-

liska. Spraše sú jemnopiesčité, okrovožltej farby. Sprašové hliny sú žltohnedej až hnedej farby s Ca horizontmi. Mocnosť spraší a sprašových hlín je rozdielna, pretože vyrovnávajú nerovný povrch andezitov, ich tufov a tufitov. Na báze sú spraše jemnopiesčité a miestami prechádzajú až do jemných viatych pieskov. Podľa počtu pochovaných fosílnych pôdnych typov v sprašiach možno najstaršie spraše zaradiť predbežne do rissu. Viate piesky tvoria nepravidelné šošovky medzi sprašou a piesčitými tufitmi. Sú vyviate len na kratšie vzdialenosti, prevažne z piesčitých tufitov.

Podložie údolnej terasy tvoria panónske íly a sliene. Koncom würmu 3 Hron uložil náplavy (pieskoštrky, hliny) v mocnosti 6—12 m. Opustené meandre Hronu sú vyplnené prevažne ílnatými sedimentmi.

Sídlisko Stará Ľubovňa. Prevažná časť sídliska Stará Ľubovňa stojí na 30 metrovej terase a menšia časť na pravobrežnej strednej a údolnej terase Jakubianky, t. j. k SZ. Hrana tejto terasy zo strany rieky Popradu je miernejšia ako zo strany Jakubianky. Od úpätia k severnej hrane 30 metrovej terasy v smere k rieke Popradu je rovina údolnej nivy. Ľavý breh Jakubianky tvorí hrana 30 metrovej terasy a len miestami je tok lemovaný úzkym pruhom holocénnych náplavov. Údolná niva pravobrežná je širšia a nad ňou je stredná terasa, povrchom uklonená k toku Jakubianky.

V preskúmanom území najstarší útvar predstavuje paleogénny flyš. Šedožlté, slabo vápnité lavice pieskovcov, 10—35 cm mocné, striedajú sa so šedými, jemnopiesčitými ílovitými bridlicami o rovnakej mocnosti. Súvrstvie flyša tvorí skalnú terasu, ktorej abrazívna plocha je priemerne 18 m nad hladinou Popradu. Flyš na povrch vystupuje na hrane 30 metrovej terasy. Smer jeho vrstiev bol zistený Z—V a sklon 28° k severu, t. j. po svahu hrany terasy, preto na hrane k Popradu vznikli menšie zosuny. Flyš na povrchu zvetráva v piesčito-ílnaté elúvium priemerne o jednometrovej mocnosti. Na hrane 30 metrovej terasy smerom k Jakubianke som zistil na bridličnato-pieskovcovom súvrství slabé polohy zlepencov v ojedinelých východoch.

Na skalnú terasu Poprad a Jakubianka uložili pieskoštrky a hliny o mocnosti 10—14 m. Zahlinený povrch tejto terasy je 30 m nad hladinou riek a v tejto oblasti predstavuje najvyšší terasový stupeň. Vznik tejto terasy datujem do obdobia rissu. Valúny tejto terasy sú strednej až hrubej veľkosti, prevažne pieskovcové, ojedinelé žulové valúny, pochádzajúce so zlepencov, sú veľmi zvetrané. Na povrch vystupujú len na hrane terasy, inde sú pokryté vrstvou hlinitých náplavov, 1—5 m mocnou. Stredný terasový stupeň Poprad akumuloval na ľavej strane. Povrch tohto stupňa je priemerne 4 m nad hladinou. Jakubianka na svojej pravej strane uložila tiež stupeň 4—10 m nad jej hladinou. Najnižší terasový stupeň lemuje z oboch strán tok rieky Popradu aj Jakubianky v úzkych aj širokých plochách. Stredný a údolný terasový stupeň vznikol koncom würmu.

Sídlisko Liptovský Hrádok. Na geologickej stavbe podkladu sídliska Liptovský Hrádok ako najstarší útvar zúčastňujú sa v prvom

rade tzv. hrádocké vrstvy (Kettner 1927), t. j. tmavé ílovité bridlice sa striedajú s drobovými pieskovcami a rohovcovými vápencami v spodných horizontoch hrádockých vrstiev. Vrstvičky rohovcových vápencov majú mocnosť 5—15 cm a nad sebou vo vzdialenosti 0,5—1 m. Na východoch sú sfarbené (následkom zvetrávania) hnedožlto až hnedošedo a sú rozpukané všetkými smermi. Na puklinách sú limonitizované. Ílovité bridlice zvetrávajú črepovite. Súvrstvie hrádockých vrstiev je uklonené 24° k severu, so smerom vrstiev východ-západ. Vo vrchných partiách možno pozorovať zvrásnenie. Na povrch vystupujú na hrane 30 metrovej terasy a predstavujú tu skalnú terasu s abrazívnou plochou 28—30 m relat. výšky nad hladinou Váhu. Na severnej strane preskúmaného územia podklad tvorí chočský dolomit. Je svetlošedej farby a na povrchu zvetráva v skelet o rôznej veľkosti.

Staršie útvary sú pokryté štvrtohornými uloženinami. Na juhozápadnom úpätí Hradskej hory boli zistené najstaršie štvrtohorné sedimenty. Sú to pleistocénne terasy. Najstaršia terasa svojím zahlineným povrchom je 53—63 m nad hladinou Váhu. Je tvorená veľkými pieskoštrkmi (prevažne žulové valúny), na povrchu zahlinenými. Vznik tejto terasy možno predpokladať v spodnom pleistocéne v období mindelu 2. Povrch najstaršej terasy nevýraznou hranou prechádza v 30 metrovú terasu. Na skalnú terasu (z hrádockých vrstiev) na spodu uložili rieka Váh a Belá pieskoštrky a vyššie hliny. Podľa relatívnej výšky skalného podložia (abrazívnej plochy) a povrchu terasy vznikla spodná terasa v risse. Údolná terasa rieky Váhu a Belej je 2—3 m nad hladinami. Podložie údolných terás nebolo 5 m hlbokými sondami zastihnuté. Údolné terasy zodpovedajú najskôr terase würmu 2—3. V úzkom pruhu lemujú tok Váhu a Belej holocénne terasy, ktoré sú každoročne inundované. Podobné úložné pomery svojich sedimentov ako staršie terasy majú aj údolné a holocénne terasy, t. j. na povrchu zahlinené pieskoštrky o valúnoch hrubej veľkosti miestami až s balvanmi.

Vo východnom okraji sídliska vznikli na zvrásnených hrádockých vrstvách menšie zosuny.

Sídlisko Svätý Kríž nad Hronom. Ako najstarší útvar v území Svätého Kríža nad Hronom boli zistené terciérne sedimenty (Kettner 1928). Zastúpené sú horninami štrkovitými, piesčitými až ílovitými. Terciérne zlepence a štrky sa vyskytujú najmä na južnom okraji sídliska a na juhovýchodnom okraji nového sídliska. Smerom severovýchodným a západným vystupujú tufity ílnatého (pelitického) druhu. Na hrane terasy (južne od sídliska) je veľmi ťažko rozlíšiť hranicu štrkov terciérnych od štrkov kvartérnych. Deluviálnymi procesmi boli štrky terasy rozvlečené po celej ploche hrany. Polohy terciérnych štrkov a zlepencov vystupujú na povrch na hrane terasy v úseku medzi cestou Kríž—Ladomer a zosunom na južnom okraji nového sídliska. Štrky v týchto miestach prevládajú. V povrchových partiách možno ojedinele pozorovať diagonálne zvrstvenie

a striedavé vyklinovanie polôh štrkových a tufitových pieskov. V tomto úseku ílnaté tufity tvoria len nepatrné a bezvýznamné šošovky. Smerom na západ a severozápad sedimentovali piesčité a prevažne ílnaté tufity. Zrnitostným zložením predstavujú prachovitý íl. Ílovité a prachovito-ílnaté tufity sú plastické, polopevné a pevné, šedozelenej až tmavošedej farby. Obsahujú jeden a niekoľko mm hrubé zuhoľnatené zvyšky rastlín. Sú nepravidelne zvrstvené, s väčším a menším obsahom piesku. V spodnejších horizontoch (26—30 m) tufity majú piesčitý charakter. Piesky sú jemnozrnné až hrubozrnné, s ílnatým tmelom. Miestami sú spevnené, takže budia dojem pieskovcov. V striedaní piesčitých a ílnatých tufitov niet žiadnej pravidelnosti. Tufity sú slabo vápnité až vápnité, aj bez obsahu $CaCO_3$.

Povrch terciérnych sedimentov bol erodovaný riekou Hronom a Lutilským potokom. Neskôr obidva tieto toky akumulovali na tufity vrstvu pieskoštrkov o mocnosti 3—8 m. Na povrch pieskoštrkov boli napokon naplavené spraŠové hliny o mocnosti 2—9 m. Povrch tejto terasy je v relatívnej výške 28—32 m nad dnešnou hladinou Hrona. Valúny terasy sú prevažne andezitické, s prímesou valúnov limnokvarcitov. Podľa veľkosti valúnov sú to hrubé, až veľmi hrubé štrky, s ojedinelými balvanmi. Preplavené spraŠové hliny sú ílnatého charakteru. Údolná niva Hronu povrchom 1,5—2,5 m nad hladinou je inundovaná veľkými vodami.

Lutilský potok vytvoril dve údolné terasy. Najnižšia terasa každoročne inundovaná lemuje v úzkych pruhoch z oboch strán Lutilský potok. Vyššia údolná terasa svojím povrchom 2—4 m nad hladinou potoka je vyvinutá od inundačnej oblasti až po úpätie 30 metrovej terasy. Na úpätí sú pieskoštrky terasy zahlinené spraŠovou hlinou. Čím bližšie k Lutilskému potoku, tým mocnosť naplavených hlín ubúda. Podľa Žeberu 30 metrová fluviálna terasa zodpovedá výškou, ako aj hrubým fluviálnym materiálom, suchej proluviálnej delte rissu 2. Skupina údolných terás vznikla koncom würmu.

7. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Kettner R.: Příspěvek k poznání geologických poměrů Hronské kotliny svatokřížské Rozpr. II. tř. Čes. Ak.

Kettner R.: Poznámka k příkrovu nízkotatranskému. 1927. Věst. GÚ, III, 1.

Ivan Ľ.: Zpráva o geologickom mapovaní na top. listoch Levice a Kalná. (Archív posudkov, 1951).

ЛЮДОВИТ ШЛЯГОР

СООБЩЕНИЕ О КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ ГРУНТОВЫХ ВОД НЕКОТОРЫХ СЕЛЕНИЙ

При урбанистическо-геологическом исследовании селений были получены мною ниже излагаемые познания по стратиграфии четвертичного периода.

В селении **Пезинок** мною обнаружены три террасовые ступени. Верхний террасовый ступень образовывает на одной стороне „каменную террасу" на неогеновых глинах (понт?), на другой стороне своими песочно-галечными и песочными наносами образовывает грань этой террасы, поверхность которой находится 10—12 м над уровнем потока Сайлок. Поверхность пойменной террасы в 2—4 метрах над уровнем. Верхняя и пойменная терраса вюрмского возраста. Русло потока Сайлок узкой полосой окаймляет самый младший голоценовый ступень (0,5—1 м над уровнем).

Из плейстоценовых отложений в окрестности сел. **Левице** находятся лесс, лессовидные суглинки, сыпучие пески, отложения пойменной террасы реки Грон и в меньшей степени также суглинки склонов, суглиночные пески и каменные осыпи. В зависимости от количества фоссильных грунтовых типов можем предварительно отнести самый древний лесс к риссу.

В конце вюрма 3 река Грон отложила песочно-галечные наносы с суглинками на поверхности, которые представляют эту пойменную террасу.

В селении **Стара Любовня** свита флиша создает каменную террасу (30-метровой террасы), абразивная плоскость которой находится в среднем 18 м над уровнем реки Попрад и Якубянка. Возникновение этой террасы отнесено мною к риссу.

Средний террасовый ступень аккумулировала река Попрад на левой стороне и его поверхность находится в среднем 4 м над уровнем реки. Река Якубянка отложила на своей правой стороне „средний" ступень, 4—10 м над ее уровнем. Самый низший террасовый ступень окаймляет по обеим сторонам русло реки Попрад и Якубянка. Средние и пойменные террасовые ступени образовались в конце вюрма.

В селении **Липтовский Градок** на юго-западном подножьи Градской горы мною обнаружены плейстоценовые террасы. Самая древняя терраса своей засуглиненой поверхностью находится в 53—63 метрах над уровнем реки Ваг. Эта терраса по вероятности возникла в период минделя 2. Поверхность самой древней террасы переходит невыразительной гранью в террасу 30-метровую. Смотря по относительной высоте каменной подошвы (абразивной плоскости) и поверхности террасы, 30-метровая терраса возникла в риссе. Поверхность пойменной террасы реки Ваг и Бела находится в 2—3 метрах над их уровнем. Пойменная терраса образовалась в конце вюрма. Узкой полосой окаймляют русло реки Ваг и Бела голоценовые террасы (их поверхность $^1/_2$—1 м над уровнем рек).

В селении **Св. Криж над Гроном** поверхность самой древней террасы находится в относительной высоте 28—32 м над теперешним уровнем реки Грон. По Жеберу 30-метровая флювиальная терраса отвечает как своей высотой, так и крупным флювиальным материалом сухой доаллювиальной дельте рисса — 2. Группа пойменных террас (реки Грон и Лутила) возникла в конце вюрма.

Геологический институт имени Диониза Штура,
Братислава.

ĽUDOVÍT ŠĽAHOR

BERICHT ÜBER DIE KARTIERUNG VON GRUNDWÄSSERN EINIGER SIEDLUNGSGEBIETE

Bei der urbanistisch-geologischen Erforschung von Siedlungsgebieten wurden die weiter angeführten Erkenntnisse aus der Stratigraphie des Quartärs verzeichnet.

Im Siedlungsgebiet Pezinok habe ich drei Terrassenstufen festgestellt. Die obere Terrassenstufe bildet einerseits die „Felsenterrasse" auf neogenen Tonen (Pont?) und andererseits baut sie mit ihren Sandschotter- und Sandanschwemmungen die Kante dieser Terrasse, deren Oberfläche 10—20 m über dem Wasserspiegel des Baches Šajlok verläuft. Die Oberfläche der Niederterrasse liegt 2—4 m über dem Wasserspiegel. Die obere Terrassenstufe und die Niederterrasse gehören der Würmeiszeit an. Der Wasserlauf des Baches Sajlok umsäumt in einem engen Streifen die jüngste Holozänstufe (0,5—1 m über dem Wasserspiegel).

Von den pleistozänen Absätzen kommen in der Umgebung von Levice Lössfelder, Lösslehme, Flugsande, Sedimente der Niederterrasse des Hron und in geringerem Ausmass auch Hängelehme und Lehmsande, sowie Hängesteinschutte vor. Nach der Zahl der fossilen Bodentypen in den Lehmfeldern kann man vorläufig die ältesten Lösse in die Riesseiszeit einordnen.

Gegen Ende der Würmeiszeit 3 wurden die vom Hron abgelagerten Sandschotteranschwemmungen an der Oberfläche verlehmt und stellen hier die Niederterrasse vor.

Im Siedlungsgebieit Stará Ľubovňa bildet die Flyschschichtenfolge eine Steinterrasse (der 30 m weiten Terrasse), deren Abräsionsfläche durchschnittlich 18 m über dem Wasserlauf der Flüsse Poprad und Jakubianka liegt. Die Entstehung dieser Terrasse verlege ich in die Riesseiszeit.

Die mittlere Terrassenstufe wurde vom Fluss Poprad auf der linken Seite akkumuliert und ihre Oberfläche befindet sich ungefähr 4 m über dem Wasserspiegel. Die Jakubianka hat an ihrer rechten Seite die „mittlere" Stufe 4—10 m über ihrem Wasserspiegel abgesetzt. Die niederste Terrassenstufe umsäumt von beiden Seiten der Wasserlauf der Flüsse Poprad und Jakubianka. Die mittlere und die Niederterrassenstufe sind gegen das Ende der Würmeiszeit entstanden.

Im Siedlungsgebiet Liptovský Hrádok am südwestlichen Fuss der Hradská hora habe ich pleistozäne Terrassen festgestellt. Die älteste Terrasse mit ihrer verlehmten Oberfläche liegt 53—63 m über dem Wasserspiegel des Váh. Die Entstehung dieser Terrasse kann man in die Mindeleiszeit 2 verlegen. Die Oberfläche der ältesten Terrasse übergeht mit einer wenig ausdrucksvollen Kante in eine 30 m Terrasse. Nach der relativen Höhe des felsigen Liegenden (der Abrasionsplatte) und der Terrassenoberfläche ist die 30 m Terrasse in der Riesseiszeit entstanden. Die Oberfläche der Niederterrasse der Flüsse Váh und Belá liegt 2—3 m über ihren Wasserspiegeln. Die Niederterrasse ist gegen Ende der Würmeiszeit entstanden. In einem engen Streifen umsäumt der Wasserlauf der Flüsse Váh und Belá die holozänen Terrassen (mit einer Oberfläche von ½—1 m über dem Wasserspiegel).

Im Siedlungsgebiet Kríž nad Hronom liegt die Oberfläche der ältesten Terrasse in einer relativen Höhe von 28—32 m über dem heutigen Wasserspiegel des Hron. Nach Žebera entspricht die 30 m fluviale Terrasse sowohl durch ihre Höhe als auch durch das grobe fluviale Material dem trockenen proluvialen Delta der Riesseiszeit 2. Die Gruppe der Niederterassen (der Flüsse Hron und Lutila) ist zum Ausgang der Würmeiszeit entstanden.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

ĽUDOVÍT IVAN

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM VÝSKUME V SEVERNEJ OBLASTI PODUNAJSKEJ NÍŽINY

(Tab. IX—X, ruské a nemecké resumé)

Študovaný terén sa rozprestiera na najjužnejších výbežkoch Hronského Inovca a priľahlých území Podunajskej nížiny. Územie je zakreslené na top. pláne 4661/3. Terén je väčšinou mierny, len vulkanity Hronského Inovca strmo vystupujú nad Podunajskú nížinu. Najvyššie miesto je Klica, ktorá sa tiahne na sever od Svätého Beňadiku, dosahuje výšku 420 m. Najnižšie miesta sú v alúviu Hrona 180—170 m. V študovanej oblasti sa staršie útvary nenachádzajú. Vystupujú tu len neogénne sedimenty a vulkanity, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérom. Prvýkrát toto územie vymapovali vo Viedenskom ríšskom geologickom ústave. Na mape 1 : 75 000 sú zakreslené andezit-trachyt, trachyt-tuf-brekcie, Cerithien schichten, löss, alúvium.

Roku 1866 F. A d r i a n publikoval prácu o Štiavnicko-kremnickom pohorí. V kapitole *Der Gebirgstock des Inowec* opisuje prehľadne geografické a petrografické pomery Hronského Inovca. Správne usudzuje, že všeobecný charakter hornín Hronského Inovca je ten istý ako pohoria Vtáčnika, predovšetkým sú to andezity v najrozličnejších formách, ďalej tufy a brekcie. V susednom teréne na ľavej strane Hrona (územie geograficky patrí Štiavnickému pohoriu, pri mlyne Mola katastrál. obec Rybník) vo vystupujúcich tufitoch Dionýz Š t ú r určil sarmatskú flóru a faunu.

Táto Štúrova práca bola mi veľmi dobrou pomôckou pri študovaní sarmatských sedimentov na južných výbežkoch Hronského Inovca, lebo vulkanity Hronského Inovca a Štiavnického pohoria majú litologické pomery takmer tie isté. Tiež aj biologické fácie sedimentov sú veľmi príbuzné. Tieto pohoria, ktoré majú spoločnú genézu, rozdeľuje len údolie rieky Hrona. Pomenovanie pohorí vychádza čisto z geografických podmienok. Novšie terasy Hrona študoval F. I s p a i t s.

STRATIGRAFIA

Na študovanom území vystupujú sarmatské a panónske sedimenty rozličných vývojov. K sarmatu tiež počítam vulkanity, ryolity, andezity a k nim patriace aglomeráty, brekcie a tufy. Snáď len podložný andezit, na ktorom ležia sarmatské sedimenty, patrí vrchnému tortónu. Nie je však vylúčené, že andezity najmladšej fázy, ktoré ležia na ryolitoch, stratigraficky patria už do pliocénu. V západnej časti územia top. plánu 4661/3 je zastúpený panón, ktorý je charakterizovaný mohutnou, štrkovo-piesčitou formáciou. Sarmatské sedimenty majú tu brakický ráz. Ešte väčšie vysladzovanie nastalo v panóne. Neogénne horniny, ako som už uviedol, sú väčšinou pokryté kvartérom.

Andezity a ryolity v mapovanom teréne začleňujem takto: Podložný andezit augiticko-hyperstenický podľa celkovej stratigrafie mapovaného územia možno začleniť k vrchnému tortónu alebo najspodnejšiemu sarmatu, lebo na tomto podložnom andezite ležia tufity so sarmatskou faunou (*Cardium vindobonense* Partsch., *Mohrensternia inflata* Andz., *Syndesmya reflexa* Eichw.). Nad týmito tufitmi ležia tufy, vyššie aglomeráty, ktoré sú prikryté ryolitmi a tieto dávam do sarmatu. Na ryolite na vrcholku Kliči leží šedivastý hyperstenický andezitový aglomerát, ktorý snáď je už pliocénneho veku. Nadložnú panónsku, štrkovito-piesčitú formáciu možno odlíšiť od sarmatu a spodného panónu na základe litologického zloženia a tiež v panónskych bazálnych vrstvách som našiel početné *Congerie sp.* a *Melanopsis sp. Planorbis sp.* Podľa tejto fauny možno tu potom odlíšiť sarmat od panónu.

Tortón

Podložný jemnozrnný andezit šedej farby so slabým nádychom do zelena, na ktorom ležia sarmatské vrstvy, je najstaršou horninou študovanej oblasti. Pravdepodobne tento podložný andezit je tortónskeho veku. Petrografický opis (J. Kamenický — M. Marková) zo vzorky vybratej z najjužnejšieho lomu na východnom svahu Kliče, je takýto: V mikroskope významne porfyrickej štruktúry s hyalopilitickou základnou hmotou.

Porfyrické vyrastlice tvoria najmä plagioklasy, zodpovedajúce andezínu. Sú vyvinuté idiomorfne a často vykazujú zrasty podľa albitového zákona a zonárne zhášanie. Niekedy majú uzavreniny sklovitej základnej hmoty, ktorá je miestami odmiesená v jemnozrnný agregát.

Z tmavých komponentov intratelurickej fázy je vyvinutý augit a nižšie dvojlomný hyperstén, ktoré obsahujú často uzavreniny apatitu.

Z rudných komponentov je prítomný magnetit, často na okrajoch hematitizovaný.

Hornina zodpovedá augiticko-hyperstenickému andezitu.

Sarmat

Sedimenty študovanej oblasti sa usadili v plytkom mori, ktoré bolo často zanášané vulkanickým materiálom. V odkryvoch možno často pozorovať náhly prínos vulkanického materiálu, z čoho sa dá usúdiť, že vulkanické centrá boli blízko (Pohronský Inovec, Štiavnické pohorie). Charakteristické odkryvy na tejto fácii máme v oblasti Svätého Beňadiku a Nemiec. Aj výskyt lignitov v študovanej oblasti potvrdzuje tiež pobrežný charakter sedimentácie. Rozličné typy tufitov, tufitických pieskovcov, štrkov, zlepencov sa často opakujú. Tvoria faciesy sedimentov najstarších vrstiev severozápadnej oblasti. Smerom k juhozápadu, teda smerom od vulkanických centier, vulkanických prínosov v sedimentoch ubúda. Až na južnom okraji študovaného terénu asi 200 m južne od dediny Mochovce

v kopanej studni JRD do 18 m vystupujú spodnosarmatské sedimenty, v ktorých som už nezistil vulkanický prínos, ale podľa makrofauny a mikrofauny majú brakický vývoj. Profil studne je takýto: do 2 m je sprašová skryvka, pod ňou sa nachádza do 8 m žltý piesčitý slieň jemne sľudnatý, s hojnými pevnými konkréciami $CaCO_3$ o veľkosti až päste.

Pod žltými piesčitými slieňmi leží šedý slieň jemne piesčitý až do hĺbky 18 m. V týchto šedých slieňoch nachádza sa pomerne dobre zachovaná sarmatská makrofauna.

V sarmatských vrstvách južne od hradskej „ku Kalnici" utuhol andezitový lakolit. Dôkazom toho sú porculanity so sarmatskou faunou, vytvorené na kontaktoch. Tiež severne od Mochoviec pri kóte 235, 262, 252 pri vystupujúcich andezitoch na kontaktoch s andezitmi možno zistiť porculanity so sarmatskou faunou. Tieto andezity možno teda považovať za mladšie ako tu vyvinuté sarmatské vrstvy.

V andezitovom opustenom lome, východne od Nemčinian, leží na andezitoch panónska štrkovo-piesčitá formácia, čo svedčí o tom, že tieto andezity sú staršie ako vrchný panón.

Je pravdepodobné, že súvrstvie slienitých ílov s polohami pieskov, vyvinutých tesne pod štrkovito-piesčitou formáciou panónu, patrí už k spodnému panónu. Zatiaľ pre toto tvrdenie niet jasných paleontologických dôkazov.

Panón

Panónske súvrstvie vystupuje na študovanom území mohutnou formáciou polymiktných štrkov a pieskov, ktoré ležia na sarmatských sedimentoch aj vulkanitoch. Valúny štrkov sú dobre opracované, výnimočne dosahujú veľkosť až 30 cm v priemere, obyčajne len 3—6 cm. Predovšetkým sú tu zastúpené valúny kremeňa a kvarcitov. Z vulkanitov sa tu nachádzajú rozličné typy andezitov a ryolitov, miestami sa vyskytujú aj valúny tufov. Valúny kryštalinika a mezozoických vápencov sú redšie zastúpené. Tiež valúny limnokvarcitov, jaspisov a opálov sú menej hojné. V štrkovo-piesčitej formácii sú hojné závalky jemných tufitov, jemných tufitických pieskov, niekedy tieto závalky majú značné rozmery, obsahujú sarmatskú faunu: *Limnocardium, Cerithium, Mohrensternia, Ervília, Mactra.* V závalkoch bola tiež zastúpená mikrofauna, a to foraminifera: *Nonion sp., Elphidium sp.* Závalky sú jasnejšej farby, a preto kontrastujú s okolím. Mocnosť štrkovo-piesčitej formácie je pomerne veľká. Miestami ešte aj teraz po značnom denudovaní meria niekoľko desiatok metrov. Tak napr. východná stena v štrkovisku v Nemčiňanoch je vysoká ca 20 m. Štrkovo-piesčitá formácia tvorí vrcholčeky pahorkov v strednej a juhozápadnej časti top. plánu 4661/3. Možno ju sledovať západne od Mochoviec od andezitového pahorku Dobrica a Zanní vrch. Ďalej vrcholčeky pahorkov „Kozárovské vinice", kóta 246, polia „Jarník", rozprestie-

rajúce sa na západ od Svätého Beňadiku. Tieto východy sú najvýhodnejšie miesta mapovanej oblasti štrkovo-piesčitej formácie.

Dosiaľ štrkovo-piesčitá formácia nebola presne stratigraficky začlenená. Na mapách Viedenského ríšskeho geologického ústavu je zakreslená ako *Cerithien Schichten.* Štrky a piesky, vystupujúce na Kozárovských viniciach, kóta 245, F. I s p a i t považoval za terasu Hrona. V týchto štrkoch a pieskoch som našiel niekoľko schránok rodu *Melanopsis, Congeria* a *Planorbis,* podľa ktorých spomínané súvrstvie zaraďujem k panónu. Miestami sa v týchto štrkoch a pieskoch vyskytujú pomerne zle zachované škrupiny Cerithium, pokladám ich za preplavené fosílie zo starších podložných vrstiev. Pomerne hojné zvyšky organizmov sa nachádzajú v štrkárňach v Nemčiňanoch. Obyčajne sú zle zachované, lebo štrkovo-piesčitá sedimentácia nebola pre fosilizáciu organizmov dobrým prostredím. V uvedenom súvrství je založených niekoľko štrkovien a pieskovien pre domácu potrebu. Dve veľké štrkovne sú v Nemčiňanoch, kde najväčšia odkrytá mocnosť je ca 25 m. Na stranách štrkovne možno dobre sledovať pobrežnú sedimentáciu s diagonálnym a diskordantne paralelným súvrstvím. Vrstvy pieskov a štrkov sa časom opakujú, ich mocnosť je veľmi menlivá, je rýchle nasadzovanie a vyklinovanie vrstiev. Nemčiňanská štrkovňa je typická pobrežná fácia. Tu sa tiež nachádza fauna, zastúpená najmä rodmi *Congeria, Melanopsis, Hydrobia, Planorbis.* Tiež sa tu nachádzajú preplavené fosílie, najmä *Cerithium, Mactra, Ervilia,* ktoré sú veľmi zle zachované.

Podľa zastúpených kongérií ide pravdepodobne o najspodnejšie súvrstvie vrchného panónu. Podľa nomenklatúry P a p p a rozhranie vrstiev je D—E.

V Nemčiňanoch v západnom štrkovisku v západnej stene možno pozorovať aj drobnú tektoniku, kde kryha poklesla asi o 1 m. Miestami štrky a piesky sú spevnené a tvoria nepravidelné telesá zlepencov a pieskovcov. Tmel je vápnitý. Spomínané súvrstvie štrkov a pieskov je pre vodu priepustné, preto z povrchu voda ľahko môže do nich prechádzať. Dažďová voda sa obohacuje v nadložnej spraši $CaCO_3$, prechádza do pieskov a štrkov, kde sa z nej $CaCO_3$ vylučuje a tvorí tmel. Západnejšie od územia top. plánu 4661/3 v okolí Zlatých Moraviec a Chyzeroviec, najmä na západ od Žitavy, rozkladajú sa už žltozelenkasté piesky a jemné, piesčité íly, ktoré pokladám za nadložie štrkovo-piesčitej formácie. Tieto piesčité íly a jemné piesky pokladám za najvyššie zóny vrchného panónu.

VÝZNAMNEJŠIE ODKRYVY

S v ä t ý B e ň a d i k. Na východnom svahu Klice 60 m (barr) nad alúviom Hrona vystupuje odkryv ca 20 m dlhý, výška odkryvu 3 m. Na báze sú zastúpené biele pelitické tufity o mocnosti ½ až 1 m. V tufitoch sa nachádza mnoho odtlačkov a jadier, predovšetkým lamelibranchiát, sú tu

však zastúpené aj gastropódy, ojedinele sa vyskytujú aj odtlačky listov. Sú tu najmä rody *Ervilia, Cardium, Syndesmia, Donax Mohrensternia, Hydrobia.* Podľa tejto fauny tieto pelitické sedimenty zaraďujem k sarmatu. Nad pelitickými tufitmi sú uložené šedé tufity hrubozrnnejšie, ktoré sa striedajú s tufitickými pieskami a pieskovcami. Z vyklinovania a nasadzovania vrstiev možno usúdiť, že sedimentácia bola nepravidelná. V tomto súvrství, ktoré je mocné ca 2 m, nezistil som žiadnu faunu. Toto súvrstvie smerom k nadložiu prechádza do tufov a aglomerátov.

Svätý Beňadik. Pri miestnom kláštore (hospodársky dvor) je starý opustený tufový lom, dnes väčšinou zasutený. Tufový materiál je tmavomodrastý. Tieto tufy sú veľmi dobrým stavebným kameňom. Z tohto kameňa bol vystavaný koncom XIV. storočia kláštorný kostol, ktorého nádherná gotická stavba je úplne zachovaná aj teraz, teda andezitové tufy sú dobrým stavebným materiálom, čoho dôkazom je takmer 600 ročná stavba kláštorného kostola. Tufy ležia na podložnom andezite, pripisujem im sarmatský stupeň.

Mochovce. Východne od Mochoviec, južne od cesty „ku Kalnici" na vypreparovanom andezitovom lakolite sa nachádzajú porcelánity s faunou *Cardium, Ervilia, Modiola.* Ide tu o lokalitu v sarmatských vrstvách.

Nový Tekov. Na juhovýchodnom svahu pahorku Veľký vápenec (kóta 349) v záreze viničnej cesty asi 250 m od kóty 226 vystupujú nepravidelne po dĺžke 20—30 m sliene a piesčité vápence organogénne, ktoré obsahujú mnoho skamenelín, predovšetkým cerítií. Podložie a nadložie týchto organogénnych vrstiev by sa dalo zistiť vrtnými a sondovacími prácami. Podľa fauny odkryv počítam k sarmatu.

Kozárovce. Asi 130 m severne od kóty 245 v jarku vedľa polnej cesty vystupujú v dvoch menších odkryvoch (2 × 1,5 m) piesky a štrky, ktoré majú prúžky 1—2 cm svetlé piesčité tufity. V štrkoch a pieskoch som našiel časti schránok kongérií a melanopsisov. Na základe tejto fauny štrkovo-piesčitú formáciu zaraďujem do panónu.

Nemce. V doline potôčka, tečúceho k Beňadiku v nárazovom brehu pod cintorínom, je niekoľko odkryvov po dĺžke asi 250 m. Tu sú vyvinuté tufitické pieskovce a piesky so zreteľnou vrstevnatosťou. Sporadicky sa v tomto súvrství nachádzajú odtlačky listov a sarmatská fauna *Cardium, Ervília, Syndesmia, Mohrensternia.*

Nemčiňany. Na juhovýchodnom okraji Nemčinian po oboch stranách poľnej cesty smerujúcej ku kóte 206 sú otvorené v panónskych pahorkoch dve veľké štrkovne. Maximálna odkrytá mocnosť je ca 25 m, šírka 30—50 m. Nadložie v západnej stene štrkovne je spraš. V týchto odkryvoch sú zastúpené: piesčitý štrk, piesok a štrk, ktoré sa navzájom striedajú, a sú krížove zvrstvené. Polymiktné valúny štrkov sú dobre opracované a priemerne dosahujú veľkosť 3—6 cm. Valúny sú predovšetkým z kremeňa, z kvarcitu, zriedkavejšie sa nachádzajú kryštalinické valúny. Sporadicky možno tu nájsť vápencové a dolomitické valúny. Z neo-

génnych vulkanitov sú zastúpené rozličné typy andezitov a ryolitov a ich tufy a tufity. V západnom štrkovisku v západnej stene možno pozorovať aj drobnú tektoniku, kde kryha poklesla asi 1 m. V tejto štrkovopiesčitej formácii podarilo sa nám za pomoci robotníkov vyzbierať faunu, na základe ktorej toto súvrstvie zaraďujem k panónu. Nachádzajú sa tu tiež cerítie, ktoré sú veľmi rozbité a pokladám ich za preplavené z podložia sarmatských vrstiev. Ďalej tu boli vyzbierané škrupiny kardií, planorbisov, melanopsisov a kongérií. Brestenská z Geologického ústavu Dionýza Štúra určila z týchto vrstiev tieto kongérie:

Congéria subglobosa Partsch
Congéria partschi Czjezek
Congéria partschi carinacurvata Papp
Congéria cf. markovici Brusina
Congéria balatonica Partsch
Congéria cf. stanovica Brusina
Congéria bungula — caprae (Münster)

Nemce. Južne od Nemiec, asi 1 km juhovýchodne od kóty 233, v pravom nárazovom brehu potôčka, sú odkryté bielohnedé tufity a tufitické piesky jemného až stredného zrna. Na profile vystupujú vo vrstvičkách 1 cm—2 dm. V takomto súvrství nachádzajú sa pomerne hojné odtlačky listov a miestami aj vetvičiek. Na odkryve, ktorý má dĺžku asi 5 m, výšku 2,5—3 m, badať vykliňovanie a nasadzovanie vrstiev, sedimentácia bola tu nepokojná a má pobrežný charakter. Z odtlačkov listov sú tu zastúpené najmä tieto rody: *Fagus sp., Ulmus sp., Acer sp., Ficus sp., Pinus sp., Libocedrus sp., Podogonium sp.*

Kvartér

Mäkké sarmatské a panónske sedimenty veľmi ľahko podliehajú vonkajším vplyvom, a preto tieto sedimenty sú pokryté značným plášťom elúvia. Na strmejších úbočiach a pri hlbších zárezoch potokov dochádza k menším sklzom elúvia. Niekedy bývajú sklzy aj s časťou eluviálneho podložia. Svahy vulkanitov Hronského Inovca sú prikryté hlinitou a hlinitokamenitou sutinou, miestami aj s preplaveným nirokom. Pretože výškové rozdiely Hronského Inovca a Podunajskej nížiny sú značné, nakopujú sa pri päte pohoria, pri vyústení potokov do nížiny naplaveniny v podobe dejekčných kužeľov a dejekčných vejárov, s typicky širokým zvrstvením. Pleistocénna sprašová pokrývka je charakteristicky vyvinutá západne od Rohožnice. Nemčinian, Závadky a Volkoviec. Tu v sprašových odkryvoch možno vidieť tiež drobné pleistocénne molusky (Pupa, Succinea, Helix). Na celom území medzi Žitavou a Hronom sú sprašové prikrývky rozsiahlejšie na svahoch upadajúcich k východu. Tieto svahy sú miernejšie, sprašová pokrývka zakryla rozorvané neogénne sedimenty, a preto terén má celkový ráz oblých foriem. Kozárovská kotlina

je tiež vyplnená sprašou, z väčšej časti preplavenou. Značná prikrývka spraše je rozložená na východných úbočiach vulkanických a sarmatských sedimentov, lemujúcich alúvium Hrona južne od Kozároviec, kde sú v spraši založené menšie hliniská. Väčšie plochy aluviálnych náplavov sú len v údolí Hrona. Alúvium je zastúpené predovšetkým polymiktnými valúnmi vulkanitov kremeňa, kvarcitov a opálov. Redšie sú valúny z kryštalinika. Za pleistocénnu terasu Hrona pokladám štrky, vystupujúce v zá-reze viničnej cesty na východ od Psár, asi 50 m od železnice Kozárovce—Svätý Beňadik.

Na študovanom území nezistil som žiadne minerálne pramene. Pramene sladkej vody sú malé a majú slabú výdatnosť. Pretože v študovanom teréne vystupujú okrem andezitov a ryolitov priepustné horniny, spadnutá dažďová voda vsiaka rýchlo do hĺbky, z čoho vyplýva aj malý počet prameňov v tejto oblasti, ktorých výdatnosť nepresahuje 1 l za sekundu.

Vodonosné horizonty s napjatou hladinou dajú sa predpokladať len západnejšie od Žitavy, kde pre rezervoáry podzemných vôd sú priaznivejšie litologické podmienky.

2. III. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Adrian F.: Das südwestliche Ende des Schemnitz — Kremnitzer Trachytstockes. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1866.

Fiala F.: O současném stavu geol. výzkumu Slovenského Středohoří. Sborník II. sjezdu čsl. geografů v Bratislavě 1933.

Hörnes M.: Die fossilen Mollusken des Tertiaer — Beckens von Wien. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1870.

Ispaits F.: Teraszmorfológiai megfigyelések a Garam mentén Zsarnócától a torkolatig. Földrajzi közlemények. Budapest 1943.

Ivan Ľ.: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geologické práce, zošit 32. Bratislava 1952.

Pantocsek J.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns. Berlín 1903.

Papp A., Thenius E.: Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1953.

Štúr D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süsswasserquarzes, der Congerien — und Cerithienschichten im Wiener — und ungarischen Becken. Jahrb. geol. R.—A. Wien 1867.

Л. ИВАН

СООБЩЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ В СЕВЕРНОЙ ОБЛАСТИ ПОДУНАЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Обследуемая область распространяется на самых южных отрогах Гронского Иновца и на прилегающей территории Подунайской низменности. Выходят здесь

лишь неогенные отложения и вулканиты. Самой старшей породой этой территории является авгит-гиперстеновый андезит, на котором лежат туффитовые сарматские пласты с богатой фауной пластинчатожаберных. По направлению на юго-запад, т. е. по направлению от вулканических центров, вулканический материал уменьшается. Сармат представлен туффитами, туффитовыми песками, песочными глинами, глинами и песками. Сармат обладает общим брахическим характером. Риолит при сел. Светлы Бенядик лежит на сарматских пластах. Верхнепанонская свита начинается трансгрессией полимиктных галечников и песков с конгериями меланопсиами. Самые верхние слои панона обследуемой области образованы в качестве песков, песочных глин и глин. На риолите при сел. Светлы Бенядик лежит гиперстеновый андезит, который, вероятно, уже плиоценного возраста.

Геологический институт имени Дионизa Штура,
Братислава.

Пояснения к таблицам

Табл. IX.

Рис. 1. Западная часть Немчинской галечниковой ямы понизилась на 1 м по своему склону в сравнении с северной частью.

Рис. 2. Крестовое укладывание галечнико-пещаного паннона в Немчинянах.

Табл. X.

Рис. 1. Козаровская брана. Впереди аллювий р. Грона, вдали рисуются контуры Гронского Иновца и Штьявницких гор.

Рис. 2. Открытые сарматские туффиты на восточном склоне Клича.

Ľ. IVAN

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE FORSCHUNG IM NORDGEBIET DER DONAUTIEFEBENE

Das untersuchte Terrain dehnt sich über die südlichsten Ausläufer des Hronský Inovec und die anliegenden Gebiete der Donautiefebene aus. Es treten hier nur neogene Sedimente und Vulkanite auf. Aeltestes Gestein auf diesem Gebiet ist Augit — Hyperstenandesit, auf dem tuffitische, sarmatische Schichten mit einer reichen Lamellibranchiatafauna liegen. In südwestlicher Streichrichtung, also von den vulkanischen Zentren weg, nimmt vulkanisches Material zunehmends ab. Das Sarmatien ist mit Tuffiten, Tuffitsanden, Sandtonen, Tonen und Sanden vertreten. In seiner Gesamtheit hat das Sarmatien brackischen Charakter. Rhyolith bei Svätý Beňadik liegt den sarmatischen Schichten auf. Die oberpannonische Schichtenfolge beginnt mit der Transgression polymikter Schotter und Sande und Congeria- und Melanopsismuscheln. Die höchsten Pannonienlagen sind im untersuchten Gebiet in der Gestalt von Sanden, Sandtonen und Tonen vertreten. Auf dem Rhyolith bei Sv. Beňadik liegt Hyperstenandesit, der wahrscheinlich schon pliozänen Alters ist.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TABELLEN

Tab. IX.

Bild 1. Westliche Seite der Schottergrube von Nemčiňany sank ungefähr um 1 m gegenüber der nördlichen.

Bild 2. Kreuzschichtung des steinig-sondigen Panons in Nemčiňany.

Tab. X.

Bild 1. Tor von Kozárovce. Im Vordergrund das Aluvium von Hron, im Hintergrund die Konturen des Hronský Inovec und der Gebirge von Banská Štiavnica.

Bild 2. Aufschluss der sarmatischen Tuffiten auf dem südlichen Talabhang der Kliče.

RUDOLF LUKÁČ

ZPRÁVA O GEOLOGICKO-PETROGRAFICKOM VÝSKUME OKOLIA SITNA JUŽNE OD BANSKEJ ŠTIAVNICE

(Ruské a nemecké resumé)

V lete r. 1954 som pokračoval v geologicko-petrografickom štúdiu neovulkanickej oblasti Kremnicko-štiavnického rudohoria, pričom bola zmapovaná juhozápadná časť listu 4662/1, ohraničená na západe a juhu okrajom listu, na severe štátnou cestou Pukanec—Banská Štiavnica západovýchodným údolím od piargských rybníkov ku kostolu Štefultov, juhovýchodnou čiarou cez Iliu k pivovaru na južnom okraji obce Antol a južne od štiavnického potoka.

Mapované územie v rokoch 1877—1887 študoval G. S z a b ó. Výsledkom jeho mapovacích prác je podrobná geologická mapa v mierke 1 : 14400 z r. 1887. Pri novom mapovaní boli sčasti potvrdené výsledky Szabóa, čiastočne som dospel k novým názorom na geologickú stavbu a vulkanizmus tohto územia. K novým poznatkom patrí predovšetkým závislosť vulkanizmu od systému zlomov geneticky spiatych pohybmi, ktoré sa odohrávali počas terciérneho vulkanizmu tejto oblasti. Nové mapovanie po ukončení petrografického štúdia bude tiež podkladom pre novú interpretáciu eruptívnych fáz vzhľadom na postupnosť výlevov hlavných typov andezitov.

V predloženej zpráve podávam prehľad petrografie hlavných typov hornín študovaného územia, pričom sa predbežne podrobnejšie nezapodievam otázkou ich vzájomného genetického postavenia a stratigrafického začlenenia. Týmto problémom bude venovaná pozornosť po ukončení laboratórneho štúdia v chystanej publikácii.

P r e h ľ a d p e t r o g r a f i e a n e o v u l k a n i t o v

V asociácii hornín neovulkanickej oblasti Sitna (1011) mapovacími a laboratórno-petrografickými prácami sa rozlíšili tieto hlavné typy hornín:

1. andezit diopsid-augit-hyperstenický,
2. andezit hyperstenický,
3. dacit biotiticko-hyperstenický,
4. andezit biotiticko-hyperstenický,
5. andezit biotiticko-diopsidicko-amfibolicko-hyperstenický,
6. andezit hyperstenicko-diopsidicko-biotitický.

Jednotlivé typy andezitov sa makroskopicky od seba ťažko odlišujú a rozčleniť ich bolo možné najmä na základe mikroskopického štúdia. Výsledky tohto štúdia sa však kryjú s terénnym pozorovaním, keďže uvedené typy andezitov v študovanom území vytvárajú samostatné geologické celky.

V ďalšom v prehľade petrografie jednotlivých typov hornín si všimnime:

1. andezit-diopsid-augit-hyperstenický. Makroskopicky sú to masívne, porfyrické horniny s jemnozrnnou až afanitickou základnou hmotou, farby tmavozelenej. Lom majú rovný, pri afanitických varietách až lastúrovitý.

V mikroskope majú porfyrickú štruktúru s vitrofyrickou základnou hmotou. K porfyrickým vyrastliciam patrí hyperstén, diopsid až diopsidický augit a plagioklas.

Hyperstén patrí k najstarším vylúčeninám intratelurickej fázy. Tvorí stĺpčekovité kryštály s priečnym štvorcovým prierezom výrazného ružového a šedozeleného pleochroizmu. Častejšie býva postihnutý premenou ako diopsid alebo diopsidický augit, pričom často obrastá alebo prerastá diopsidom. Pri horninách spomínaného typu obyčajne má prevahu nad diopsidom až diopsidickým augitom.

Diopsid až diopsidický augit má tvar lištovitý, s častou magmatickou koróziou a vedľa jednotlivých indivíduí tvorí tiež jednoduché alebo lamelárne zrasty. Oba monoklinické pyroxény sú opticky veľmi príbuzné: diopsid však prejavuje slabý pleochroizmus a menší uhol zhášania (c/γ max. 44°), kým diopsidický augit nemá pleochroizmus, zato má však väčší uhol zhášania (c/γ max. 51°).

Plagioklasy prevládajú nad tmavými komponentmi, sú zastúpené oligoklas-andezínom, labradoritom až kyslým bytownitom, ich veľkosť je pod 1,6 X 0,7 mm. Sú charakteristické zonárnou stavbou, menovite ich kyslé typy.

Základná hmota je budovaná prevažne sklom, obsahujúcim drobné mikrolity, opticky ťažko identifikovateľné. Inokedy je hemikryštalická a obsahuje nedokonalé individualizované živce nepravidelného obmedzenia. V základnej hmote môžeme ojedinele pozorovať drobné úlomky hornín charakteru dioritov. Rozdielny stupeň individualizácie základnej hmoty zodpovedá buď rozdielnym podmienkam kryštalizácie medzi okrajovými partiami výlevu a jeho spodnej centrálnej časti, buď je prejavom opakovaných výlevov jednej vulkanickej periódy.

Pri celkovom petrografickom hodnotení diopsid-augit-hyperstenických andezitov treba zdôrazniť, že komponenty intratelurickej fázy sa vylučovali takmer súčasne, čo sa prejavuje ich vzájomným uzatváraním.

2. Andezit hyperstenický. Hornina je kompaktná, porfyrická, s jemnými až stredneveľkými vyrastlicami. Lomné plochy majú prevažne rovné. Farba je prevažne tmavozelená; pri propilitizovaných varietách šedozelená.

Mikroskopicky majú porfyrickú štruktúru a hemikryštalickú základnú hmotu. K porfyrickým vyrastliciam patrí hyperstén, plagioklasy, miestami akcesorický diopsid.

Hyperstén je najstarší, je prevažne chloritizovaný a serpentinizovaný, niekedy podľa štiepnych puklín býva zatlačovaný kalcitom. V stĺpco-

vite vyvinutých hypersténoch sú často zachované relikty, ktoré prejavujú výrazný ružový a šedozelený pleochroizmus.

Diopsid až diopsidický augit sa vyskytuje len sporadicky.

Plagioklas je zastúpený andezín-oligoklasom až labradorbytownitom. Posledný tvorí veľké porfyrické vyrastlice (do 1,4 × 0,5 mm) s albitickým lamelovaním a krížovými až hviezdicovými zrastmi. Je prevažne čerstvý, niekedy postihnutý kataklázou.

Základná hmota tvorí až 50% horniny. Je hemikryštalická a je tvorená nedokonale individualizovanými, alotriomorfnými zrnami (do 0,1 × 0,08 mm), v ktorých sú rozptýlené zvyšky skla.

Horniny tejto skupiny sú prevažne postihnuté silnou propylitizáciou.

3. Dacit biotiticko-hyperstenický. Len v ojedinelých prípadoch vytvára samostatné geologické celky, spravidla prichádza len súčasť aglomerátov. Porfyrické vyrastlice dacitu majú vývoj jemnozrnný až strednozrnný. Základná hmota je celistvá. Dacity sú najčastejšie silne premenené, čím nadobúdajú rôzne farebné odtiene, od tmavošedej až pod ružovú. Vo výbruse majú dacity porfyrickú štruktúru a sú tvorené porfyrickým biotitom, amfibolom, hypersténom, živcom a sporadickým kremeňom, ktoré sú uložené v jemnozrnnej hemikryštalickej základnej hmote.

Biotit je medzi tmavými minerálmi prevládajúcim komponentom. Je šupinkovitý až nízkostĺpčekovitý, od mikroskopických rozmerov ako komponent základnej hmoty, až po veľké tabuľky (do 4 mm) ako súčasť porfyrických vyrastlíc. Vedľa čerstvých tabuliek s idiomorfným obmedzením vyskytujú sa zrná biotitu nepravidelne korodované. Magnetit okolo biotitu často tvorí opacitickú obrubu, prípadne ho až zatlačuje. Z uzavretých minerálov v biotite najčastejšie prichádza plagioklas a apatit.

Amfibol je hnedý a je podobne ako biotit často lemovaný opacitickou obrubou tvorenou magnetitom, alebo býva ním aj úplne zatlačený. S obsahom Fe stúpa aj intenzita jeho pleochroizmu (α = žltohnedý, β = červenohnedý, γ = tmavohnedý). Jeho podiel v hornine je akcesorický.

Hyperstén je podstatnou súčasťou vyrastlíc. Väčšinou je čerstvý alebo postihnutý chloritizáciou za vzniku klinochlóru a peninu.

Kremeň je akcesorický a tvorí buď porfyrické vyrastlice (do 2 mm), alebo prichádza ako súčasť základnej hmoty. Býva silne korodovaný na hranách a rohoch a je nápadný zálivmi, vyplnenými zrnitým agregátom základnej hmoty.

Živce sú zastúpené andezínom a bázickým labradoritom, obyčajne prevládajú nad tmavými komponentmi.

Sporadicky vystupuje tiež ortoklas. Živce sú prevažne čerstvé a sú často albiticky lamelované.

Základná hmota je hemikryštalická s mikrolitmi a mikroskopicky vyvinutými kryštálmi živcov, biotitu a amfibolu. V ružových a červených dacitoch základná hmota je pigmentovaná submikroskopickým limonitom.

4. Andezit biotiticko-hyperstenický. Makroskopický

vzhľad andezitov tohto typu je závislý od podmienok tuhnutia a premien, ktorými bol postihnutý. Fácie z okraju telesa majú porfyrické vyrastlice jemnozrnné, zo stredu telesa stredného zrna. Má vzhľad masívnej horniny, farby prevažne tmavozelenej, s vyrastlicami biotitu, plagioklasu a hypersténu. Andezity tohto typu tvoria žily, prerážajúce ostatné typy andezitov, niekedy vytvárajú aj lávové príkrovy. Okrem toho prichádza tiež v pyroklastiku vo forme lapíl a bombičiek, ktoré majú špinavozelenú farbu, prevažne s pórovitou základnou hmotou.

Vo výbruse v základnej hmote vystupujú porfyrické vyrastlice biotitu, hypersténu a plagioklasov.

Biotit je podstatným minerálom medzi porfyrickými vyrastlicami. Je idiomorfný, tabuľkovitý (2,1 × 1,6 mm a menšie), často silne zatlačovaný magnetitom. Menšie jedince sú najčastejšie úplne zatlačované magnetitom, kým väčšie jedince sú okrem toho magneticky korodované za vzniku meadrovitých zálivov. Zatlačovanie biotitu magmatitom spadá do autometamorfnej premeny likvidmagmatického štádia.

Hyperstén je zastúpený v nesporne menšom množstve ako biotit, niekedy len v akcesorickom množstve. Má idiomorfný, v agregátnych zhlukoch alotriomorfný vývoj. Kryštály sú stĺpcovité (1,5 × 0,5 až 0,8 × 0,4 mm) niekedy na okrajoch resorbované. Má charakteristický ružový a šedozelený pleochroizmus.

Plagioklasy sú zastúpené oligoklas-andezínom až labradoritom. Prevahu má bázický andezín. Sú čiastočne sericitizované (veľkosť tabuliek od 3,2 × 1,6 až do 0,16 × 0,12 mm).

Základná hmota je hemikryštalická až sklovitá. Pri hemikryštalickom vývoji základnej hmoty živce sú prevažne nedokonale individualizované, s nepravidelným obmedzením. V sklovitej základnej hmote vystupujú mikrolity a mikrokryštály, pri lapilách a pumpách aglomerátov má základná hmota vývoj až sférolytický.

5. Andezit biotiticko-diopsidicko-amfibolicko-hyperstenický. Hornina je porfyrická, jemnozrnná až strednozrnná, farby tmavozelenej. Lom má nerovný.

Z porfyrických vyrastlíc je prítomný biotit, diopsid, amfibol, hyperstén a plagioklasy.

Biotit vo výbruse je väčšinou čerstvý, výrazného pleochroizmu (veľkosť 1,3×0,8 mm). Okrem toho, najmä malé kryštáliky (0,76 0,1 a menšie), bývajú silne zatlačované magnetitom. Jeho obsah je menlivý; buď je v rovnováhe, alebo prevláda nad ostatnými tmavými komponentmi.

Diopsid a diopsidický augit. Diopsid má slabý pleochroizmus a šikmé zhášanie do $c/\gamma = 44°$. Vyskytuje sa vo veľkých stĺpcovitých kryštáloch (3,2 × 1,0 mm), niekedy s jednoduchým zdvojčatením. Diopsidický augit je bez pleochroizmus, s lamelárnym zdvojčatením a so šikmým zhášaním do $c/\gamma = 52°$.

Amfibol je akcesorickým minerálom, s výrazným pleochroizmom

(γ = zelenohnedý až tmavohnedý, α, β = žltozelený). Často býva korodovaný a zatlačovaný opacitickou obrubou, podstatne tvorenou magnetitom.

Hyperstén sa vyskytuje len zriedkavejšie čerstvý, najčastejšie je chloritizovaný a serpentinizovaný. Jeho prítomnosť je tiež akcesorická.

Plagioklasy majú zonárnu stavbu a albitové zdvojčatenie. Patria k labradorit-bytownitu. Lištovité plagioklasy bez zonálnej stavby sú zastúpené oligoklas-andezínom, až čistým labradoritom.

Základná hmota je sklovitá s mikrolitmi, v niektorých prípadoch hemikryštalická, s nedokonale individualizovanými a nepravidelne obmedzenými zrnami živcovej hmoty.

6. Andezit hyperstenicko-diopsidicko-biotitický.

Makroskopicky hornina má štruktúru porfyrickú, s vyrastlicami jemnozrnnými až stredného zrna, farby tmavozelenej až šedozelenej.

Mikroskopicky boli zistené tieto porfyrické vyrastlice: hyperstén, diopsid, biotit a plagioklasy.

Hyperstén prevláda nad tmavými komponentmi, má výrazný pleochronizmus, farby ružovej a šedozelenej. Vedľa čerstvých stĺpčekových kryštálikov (1,2 × 0,38 mm, 0,9 × 0,8 mm a menšie) často býva zatlačovaný chloritom a serpentínom.

Diopsid má maximálne zhášanie $c/\gamma \sim 44^\circ$ so slabo pozorovateľným pleochroizmom. Vedľa štiepateľnosti (110) má vyvinutú odlučnosť podľa (010). Tabuľky monoklinického pyroxénu sú len málo korodované, sú prevažne bez premeny, niekedy môžeme však pozorovať zatlačovanie jeho centrálnej časti kalcitom. Kryštály sú často zdvojčatené. Svojím obsahom má poradie za hypersténom.

Biotit je akcesorickým komponentom. Vystupuje vo výbruse v pseudohexagonálnych tabuľkách (1,6 × 0,5 mm a menšie), ktoré sú silne korodované, zaoblené a prenikané zálivmi magmatickej rosorpcie. Najčastejšie sú úplne zatlačené magnetitom, niekedy s reliktmi hydratizovaného magnetitu, ktorý mu dodáva tmavohnedú farbu.

Plagioklasy sú zastúpené oligoklas-andezínom až labradoritom. Bázické plagioklasy sú zonárne (1,8 × 0,8 mm) a sú postihnuté čiastočnou kalcifikáciou, spôsobenou najmä prínosom CO_2. Kyslejšie plagioklasy (2,0 × 1,0 mm) sú nepremenené. Všetky majú výrazné albititické lamelovanie.

Základná hmota je hemikryštalická, s jemným pigmentom magnetitu a mikrolitmi až mikrokryštalickými lištami živcov a diopsidu. V základnej hmote možno tiež pozorovať kalcifikáciu živcov.

Tufy a tufity sú mohutne vyvinuté v širokom okolí Sitna (1011). Tufy sú na veľkých plochách rozšírené najmä na jeho severných a východných svahoch, kde dosahujú zistiteľnú mocnosť až 400 m. Zvlášť dobre možno sledovať ukladanie pyroklastického materiálu vo výmole JV úbočia Malého Sitna (772 m) v smere JV k Pockhausu (649 m) až do zárezu potoka. Tufy a tufity sú tu pomerne dobre sledovateľné o mocnosti ca

300 m. Predbežne sa obmedzujem na opis hlavných typov, pričom jednotlivé typy patria hlavným typom už opísaných efuzív:

a) andezitový tuf biotitický,
b) dacitový tuf biotiticko-hyperstenický,
c) tufity,
d) andezitový tuf biotiticko-hyperstenický,
e) andezitový tuf amfibolicko-hyperstenicko-biotitický.

a) Andezitový tuf biotitický uzaviera lapily a bomby o veľkosti až hlavy, ako aj úlomky cudzích hornín.

Lapily zodpovedajú biotitickému andezitu. Z tmavých komponentov obsahujú vedľa biotitu aj sporadický hyperstén. Zo živcov sú prítomné andezín až labradorit. Základná hmota je hemikryštalická, s nedokonale individualizovanými mikrokryštálmi živcov.

Cudzie uzavreniny zodpovedajú hyperstenickému andezitu. Z porfyrických vyrastlíc je to hyperstén, zo živcov andezín až labradorit. Základná hmota zaberá ca 70% horniny. Je hemikryštalická s mikrolitmi a mikrokryštálmi. Je úlomkom staršej horniny.

Tuf sa látkove neodlišuje od lapíl, základnú hmotu má sklovitú, z ktorej vystupujú porfyrické vyrastlice klastického plagioklasu korodovaného alebo magnetitom zatlačeného biotitu a sporadický hyperstén.

b) Dacitový tuf biotiticko-hyperstenický. Lapily a bombičky tufu majú hranaté obmedzenie. Medzi porfyrickými vyrastlicami prichádzajú plagioklasy a biotit; prvé sú zastúpené andezín-labradoritom až labradoritom a majú prevahu nad biotitom. Biotit je silne korodovaný a zatlačovaný magnetitom. Akcesoricky je prítomný tiež kremeň, korodovaný zrnami zaoblenými alebo meandrovitými zálivmi. Sporadicky vystupuje tiež hyperstén. Základná hmota je kryptokryštalická, farby ružovej od submikroskopicky prítomného pigmentu limonitu. Porfyrické vyrastlice tvoria ca 60% horniny.

c) Tufity tvoria mocnú polohu (niekoľko metrov) a vyznačujú sa vrstevnatosťou. Bazálna poloha je hrubozrnná a smerom do nadložia sa mení nielen materiál, ale aj veľkosť zrna. Báza tufitov je zložená z pestrých hrubozrnných tufov, v ďalšom vývoji prechádzajú do vrstvy mocnej ca 4 m, tu majú charakter klastickej horniny stredného zrna, zloženej z drobných detritických úlomkov, ktoré vo výbruse majú základnú hmotu jednak sklovitú, jednak hemikryštalickú. Z určiteľných minerálov sa tu vyskytuje zvlnený až klastický biotit. Prítomný je tiež kremeň o nepravidelných zrnách. Do nadložia prechádza biely pelitický tufit, v ktorom sa vyskytujú ojedinele porfyrické lupienky biotitu, úlomky živcov a kremeňa.

d) Andezitový tuf biotiticko-hyperstenický má šedoružovú farbu s vyrastlicami biotitu. Obsahuje uzavreté úlomky tufov, ktoré sú svetlošedej farby a veľké do 10 mm aj menšie.

Tuf vo výbruse má porfyrický charakter. Zo sklovitej základnej hmoty

s mikrolitmi vystupujú porfyrické vyrastlice plagioklasov, biotitu a hypersténu.

Úlomky šedej farby patria biotitickému tufu, ktorý podľa minerálneho zloženia a štruktúry patrí k starším tufom, ktoré boli mladšou vulkanickou činnosťou rozbité a stmelené. Základná hmota úlomkov je sklovitá, bohatá na mikrolity a mikroskopické kryštáliky živcov a biotitu, ktoré sú často len úlomkami kryštálov. Porfyrické vyrastlice sú sporadické, väčšinou silne premenené a patria plagioklasu a biotitu. Vedľa toho sú v základnej hmote uzavreté ostrohranné úlomky hornín, veľkosti 3 × 2 mm a menšie. V ich hemikryštalickej základnej hmote sú zastúpené porfyrické vyrastlice amfibolu, plagioklasov a akcesorický hyperstén.

e) Andezitový tuf amfibolicko-hyperstenicko-biotitický je jemnozrnný, farby tmavošedej. Obsahuje časté úlomky iných hornín, farby najčastejšie svetlošedej, do veľkosti päste.

Tuf vo výbruse má charakter brekcie a skladá sa z úlomkov porfyrických vyrastlíc amfibolu, hypersténu a biotitu, uložených v sklovitej hmote. Okrem toho obsahuje svetlošedé uzavreniny biotitického tufu. Tento má v hyalinnej základnej hmote porfyroklastický plagioklas s lupienkami biotitu. Vedľa toho obsahuje uzavreniny lapily (ca 3×4 mm) andezitu diopsidicko-hyperstenického so základnou panalotriomorfnou hmotou.

Úlomky hornín šedoružovej farby sú najpravdepodobnejšie útržkami starších hornín, ktoré vystupujú v bezprostrednom susedstve vulkanickej činnosti. Na to poukazuje jednak ich sporadické vystupovanie v tufe, jednak minerálne zloženie týchto hornín. Vo výbruse hornina má panalotriomorfne vykryštalizovanú základnú hmotu, zloženú z izometrických zŕn živcov, v ktorej vystupujú porfyrické vyrastlice plagioklasov a biotitu. Tento je silne zatlačovaný magnetitom. Úlomok možno považovať za biotitický andezit.

Geologické a tektonické pomery

Andezity v mapovanom teréne podľa minerálneho zloženia možno v podstate zadeliť do dvoch eruptívnych etáp.

Andezit diopsidicko-hyperstenický a andezit hyperstenický majú sklon k vystupovaniu v smere žíl štiavnického zrudnenia, t. j. JZ—SV, na ktoré je prevažne viazané zrudnenie. Ich výskyt bol zistený podstatne SV od zlomkovej čiary Čertová záhrada-Kováčová-František šachta.

Ostatné andezitové diferenciáty sa vyznačujú tým, že je v nich vždy prítomný biotit buď ako dominujúci minerál medzi tmavými komponentmi, buď len v akcesorickom množstve, potom býva viac lebo menej magmaticky resorbovaný a zatlačený magnetitom. Podľa doterajších výsledkov diferenciácia sa diala smerom od kyslejších typov k bázickejším horninám.

V opísanej časti hornín postupnosť výlevov bola zistená jednak na zá-

klade vzťahu jednotlivých andezitov v zlomovej oblasti Čertová záhrada—Kováčová—František šachta, ktorej smer je JZ—SV a jednak z uloženia tufov, ktoré patria k jednotlivým andezitovým typom. V tejto časti terénu boli identifikované andezity nielen staršej etapy, ale aj všetky opísané andezity mladšej etapy. Tu možno sledovať, že mladší člen vždy prestupuje starší.

Dacit biotiticko-hyperstenický platí predbežne za najstarší diferenciát mladšej etapy neovulkanizmu. Podľa sledu pyroklastika sa dá predpokladať, že dacit biotiticko-hyperstenický bude mať ešte staršieho člena, a to andezit biotitický, ktorý som doteraz v mapovanom území nezistil. Pri mapovacích prácach som zistil len ojedinelé vystupovanie dacitu na mieste, a to pri Rychnavskom rybníku, kde má smer JZ—SV ako andezity staršej etapy. Prevažne som sa stretával s dacitom ako materiálom aglomerátov J a JZ od Sitna a J od Holíka. Z prítomnosti dacitových aglomerátov v okolí mladších efuzívnych andezitových telies možno usúdiť, že dacitové telesá boli mladšou vulkanickou činnosťou rozrušené. Pre tento názor hovorí tiež vystupovanie menších skaliek dacitov medzi Jančovým vrchom a Sitnom. Skalky sú miestami silne rozpukané.

Andezit biotiticko-hyperstenický je v mapovanom území najrozšírenejšou horninou. V severozápadnej časti mapovaného terénu — v zlomovej oblasti dostáva sa na povrch podľa tektonickej línie JZ—SV. Preráža andezit diopsid-augiticko-hyperstenický a andezit hyperstenický a vylieva sa v pokrovoch na výšine západne od Kováčovej a Bukového Hája (758). Južne od Počúvadielskeho jazera buduje všetky skalky, ako Holík, Repisko, Skalky atď. V tejto oblasti pravdepodobne intrudoval do tufov, z ktorých denudáciou bol vypreparovaný, pretože okolité svahy sú z tufov a aglomerátov. Smer puklín, podľa ktorých sa vystupovanie andezitu dialo, je S—J. Bolo by nesprávne predpokladať, že uvedené výskyty patria jednej vulkanickej činnosti. Už odlišný smer puklín naznačuje, že vulkanická činnosť nasledovala za sebou, čo sa čiastočne prejavuje tiež v kolísavom minerálnom zložení asociácie týchto hornín.

Andezit biotiticko-diopsidicko-amfibolicko-hyperstenický bol zistený v oblasti zlomového územia južne od Sitna a západne od Pockhausu (649). V oblasti zlomovej preráža niekoľkými žilami smeru ZS—VJ všetky staršie neovulkanické horniny (ad 4, 3, 2, 1,). Takúto žilu možno typicky sledovať napr. medzi Bukovým hájom (758) a Spitzbergom. V oblasti južne od Sitna a Z Pockhausu môžeme sledovať rad žilných andezitov, ktoré sa vynárajú so zaobleným reliéfom z tufov.

Andezit hyperstén-diopsidicko-biotitický ako najmladší člen tejto oblasti, buduje výšiny (Sitno 1011) Pockhaus (649), ktoré dominujú tomuto kraju. Je tiež zastúpený v zlomovom území, ktoré preráža v dvoch smeroch ZZJ—VVS až Z—V a v druhom smere na predošlé skoro kolmo. Týmito žilami môžeme sledovať znova prerážanie starších

hornín. Tieto najmladšie žily sa zvlášť výrazne prejavujú v teréne. Sú po celej dĺžke vyznačkované prameňmi, ktoré vystupujú v každej depresii na hornej hranici žily proti svahu. Sitno, Pockhaus a iné sú sopúchy vypreparované z tufov, z ktorých vyčnievajú andezitové bralá.

Tufy tufity a aglomeráty zaberajú podstatnú časť z mapovaného terénu. Je pozoruhodné, že sú nápadne ostro ohraničené zlomovou čiarou Čertová záhrada—Kováčová—František šachta od andezitových hornín. Pretože aj najmladšie andezity tejto oblasti sú SZ za zlomovou čiarou takmer bez tufovej pokrývky, na JV tejto sa jednoznačne ponárajú pod tufy. Uvedené pozorovania podporujú názor na existenciu tektonického zlomu, podľa ktorého pokleslo tufové územie a vyzdvihol sa andezitový hrebeň. Ďalej že podľa tohto zlomu opakovali sa pohyby, ktorých následkom bol vznik nových puklín, ako ciest pre mladšiu efuzívnu činnosť. Príklady tektonických zjavov možno pozorovať v menšej miere tiež v oblasti Pockhausu.

Mohutné pokryvy tufov a tufitov v okolí Sitna a Pockhausu nasvedčujú tomu, že mladšia vulkanická etapa bola bohatá najmä na pyroklastický materiál.

Pri nedokonalom vertikálnom odkrytí tufov som zatiaľ bezpečne zistil dve polohy sladkovodných tufitov. Podľa tufitových pozostatkov sladkovodné jazerá boli rozsiahle. Smerom na SV dosahovali až po červenú studňu, severne od Banskej Štiavnice a smerom JZ pokračovali na Počúvadlo aj ďalej.

V mapovacej oblasti nateraz neboli získané také podklady, aby som mohol hovoriť aj o stratigrafickom postavení periód vulkanickej činnosti.

22. III. 1955.

Katedra mineralógie-petrografie,
Fakulta geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Szabó J. 1891: Selmecz környékének geológiai leirása. Budapest.
Szabó — Cseh — Gezell 1887: Selmecz geológiai térképe. Budapest.
Bőckh H. 1901: Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnisse der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Föl. köz. Budapest.
Fiala Fr. 1933: O současném stavu geologického výskumu Slovenského Středohoří. Sborník II. sjezdu čsl. geografů v Bratislavě. Bratislava.
Fiala Fr. 1937: Výskyt treťohorných hlubinných vyvrelín v sev. poli XII. obzoru šachty Zigmund v B. Štiavnici. Sbor. ŠMB. B. Štiavnica.
Hettner J. 1951: Předběžná zpráva o geologických poměrech střední části Štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. VSGÚ. Praha.

РУДОЛЬФ ЛУКАЧ

СООБЩЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ ОКРЕСТНОСТИ СИТНА НА ЮГ ОТ СЕЛ. БАНСКА ШТЯВНИЦА

В результате картографической съемки юго-западного края листа 4662/I лабораторно-петрографически были определены следующие виды неовулканических пород:

1. Андезит диопсид — гиперстеновый,
2. Андезит гиперстеновый,
3. Дацит биотит — гиперстеновый,
4. Андезит биотит — гиперстеновый,
5. Андезит биотит — диопсид — амфибол — гиперстеновый,
6. Андезит гиперстен — диопсид — биотитовый.

По геологическо-петрографическому изучению приведенные неовулканические дифференциаты мною разделены на неовулканические породы старшего вулканического этапа, к которым принадлежат породы приведенные под 1. и 2., и на неовулканические породы младшего вулканического этапа, приведенные под 3., 4., 5. и 6.

Последовательность извержений единичных магматических дифференциатов была определена на основании тектонических зависимостей между единичными вулканическими породами и изучения туфовой кровли на юго-восточном склоне Малого Ситна, которая связана с младшей вулканической деятельностью.

Породы старшего этапа и нижний член младшего этапа (ад 3) вышли вдоль тектонических трещин юго-запад—северо-восточных, направление которых в сущности согласно с направлением орудения банско-штявницких рудных жил. Андезит биотит — гиперстеновый держит направление северо-запад—северо-восточное в северной части исследуемой территории, а в южной части северо-южное направление. Андезит биотит-диопсид-амфибол — гиперстеновый излился вдоль тектонических трещин северо-запад—восточно-южного направления. Младший член андезит гиперстен — диопсид — биотитовый выходит в каналах (Ситно 1011) и Покгаус (649). Особенно на морфологии Ситна очевидно, что утесы вулканического канала были выпрепарированные из туфов, которые его окружают.

Туфы образовывают могучую кровлю в широкой окрестности Ситна, которую можно местами проследить в вертикальном направлении до 400 м. Туфы проложены в меньшей мере двумя слоями туффитов. Следы остатков туффитов на различных местах свидетельствуют о существовании пространного пресноводного озера.

Петрографическим исследованием туфов было установлено, что они петрографически отвечают андезитом младшей вулканической деятельности по приведенной последовательности. Из их петрографического характера вытекает, что младшая вулканическая деятельность была богата пирокластическим материалом. Для стратиграфического определения упомянутых изверженных пород не были найдены данные.

Кафедра минералогическо-петрографическая
Факультета геологическо-географических наук
Университета имени Коменского, Вратислава.

RUDOLF LUKÁČ

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE ERFORSCHUNG DER UMGEBUNG DES SITNO SÜDLICH VON BANSKÁ ŠTIAVNICA

Im Ergebnis der Kartierung des südwestlichen Randgebietes — Blatt 4662/1 wurden durch laboratorische Untersuchungen und auf petrographischem Wege nachstehende Arten neovulkanischer Gesteine festgestellt:

1. Diopsid — Hyperstenandesit,
2. Hyperstenandesit,
3. Biotit — Hyperstendazit,
4. Biotit — Hyperstenandesit,
5. Biotit — Diopsid — Amphibol — Hyperstenandesit,
6. Hypersten — Diopsid — Biotitandesit.

Entsprechend der geologisch-petrographischen Untersuchung unterteilen wir die neovulkanischen Differenziate in neovulkanische Gesteine der alten vulkanischen Etappe, in die wir die unter 1. und 2. angeführten Gesteine einreihen und in neovulkanische Gesteine der jüngeren vulkanischen Etappe. Hierher gehören die unter 3., 4., 5. und 6. angeführten Gesteine.

Die Ergussfolge der einzelnen Magmadifferenziate wurde auf Grund der tektonischen Abhängigkeit zwischen den einzelnen vulkanischen Gesteinen und der Untersuchung der Tuffdecke am südöstlichen Abhang des Berges Malý Sitno festgestellt, der auf eine jüngere vulkanische Tätigkeit verweist.

Die Gesteine der älteren Etappe und das untere Glied der jüngeren Etappe (ad 3.) sind entsprechend den tektonischen Spalten südwestlich - nordöstlich aufgetreten. Diese Streichrichtung stimmt im wesentlichen mit der Streichrichtung der Vererzung der Erzgänge von Banská Štiavnica berein. Biotit — Hyperstenandesit folgt im Nordteil des kartierten Gebietes einer nordwestlich - nordöstlichen, und im südlichen Teil einer nordsüdlichen Streichrichtung. Biotit — Diopsid — Amphibol — Hyperstenandesit hat sich entsprechend den tektonischen Spalten in nordwestlichsüdöstlicher Streichrichtung ergossen. Das jüngste Glied Hypersten — Diopsid — Biotitandesit tritt in den Vulkanschloten (Sitno 1011) und (Pokhaus 649) hervor. Besonders die Morphologie des Sitno lasst erkennen, dass die Schlotfelsen aus den Tuffen auspräpariert wurden, die ihn umgeben.

Tuffe bilden eine mächtige Decke in der weiteren Umgebung des Sitno, die stellenweise in vertikaler Richtung bis zu 400 m verfolgt werden kann. Die Tuffe sind mindestens von zwei Tuffitlagen überschoben. Spuren von Tuffitresten an verschiedenen Orten beweisen die Existenz eines ausgedehnten Süsswassersees.

Durch petrographische Untersuchungen der Tuffe wurde festgestellt, dass sie petrographisch den Andesiten der jüngeren vulkanischen Tätigkeit in der beschriebenen Folge entsprechen. Aus ihrem petrographischen Charakter ist zu entnehmen, dass die jüngere vulkanische Tätigkeit reich an pyroplastischem Material war.

Unterlagen für eine stratigraphische Einteilung der angeführten Eruptivgesteine wurden nicht ermittelt.

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

M. ČAJKOVÁ

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY JUŽNE OD BANSKEJ ŠTIAVNICE

(Ruské a nemecké resumé)

V letných mesiacoch r. 1954 som robila geologicko-petrografický výskum v južnej časti Kremnicko-štiavnického rudohoria.

Skúmajú oblasť na severe ohraničuje vrch Segiňov—dedina Počúvadlo, na východe dedina Počúvadlo—Obecný mlyn—Klastava, na juhu Klastava vrch Michalov—Jabloňovce, na západe cesta Jabloňovce—Dekýš. Územie je sčasti na topografickej sekcii 4662/3 a sčasti na 4661/4. Pretože doteraz v literatúre nebola uvedená oblasť spracovaná, podávam vo forme predbežnej zprávy prehľad o horninách tejto oblasti, o spôsobe ich vystupovania, ako aj ich petrografický charakter.

Terén je budovaný kopcami o miernych svahoch, hlboko rozčlenených jarkami a potôčikmi, ktoré si miestami vyerodovali korytá so zráznymi stenami. Povrchová voda vytvorila tu hodne vetvené rokliny, zvlášť na svahoch budovaných z aglomerátov. Celkove územie sa od severu k juhu znižuje, čo je podmienené pôvodným, mierne uklonenym uložením andezitových prúdov, ktoré sa tiahnu od severu a siahajú ešte ďalej na juh od študovaného územia.

Študované územie je budované neogénnymi vulkanitmi. Sú to sopečné mladotreťohorné horniny s prevahou pyroxenického andezitu, aglomerátov a tufov. V malej miere je zastúpený aj amfibolicko-biotitický andezit a dacit.

Úvodom k rozprave o jednotlivých typoch hornín uvediem ich relatívny stratigrafický sled, ako sa v tejto oblasti javí:

1. amfibolicko-biotitický andezit,
2. a) aglomeráty,
   b) pyroxenický andezit s prevahou sklovitej základnej hmoty,
3. pyroxenický andezit s prevahou porfyrických vyrastlíc,
4. dacit.

Ako najspodnejší člen tejto oblasti je a m f i b o l i c k o - b i o t i t i c k ý a n d e z i t. Na povrch vystupuje len vo veľmi malom rozsahu západne od dediny Počúvadlo.

Je to hornina makroskopicky šedej farby, s porfyrickými vyrastlicami — biotitu (šesťuholníkové lesklé doštičky) amfibolov, ktoré vytvárajú menšie-väčšie stĺpčeky alebo nepresne ohraničené čierne kryštáliky. Zo svetlých súčiastok sú to živce farby kriedovobielej, vzrastu stĺpčekovitého. Základná hmota sa makroskopicky javí drobnokryštalická.

Mikroskopicky. Štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice plagioklasov, určované na symetrickej zóne, zodpovedajú oligoklas-andezínu. Sú idiomorfné, tabuľkovitého rázu, prevažne zdvojčatené podľa karlovarského aj albitového zákona. Z tmavých súčiastok sú to jednak bazaltické amfiboly, silne pleochroické aj všeobecné amfiboly a biotit.

Z akcesórií je hodne zastúpený v drobných stĺpčekoch apatit, v drobných zrniečkach magnetit, jednak v základnej hmote a jednak tvorí obruby tmavých súčiastok ako produkt ich resorpcie.

Na amfibolicko-biotitickom andezite leží mohutný pokrov aglomerátov, aglomerátových tufov a tufitov. Ďalej ich uvádzam pod názvom „aglomeráty", pretože miestami prechádzajú jeden do druhého bez ostrejších hraníc, práve tak ako bez ostrejších hraníc prechádzajú do seba rôzne druhy aglomerátov.

Vytvárajú nie vysoké, mierne zvlnené terénne formy. V zárezoch ciest a potokov vystupujú v podobe kolmých stien (severne od kóty 584), v ktorých trčia útržky, lapily a bomby o veľkosti 2—3 m v priemere, spojené s veľmi tvrdým spojivom. V prípade, že tmeliaci materiál je menej odolný, povrchovou vodou je hodne odnášaný, v dôsledku čoho mierne zvlnené kopčeky sú rozbrázdené vetvenými roklinami. Vo väčšom rozsahu vystupujú v kotline dediny Počúvadlo, Jabloňovce a menej Baďan. V podobe kolmých stien vystupujú JZ od dediny Počúvadlo v zárezе potoka. Na povrch vystupujú aj v hlbších zárezoch ciest.

Všetky pyroklastické súčiastky (úlomky, bomby, lapily, popol): sú autigénneho pôvodu. Určitý podiel zaberajú ostrohranné úlomky šedej a ružovkastej farby, najviac 3 dm veľké, zodpovedajúce amfibolicko-biotitickému andezitu s vyrastlicami tmavých súčiastok a lamelami živcov. Útržky tohto druhu sú hodne drobivé. Značný podiel majú lapily a bomby prevažne čiernej farby, veľmi tvrdé, s jemne zrnitou, miestami až celistvou základnou hmotou. Zodpovedajú pyroxenickému andezitu. V menšom počte sú zastúpené súčiastky sklovitého-smolkového výzoru, čiernej i šedej farby, s viditeľnými vyrastlicami živcov. Ich základná hmota je prevažne sklovitá s kryštálikmi (bez idiomorfného obmedzenia) živcov, hypersténov, bazaltických amfibolov, biotitu, magnetitu, apatitu a zirkónu. Tmel aglomerátov je alebo tuf miestami hodne pestrofarebný s mikroskopicky veľmi ťažko rozoznateľnými úlomkami hornín so silne rozrušenými súčiastkami, spevnenými popolom, alebo sopečný piesok, makroskopicky drobnozrnný, rozpadavý, s lesklými doštičkami živcov, úlomkami tmavých minerálov. Mikroskopicky sú rozoznateľné úlomky živcov a amfibolov, pyroxénov, biotitu, zirkónu a apatitu v izotropnej hmote.

Prevahu v tejto oblasti má vedľa aglomerátov pyroxenický andezit. Čo do geologického vystupovania a makroskopického výzoru horniny môžeme ostro odlíšiť dva typy pyroxenického andezitu:

a) pyroxenický andezit, porfyrický s prevahou základnej hmoty,

b) pyroxenický andezit, porfyrický — drobnokryštalický s prevahou porfyrických vyrastlíc.

Pyroxenický andezit s prevahou základnej hmoty (typ a) buduje vrch Čierno blato (kóta 579) a časť kóty 576. Kým na kóte 579 má charakter masívnejšej erupcie, prechádzajúcej na juh v prúdy (kóty 499, 468, 452, 420, 443), na kóte 576 sa viackrát striedajú prúdy tohto andezitu (2 dm až 1 m silné) s polohami aglomerátov.

Charakteristickým znakom pre tento typ andezitu je jeho odlučnosť. Prudké ochládzanie andezitovej lávy, ktorá sa vylievala v tenkých prúdoch na povrch, spôsobilo husté popraskanie, ktoré zväčšované vonkajšími účinkami ľahšie umožnilo rozpad hornín. V miestach, kde väčšia časť prúdu je vystavená účinkom atmosferílií, rozpadáva sa na ostrohranné kúsky až kocky o veľkosti 1 cm, prípadne sa rozpadáva až na prach. Pri týchto prúdovitých formách sa veľmi často líši farba, a to podľa stupňov navetrania. Pri úplne čerstvej hornine je to farba čierna, pri len málo navetralých horninách tmavošedá aj hnedošedá. Pri veľmi silne navetralých horninách farba je svetlošedá.

Pri čerstvom type horniny sú rozoznateľné sklovité lištičky aj doštičky živcov. Len kde-tu sú slabo pozorovateľné, od základnej hmoty veľmi ťažko odlíšiteľné stĺpčekovité tmavé minerály. Základná hmota sa javí ako celistvá, miestami úplne sklovitá, s lastúrovým lomom.

Mikroskopicky má štruktúru porfyrickú s hyalopilitickou základnou hmotou. Porfyrické svetlé súčiastky sú plagioklasy, prevažne idiomorfné aj kúskovité, bez kryštalického obmedzenia, undulózne zhášajúce. Idiomorfné kryštáliky dosahujú veľkosť až 1 cm. Sú zdvojčatené a mnoho razy zonárne narastené. Podľa zhášania na symetrickej zóne sú identifikované na andezín, labradorit a bytovnit. Medzi tmavými vyrastlicami sú zastúpené kosoštvorcové pyroxény-hyperstény s pozorovateľným pleochroizmom medzi svetlozelenou a svetlohnedou farbou. Z jednoklonných pyroxénov je zastúpený diopsid bez pleochroizmu, slabozelenej farby, s uhlom zhášania 36—40°. Okrem týchto sa vyskytujú ešte pyroxény s uhlom šikmého zhášania od 7—13 až 19°. Výzor týchto kryštálov pri jednom nikole (pleochroizmus, index lomu) je úplne zhodný s kosoštvorcovým. Pri skrížených nikoloch zodpovedajú uhlom zhášania odrode hypersténu-klinohypersténu.

Miestami pyroxény a plagioklasy vystupujú spolu v podobe hniezd, kde sa navzájom obmedzujú. V týchto skupinkách je zastúpený aj magnetit, apatit, zirkón, ktoré vystupujú ako akcesórie.

Základná hmota je tvorená veľkým množstvom mikrolitov jemnými lištičkami živcov, drobnými izometrickými zrniečkami pyroxénov a skla, ktoré miestami vystupujú samostatne ako šmuhy, s prúdovite usporiadanými trichytmi.

Pomer medzi vyrastlicami a základnou hmotou je 1 : 6.

Pyroxenický andezit s prevahou porfyrických vyrastlíc (typ b) leží ako

mocný prúd na aglomerátoch a miestami aj na aglomerátoch striedajúcich sa s pyroxenickým andezitom hore opísaným.

Budovaný je z neho Segiňov vrch (kóta 616), západne od dediny Počúvadlo, vrch Bralá (kóta 571), Kalúšovo (kóta 522), Katkin kostolík (kóta 613), Kolovrátna (kóta 618), Michalov vrch (kóta 568).

Porovnávaním so susednými oblasťami je pokračovaním mohutného prúdu zo severu, kde buduje Sitno, v študovanej oblasti vytvára široké horské chrbty (Kalúšovo), mierne sa znižujúce smerom k juhu a vystupuje aj na západe a východe od študovanej oblasti.

Na rozdiel od predchádzajúceho typu andezitu stretávame sa pri tomto s lavicovitou až doskovitou odlučnosťou. Je silne podmienená geologickým vystupovaním (sopečný prúd) a tuhnutím lávy. Schodkovite usporiadané lavice trčia miestami po celej výške svahu (Segiňov vrch), alebo v najvyšších polohách kopcov (Michalov vrch), Katkin kostolík, vrch Bralá atď.

Makroskopicky tento andezit vyzerá drobnokryštalicky. Je prevažne šedej farby.

Mikroskopicky vykazuje úplne rovnaké minerály ako predchádzajúci typ (typ a) andezíny, labradory, hyperstény, klinohyperstény, diopsidy, magnetit, apatit atď.

Akcesoricky je zastúpený aj olivín, miestami idiomorfne obmedzený, miestami sú len útržky tohto minerálu. Základná hmota pozostáva z jemných, ihličkovitých živcov, drobučkých zrniečok magnetitu, pyroxénov a časť tvorí vulkanické sklo.

Pomer porfyrických vyrastlíc k základnej hmote je 2 : 1.

Medzi porfyrickými vyrastlicami vo väčšom množstve sú zastúpené živce, menej pyroxény.

D a c i t vystupuje v najvyšších polohách kóty 587 (južne od Kolovrátnej), preráža pyroxenickým andezitom a vystupuje v tejto oblasti ako najmladší. Je svetlošedej až šedobielej farby, drobnozrnný, s rozoznateľnými vyrastlicami mliečnobielych živcov, hnedastých kremeňov, tmavých amfibolov a pyroxénov.

Mikroskopicky má štruktúru holokryštalickú, porfyrickú, s drobnozrnitou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice živcov zodpovedajú oligoklas andezínu. Sú dvojčatne lamelované so zonárnou stavbou, hodne popraskané. V značnom množstve je zastúpený korodovaný kremeň, tiež silne popraskaný, o veľkosti až 1 cm.

Z tmavých vyrastlíc je všeobecný amfibol, pleochroický, stĺpcovitého vzrastu, niektorý hodne deravý, iný zase magmatický, resorbovaný, zo zrniečkami magnetitu na okrajoch. Veľmi málo sú zastúpené doštičky tmavej sľudy a kosoštvorcové pyroxény úlomkovitého charakteru.

Základná hmota je drobnokryštalická, pri prevažnom zastúpení kremeňa, v menšom zastúpení živcov, pyroxénov a zrniečok opakného charakteru.

Na základe štúdia týchto hornín a ich porovnávania s horninami v su-

sedných oblastiach, amfibolicko-biotitický andezit patrí k staršej erupčnej fáze. V severnejšej oblasti leží na najstaršom pyroxenickom andezite (na vrchu Paradajs pri Ban. Štiavnici), v študovanej oblasti leží pod aglomerátmi, ktorými začína mladšia fáza erupcie. Celkove vystupuje len vo veľmi malom rozsahu, a to západne od dediny Počúvadlo. Pyroxenický andezit, ktorý leží na aglomerátoch, patrí tiež k mladšej fáze erupcií. Ako je v texte uvádzané, buduje najvyššie kóty tejto oblasti. Je pokračovaním mohutného prúdu, ktorý sa tiahne od severu (kde buduje Sitno) k juhu.

Dacit, ktorý preráža týmto andezitom, hodne sa líši od starších dacitov, ktoré vystupujú v oblasti Ban. Štiavnice (Spitzenberg). Jeho vystupovanie umožňuje ho zadeliť do mladšej fázy erupcií. Odlíšenie spočíva najmä vo väčšom obsahu svetlých súčiastok, najmä kremeňa, a to v porfyrických vyrastliciach, ako aj v základnej hmote. Vystupuje na kóte 587.

Nakoniec uvediem porovnanie hornín tejto oblasti s horninami severnej oblasti, ktorú opisuje Lukáč v tejto tabuľke:

Oblasť severná	Oblasť južná
1. andezit diopsid-hyperstenický	
2. andezit hyperstenický	andezit amfibol.-biotitický
3. dacit biotiticko-hyperstenický	aglomeráty.
4. andezit biotiticko-hyperstenický	
5. andezit biot.-diops.-amfibol.-hyperstenický	
6. andezit hyperst.-diops.-biotitický	andezit pyroxenický
	dacit.

Kým v severnej oblasti vystupujú aj staršie efuzíva (v oblasti južnej tieto len ojedinele), v oblasti južnej sú prevažne mladšie efuzíva. Dacit, ktorý vystupuje v južnej oblasti, je najmladším členom tejto oblasti.

1. III. 1955.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Fiala F. 1933: O současném stavu geologického výskumu Slovenského středohoří. Sborník II. sjezdu Čs. geografov. Bratislava.

Fiala F. 1936: Hlavné formy rozpadu sopečných hornín Slovenského Středohoří. Věda přírodní. Praha.

Fiala F. 1931: Les Montagnes de Cremnica et de Štiavnica. Guide des exkurzion dans les Carpathes occidentales. Praha.

Hettler J. 1951: Predbežná zpráva o geologických pomeroch strednej časti Štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. VSGU.

Szabó J. 1878: Petrographische Studien in der Umgebung von Schemnitz. F. K. Budapest.

МАРИЯ ЧАЙКОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ЮГ ОТ СЕЛ. БАНСКА ШТЯВНИЦА

В области ограниченой на севере селом Почувадло — Сегинева гора, на востоке селом Почувадло — Обецны млын — сел. Кластава, на юге Кластава — сел. Яблоневце, на западе сел. Яблоневце — Сегинева гора, встречаются исключительно верхнетретичные вулканиты, именно: амфибол — биотитовый андезит, агломераты, туфы, пироксеновый андезит, дацит. Преимущественно имеют агломераты, которые лежат на амфибол-биотитовом андезите. Пироксеновый андезит лежит на агломератах а дацит проходит на дневную поверхность пироксеновым андезитом и выходит как самый младший в этой области.

В петрографическом отношении агломераты сложены из различных обломков, бомб, и лапил автогенного характера. Пироксеновый андезит петрографически интересен тем, что содержит два микроскопически и макроскопически резко отличающиеся вида. Один — макроскопически порфировый с цельной основной массой, образовывает потоки чередующиеся по нескольку раз с агломератами. Другой порфировый тип с мелкозернистой основной массой образовывает могучие потоки лежащие на предшествующих типах.

Породы не подвергнуты оруденению, чем они отличаются от более северной области, где выходят более старые породы сильно пропилитизированные.

Кафедра минералогическо-петрографическая
Университета имени Коменского,
Братислава.

MÁRIA ČAJKOVÁ

DIE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE SÜDLICH VON BANSKÁ ŠTIAVNICA

Im Gebiet, das im Norden von der Linie Počúvadlo — Segiňov vrch, im Osten von der Linie Počúvadlo — Obecný mlyn — Klastava, im Süden von der Begrenzung Klastava —Jabloňovce und im Westen vom Strich Jabloňovce—Segiňov vrch umschrieben wird, treten fast ausschliesslich jungtertiäre Vulkanite auf, und zwar: Amphibol — Biotitandesit, Agglomerate, Tuffe, Pyroxenandesit und Dazit. Es überwiegen Agglomerate, die auf dem Amphibol-Biotitandesit aufliegen. Auf den Agglomeraten liegt Pyroxenandesit und Dazit dringt durch den Pyroxenandesit als jüngster jungtertiärer Vulkanit in diesem Gebiet an die Oberfläche.

Petrographisch sind die Agglomerate von verschiedenen Bruchstücken, Bomben und Lapilli authigenen Charakters zusammengesetzt. Pyroxenandesit ist petrographisch dadurch interessant, dass er makroskopisch und mikroskopisch zwei verschiedene Typen aufweist. Einen makroskopisch, porphyrischen Typus mit kompaktem Grundstoff, der Streifen bildet, die einigemale mit Agglomeraten abwechseln. Der zweite porphyrische Typus mit einem feinkörnigen Grundstoff gestaltet mächtige Streifen, die den vorangegangenen Typen aufliegen.

Die Gesteine sind nicht vererzt, wodurch sie sich von dem mehr nördlichen Gebiet unterscheiden, wo stark propylitisierte Gesteine auftreten.

Lehrstuhl für Mineralogie und Petrographie
an der Komenský Universität
in Bratislava

ERNEST KRIST

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY ÚZEMIA MEDZI PRENČOVOM A BELUJOU, JUŽNE OD BANSKEJ ŠTIAVNICE

(Ruské a nemecké resumé)

V letných mesiacoch, júl a august, r. 1954 zúčastnil som sa geologického mapovania v rámci kolektívu prof. dr. Lukáča v Kremnicko-štiavnickom rudohorí. Mal som za úlohu vymapovať a spracovať po stránke geologickej a petrografickej oblasť územia južne od Banskej Štiavnice, na topografickom liste 4662 (3), na J a JV od Sitna. Túto časť územia dosiaľ žiaden autor podrobnejšie po stránke geologickej, ako aj petrografickej nespracoval, a preto chcem v tomto krátkom príspevku podať prehľad predbežných pomerov, ako sa z môjho štúdia javia.

Geologické a petrografické pomery

Územie je budované v prevažnej miere andezitmi, ktoré prislúchajú k mladším výlevom, na rozdiel od územia v okolí Banskej Štiavnice. Staršie andezity budujú len úzky pruh, a to medzi Belujou a kótou 403 (Zlatý vrch), ktorého generálny smer je S—J a je jediným miestom v mapovanom území, kde sa na tu vystupujúcich andezitových horninách prejavuje intenzívna propylitizačná premena, ktorá dosahuje stupeň značného prekremenenia a až slabšej impregnácie sulfidom FeS_2.

Andezity ako celok zaberajú len menšiu časť územia, miestami vystupujú ako menšie samostatné výlevy miestne, ako je to napr. v oblasti doliny Dedevo potoka, ďalej v oblasti východne od Kincelovho vrchu (450) a Beluje a tiež na ľavej strane Štiavnického potoka južne od kóty 369 v nižších polohách. V oblasti Hlavy (621), Količného vrchu (523) a inde vystupujú len menšie pokrovy, kde andezity nadobúdajú doskovitú odlučnosť.

Pri andezitoch sa dajú sledovať makroskopicky tieto rozdiely:

Nie vždy jeden a ten istý druh andezitu sa vyznačoval rovnakou veľkosťou porfyrického vývoja najmä pri živcoch a rovnakým množstvom porfyrických vyrastlíc k množstvu základnej hmoty.

V podstate boli rozlíšené tieto typy andezitov:

1. augit-andezit,
2. amfibolicko-biotitické andezity (± pyroxén),
3. aglomeráty a tufy,
4. a) augit-amfibol-biotit andezit šedý,
   b) augit-hyperstén andezit šedý hrubozrnného vývoja,
   c) augit-hyperstén-biotit (± amfibol) andezit (tmavošedej až čiernej farby),
   d) augit-hyperstén-amfibol (± biotit) andezit (červenkastej farby).

Andezity uvedené pod č. 4 a, b, c, d prislúchajú jednému vulkanickému cyklu, pri ktorom došlo k čiastočnej diferenciácii v mineralogickom zložení efuzív.

Relatívne stratigrafické postavenie andezitov nie je možné zatiaľ definitívne ustáliť, a to pre nedostatok odkryvov. Domnievam sa však na základe porovnávania intenzity hydrotermálnych premien, ktoré postihli niektoré efuzíva, že sled efuzív bol asi takýto:

Ako najstarší v tomto teréne je:

1. augit-andezit, ktorý sa vyznačuje vyšším stupňom propylitizácie (značné prekremenenie a až slabšia impregnácia pyritom).

Ďalej nasledujú:

2. amfibol-biotitický andezit (±pyroxén), postihnutý nižším stupňom propylitizácie (nízko termálny SiO_2 — chalcedón),

3. komplex andezitických aglomerátov a tufov,

4. mladšie pyroxén-amfibol-biotitické efuzíva, uvedené pod č. 4 a, b, c, d.

Propylitizované pyroxenické andezity v propylitizovanom pásme, ktorého generálny smer je S—J, patria k najstarším výlevom v spracovávanom území. Makroskopicky ide o horniny zelenkastých farieb, niekedy so znateľným, ešte porfyrickým vývojom, inokedy tento je premenou úplne zotretý. Propylitizácia bola niekedy sprevádzaná tiež dosť silným prekremenením a väčšou alebo menšou kaolinizáciou. Slabá rudná impregnácia sa dá makroskopicky pozorovať najmä v prekremenených andezitoch. Ide o impregnáciu sulfidom FeS_2 (pyrit). Pod silne prekremenené pásmo severozápadne od kóty 403 (Zlatý vrch), asi 250—300 m bola razená štôlňa (dnes už neprístupná) smerom k západu. Ináč propylitizačnú premenu môžeme pozorovať jedine v odkryvoch, ktoré sa tu nachádzajú. Na samotnom povrchu ľahko ubieha pozornosti, pretože tento je pokrytý lúkami a poliami. Jej jediným prejavom na týchto miestach sú malé kaolinizované a silno prekremenené kúsky hornín, ktoré sa dostávajú na povrch vyorávaním.

V ďalšej časti podám v krátkosti petrografickú charakteristiku jednotlivých typov andezitov, usporiadaných podľa ich predpokladanej postupnosti.

1. Augit-andezit

S týmto druhom andezitov sa stretávame severovýchodne a východne od Beluje. Ide o horniny svetlozelenkastej farby, značne prekremenené. Vplyvom propylitizačnej premeny býva pri nich niekedy porfyrická štruktúra makroskopicky dosť nezreteľná a keď je vyvinutá, potom je charakterizovaná jedine skelne lesknúcimi sa porfyrickými vyrastlicami plagioklasov. Tmavé súčiastky makroskopicky nie sú určiteľné a možno skonštatovať len slabú impregnáciu sulfidom FeS_2 (pyrit).

Mikroskopicky horniny majú porfyrickú štruktúru, niekedy so základnou hmotou dosť jemne holokryštalicky vyvinutou, ktorá pri značnejšom množstve obsahu plagioklasov vplyvom hydrotermálnych roztokov bola kaolinizovaná.

Z pôvodných podstatných súčiastok, ktoré sa zúčastnili na zložení horniny a pomerne len menej často podliehali kaolinizácii, sú porfyrické vyrastlice plagioklasov, na ktorých niekedy pozorujeme aj silnejšie rozpukanie pod vplyvom tlakových účinkov, ktoré sa odohrávajú pred utuhnutím andezitu.

Z uzavrenín v živcoch vystupuje apatit. Pri uplatnení kaolizačného procesu pri plagioklasových vyrastliciach môžeme pozorovať zároveň tiež akési vtláčanie sa uralitických jedincov do živcovej, kaolinizáciou porušenej hmoty. Plagioklasy podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú andezínu až kyslému labradoritu.

Ďalšia podstatná súčiastka, zachovaná vo veľmi malých a ojedinele sa vyskytujúcich reliktoch, je pyroxén. Podľa ešte možného namerania zhášal šikmo (c/γ 50°—51°). Farby je svetlozelenkastej, bez pleochroizmu. Svojimi optickými vlastnosťami poukazuje na augit. Podliehal uralitizácii, pričom sa tvoril jemne ihličkovitý, vláknitý amfibol-uralit, ktorý sa svojimi optickými vlastnosťami blíži aktinolitu, inokedy skôr všeobecnému amfibolu a v dôsledku toho pozorujeme pri ňom slabší pleochroizmus v zelenkastých farbách. O tom, či mimo neho boli zastúpené aj kosoštvorcové pyroxény, niet žiadnych náznakov.

Akcesórie sú zastúpené apatitom, ktorý obyčajne vytvára stĺpčeky, zriedkavejšie nepravidelnejšie zrniečka, uzatvárané v živcoch.

Z druhotných minerálov boli pozorované tieto: kremeň, pyrit, uralit, kaolinit, kalcit, chlorit.

Obdobný typ andezitu vystupuje v lome severozápadne od kóty 377 asi 300 m vo svahu blízko potoka. Vyznačuje sa svetlozelenou farbou a má porfyrický vývoj. Tmavé súčiastky sú chloritizované.

Mikroskopicky sa vyznačuje porfyrickou štruktúrou. V základnej hmote, v ktorej je prítomné aj sklo, nachádza sa hojne rozptýlený chlorit, vznikajúci z tmavých súčiastok. Tento andezit sa od predchádzajúceho líši tým, že plagioklasy podliehajú značnej karbonitizácii, naproti tomu uralitizácia pyroxénu prebiehala len v pomerne malom meradle.

Mikroskopicky hornina prejavuje slabšie impregnácie sulfidom FeS_2 (pyritom). Celkove mineralogické zloženie je obdobné už opisovanému andezitu.

2. Amfibol — biotitické andezity

Tento typ andezitov, vystupujúcich v oblasti kóty 403 (Zlatý vrch), je alebo posledný eruptívny člen predchádzajúcej vulkanickej fázy, alebo prislúcha ďalšej vulkanickej fáze. Tento svoj názor opieram o prítomnosť biotitu, ktorý som v predchádzajúcom type nezistil.

Makroskopicky nepozorujeme žiadne rudné impregnácie a stupeň hydrotermálnych premien je charakterizovaný nízkotermálnym SiO_2 (chalcedón) znečistený limonitom. Andezity sú farby šedohnedej, s nádychom do ze-

lenkasta, s dosť hrubozrnným porfyrickým vývojom. Makroskopická identifikácia tmavých súčiastok je ťažká, pretože podľahli premene.

Po stránke mikroskopickej horniny sa vyznačujú porfyrickou štruktúrou, s vitrofyrickým vývojom základnej hmoty. K hlavným súčiastkam, ktoré možno ešte mikroskopicky určiť, patria plagioklasy, amfibol, biotit (—pyroxén). Plagioklasy z podstatných súčiastok sú najlepšie zachované a len veľmi zriedka podliehali kaolinizácii. Tvoria idiomorfné, prípadne hypidiomorfné porfyrické vyrastlice, zonárnej stavby, zrastajúc najčastejšie podľa albitového, menej podľa periklínového zákona. Podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú andezínu až labradoritu.

Amfibol ako druhá podstatná súčiastka týchto andezitov zodpovedá čadičovému amfibolu s malým uhlom šikmého zhášania a so silným pleochronizmom v hnedých farbách. Máva idiomorfný až hypidiomorfný vývoj. Pri niektorých jedincoch amfibolu badať zmenu pleochroických farieb α = svetložltá, β = zelená, γ = špinavozelená.

Ďalšou podstatnou súčiastkou je biotit, ktorý niekedy tvorí veľké, idiomorfne omedzené pseudohexagonálne jedince bez pleochroizmu.

Akcesorické minerály sú zastúpené apatitom a zirkónom. V iných vzorkách tohto typu andezitov bol prítomný magnetit a pseudobrookit (podľa doterajšieho určenia Čajkovej).

K sekundárnym súčiastkam patrí limonit, vznikajúci rozkladom pyritu a magnetitu, kremeň a chlorit.

3. Aglomeráty a tufy

Zaberajú dosť značnú časť mapovaného územia. Tufy zaberajú najmä nižšie položené miesta a smerom vertikálnym môžeme pozorovať ich prechod do aglomerátov. Po nich nasledovali výlevy mladších andezitových hornín.

4. Štvrtá skupina andezitov, rozvedená vyššie pod č. 4 a, b, c, d, javí veľkú variabilitu v mineralogickom zložení efuzív. Tieto andezity vystupujú v oblasti doliny potoka Dedevo, budujúc priľahlé západné svahy a hrebene Na Brezinách. Vyznačujú sa šedou, tmavošedou farbou, s prechodom do šedočervenej až červenej, ako to bolo pozorované smerom po hrebeni na kótu 579. Vyznačujú sa pomerne hrubozrnným alebo strednozrnným porfyrickým vývojom a makroskopicky celistvou základnou hmotou. Živce majú charakter mliečnobielej farby.

Po stránke mineralogického zloženia sú andezity, líšiace sa makroskopicky farbou, rovnaké, a to najmä čo do prítomnosti tmavých súčiastok. Ich ďalšia spoločná vlastnosť je, že sa vyznačujú prevahou plagioklasov nad tmavými súčiastkami.

a) Augit-amfibol-biotit andezit. Horniny tohto typu majú šedú farbu, jasne porfyrický vývoj, s dobre rozoznateľnými porfyrickými vyrastlicami plagioklasu, pyroxénov, biotitu a amfibolu. Základná hmota je makroskopicky celistvá.

Makroskopicky majú porfyrickú štruktúru. Základná hmota je vitrofyrická, ihličkovitél o až pilotaxitického vývoja. K hlavným súčiastkam patria plagioklasy, augit, čadičový amfibol, biotit. Akcesoricky pristupujú apatit, magnetit, hyperstén. Z druhotných súčiastok bol pozorovaný limonit, kaolinit, sagenit.

Plagioklasy sú zachované, zonárne, o veľkosti 3 mm, X 1,5 mm. Vývoj majú idiomorfný. Podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú andezínu až labradoritu.

Augit, pristupujúci ako ďalšia podstatná súčiastka, býva vyvinutý idiohypidiomorfne, je svetlozelenkastej farby, bez pleochroizmu. Zhášal na (c/γ do 54°). Na spodovej ploche sa vyznačoval dvojčatným zrastom podľa (100).

Čadičový amfibol, vyznačujúci sa silným pleochroizmom v hnedých farbách s málo šikmým zhášaním, tvorí pomerne veľmi často idiomorfne vyvinuté kryštáliky s reakčným magnetitovým lemom.

Biotit máva hypidiomorfný vývoj. Jeho idiomorfný vývoj pozorujeme len podľa spodovej plochy. Niekedy býva vyvinutý vo fliačkovitej forme. Veľkosť biotitových jedincov sa pohybuje od niekoľko málo milimetrov až do 3 mm (niekedy aj viac). Od okrajov býva resorbovaný.

Z akcesorických minerálov apatit tvorí najčastejšie stĺpčekovité kryštáliky uzatvorené v živcoch. Ojedinele pristupuje kosoštvorcový pyroxén-hyperstén v rôzne veľkých jedincoch. Magnetit je roztrúsený väčšinou v základnej hmote a od okrajov býva limonitizovaný.

b) Augit-hyperstén andezit. Hornina je šedej farby, silne porfyrického hrubozrnného vývoja, s prevahou plagioklasov nad tmavými súčiastkami. Pyroxény makroskopicky majú charakteristický tvar krátkych a tlstých stĺpčekov. Plagioklasy sú mliečnobielej farby, bez svojho typického lesku.

Štruktúra horniny je porfyrická, s vitrofyrickým vývojom základnej hmoty.

K podstatným súčiastkam patria plagioklasy, vždy idiomorfne alebo hypidiomorfne vyvinuté, albiticky lamelované, zonárnej stavby. Podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú andezínu až kyslému labradoritu.

Pyroxény sú zastúpené augitom a kosoštvorcovým hypersténom. Okrem optických rozdielov pozorujeme medzi nimi rozdiel aj vo vývoji. Hyperstén býva vyvinutý častejšie vo väčších idiomorfných jedincoch, kým augit je väčšinou hypidiomorfného, až alotriomorfného vývoja, a to najmä v kryštalizačných zhlukoch, s ktorými sa v hornine stretávame.

Z akcesórií býva prítomný magnetit, jednak v základnej hmote a ako uzavrenina v hypersténe. Ďalej pristupuje apatit v idiomorfných stĺpčekoch, ktoré sa nachádzajú uzatvorené v živcoch. Ojedinele pristupuje tiež pseudobrookit.

Z druhotných minerálov pristupuje limonit a zriedka pozorujeme kaolinit.

c) Augit-hyperstén-biotit (± amfibol) andezit. Andezity tohto typu sú farby tmavošedej, s nádychom do čierna. Makroskopicky pozorujeme, ako pri predchádzajúcich typoch, prevahu plagioklasov nad tmavými súčiastkami.

Mikroskopicky má porfyrickú štruktúru. Vitrofyrická základná hmota má ihličkovitý vývoj.

K hlavným súčiastkam patria plagioklasy, augit, hyperstén, biotit, ku ktorým niekedy pristupuje aj amfibol. Plagioklasy bývajú niekedy viac, inokedy menej kaolinizované a podľa zhášania zodpovedajú andezínu až labradoritu. Pri zonárne stavaných jadro býva bázickejšie.

Pyroxény sú zastúpené jednoklonným augitom a kosoštvorcovým hypersténom a bývajú vyvinuté v porfyrických vyrastliciach veľkých od 0,08 mm do 2,6 mm. Ich vývoj býva idiomorfný a hypidiomorfný. Augit zhášal na (c/γ do 56°).

Biotit ako ďalší podstatný minerál bol pozorovaný viac vo vývoji fliačkovitom, ako vo vývoji lupienkov, predĺžených podľa vertikály alebo spodovej plochy.

Amfibol pristupuje ojedinele (ako čadičový amfibol).

Akcesórie majú zastúpenie magnetitom, prítomným jednak v základnej hmote, jednak býva uzatvorený v pyroxénoch. Tvorí idiomorfné, až nepravidelne vyvinuté zrniečka. Ďalej pristupuje apatit ako uzatvorenina v živcoch.

Z druhotných minerálov boli pozorované limonit a kaolinit.

a) Augit-hyperstén-amfibol (± biotit) andezit. Horniny majú porfyrický vývoj, červenkastú farbu. Makroskopicky v nich pozorujeme bázické uzatvoreniny.

Mikroskopicky majú porfyrickú štruktúru s vitrofyrickou základnou hmotou.

K podstatným minerálom patria plagioklasy zonárnej stavby, podľa zhášania zodpovedajú andezínu až labradoritu, pričom zonárne stavané jedince majú bázickejšie jadro. Ako ďalšie podstatné minerály, pristupujúce k plagioklasom, sú pyroxény, a to jednoklonné, zastúpené augitom, menej diopsidickým augitom a kosoštvorcové, zastúpené hypersténom. Jednoklonné pyroxén-augit a diopsidický augit bývajú svetlozelené a bez pleochroizmu, odlišujúc sa od seba jedine svojím zhášaním. Pri augite bolo namerané zhášanie na (c/γ do 56°, pri diopsidickom augite do 47°). Niekedy možno pozorovať, že augity majú oproti hypersténu aj alotriomorfné obmedzenie. Hyperstén sa vyznačoval pleochroizmom pre α = svetlozelený, γ = ružovkastý. Amfibol je zastúpený čadičovým amfibolom, ktorý oproti pyroxénom má menšie zastúpenie.

Biotit pristupuje ojedinele, alebo celkom chýba.

Akcesoricky pristupujú magnetit, apatit, nepatrne pseudobrookit. Z druhotných súčiastok bol pozorovaný limonit.

Na záver pre tu opisované andezity chcem sa ešte zmieniť o fliačkovite

vyvinutom biotite, s ktorým sa stretávame pri vyššie opisovaných efuzívach. Jeho výskyt si môžeme vysvetliť tým, že kryštalizácia na svojom začiatku pokračovala v suchých podmienkach a dala vznik pyroxénom a živcom. V ďalších štádiách, pri ktorých dochádzalo k pohybom lávy, došlo k roztrhaniu porfyrických vyrastlíc, pričom kryštalizácia pokračovala. V láve sa nachádzal ešte dostatok zložky Mg a najmä sa zvyšovala koncentrácia OH, v dôsledku čoho začal vznikať biotit, a to v posledných kryštalizačných fázach, čo dosvedčuje jeho xenomorfný vývoj, a preto vypĺňa pukliny v živcoch a pyroxénoch. Ďalej však jeho samostatná tvorba sa diala nielen pasívne, ale pri pyroxénoch, ktoré svojím chemickým zložením mohli dodávať chemické látky pre intenzívnejší vývoj biotitu, diala sa tu aktívne tým, že najmä rozdrvenejšie časti pyroxénov boli resorbované a vytvorili sa širšie reakčné lemy biotitu. Svojimi optickými vlastnosťami tu opisovaný biotit poukazuje na nízkotemperatúrny vznik. Tento úkaz môžeme pekne sledovať mikroskopicky vo vzorke vzatej severozápadne od kóty 519 asi 500 m.

Opisované typy jednotlivých andezitových efuzív, ktoré sa v spracovávanom území vyskytujú a vystupujú ako menšie miestne výlevy alebo pokrovy, majú smer SSV—JJZ, a to augit-andezity propylitizovaného pásma, kým najmladšie andezity, opisované pod č. 4 a, b, c, d, zachovávajú generálny smer SSZ—JJV až S—J.

5. III. 1955.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

ЭРНЕСТ КРИСТ

ГЕОГРАФИЧЕСКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ МЕЖДУ СЕЛ. ПРЕНЧОВ И БЕЛУЯ, НА ЮГ ОТ СЕЛ. БАНСКА ШТЯВНИЦА

Территория образована преимущественно андезитами принадлежащими к более молодым извержениям, в отличии от территории в окрестности сел. Банска Штявница. Более древние андезиты образовывают лишь узкую полосу между сел. Белуя и высотой 403 (Златы врх), генеральное направление которой северо-южное и которая является единственным местом исследуемой территории, на котором, на здесь выходящих андезитовых породах, проявляет себя пропилитизационное изменение достигающее степени значительного окремнения вплоть до слабо выраженной минерализации сульфидом FeS_2 (пирит). Как целое андезиты занимают только меньшую часть территории, местами выходя как небольшие самостоятельные извержения, как, например, в области долины потока Дедево, потом в области Кинцеловой горы (450) и Белуе и также на левой стороне Штявницкого потока на юг от высоты 369, в более низких местностях. В области Глава (621), Количной горы (523) и в иных местах выходят только небольшие покровы, в которых андезиты образовывают плитообразные отдельности.

В основном были определены следующие типы андезитов:

1. Авгит — андезит.
2. Амфибол-биотитовые андезиты (± пироксен).

3. Агломераты и туфы.
4. а) Авгит — амфибол — биотит андезит серый.
б) Авгит — гиперстен андезит серый, грубозернистого развития.
в) Авгит — гиперстен — биотит (± амфибол [андезит] темносерой вплоть до черной краски).
г) Авгит — гиперстен — амфибол (± биотит [андезит] красноватой краски).

Андезиты приведенные под № 4. а), б), в), г), принадлежат одному вулканическому циклу, в течении которого произошла частичная дифференциация минералогического состава изверженных пород.

Относительное стратиграфическое положение андезитов пока невозможно дефинитивно определить из-за недостатка выемок. Но на основании сравнения интенсивности гидротермальных изменений, которые произошли в некоторых излившихся породах, я предполагаю, что последовательность излившихся пород была следующая:

Самым древним в этой области является:

1. Авгит андезит, характерный высшей степенью пропилитизации (значительное окремнение и лишь слабая импрегнация пиритом).

Дальше следуют:

2. Амфибол — биотитовый андезит (± пироксен), подвергнутый низшей степени пропилитизации (низкотермальный SiO_2 — хальцедон).
3. Комплекс андезитовых агломератов и туфов.
4. Младшие пироксен-амфибол-биотитовые излившиеся породы, приведенные под № 4. а), б), в), г). Авгит андезиты пропилитизированной зоны имеют направление северо-северо-восток—юго-юго-запад. Самые младшие андезиты описуемые под № 4. а), б), в), г), сохраняют генеральное направление ССЗ-ЮЮВ и С-Ю.

Кафедра минералогическо-петрографическая
Факультета геологическо-географических наук,
УК, Братислава.

ERNEST KRIST

ÜBER DIE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE ZWISCHEN DEM PRENČOV — BELUJ — GEBIET SÜDLICH VON BANSKÁ ŠTIAVNICA

Das Gebiet wird überwiegend von Andesiten aufgebaut, die zu den jüngeren Ergüssen gehören, zum Unterschied von dem Gebiet in der Umgebung von Banská Štiavnica. Ältere Andesite bauen nur einen engen Streifen zwischen Beluj und der Kote 403 (Zlatý vrch), dessen allgemeine Streichrichtung eine nordsüdliche ist und der den einzigen Ort auf dem kartierten Gebiet vorstellt, wo sich auf den hier hervortretenden Andesitgesteinen eine intensive Propylitisierungsumwandlung bemerkbar macht. Diese erreicht eine beachtliche Verquarzung und eine geringere Imprägnation mit Pyrit. Andesite als Gesamtheit nehmen nur einen geringeren Teil des Gebietes ein, teilweise treten sie als geringere selbständige Ergüsse lokal auf. Zum Beispiel im Gebiet des Tales des Dedevo potok, ferner im Gebiet des Kincelov vrch (450) und im Beluj-Abschnitt, sowie auf der linken Seite des Štiavnický potok südlich der Kote 369 in weniger niedrigen Lagen. Im Hlava (621) — Količný vrch (523) — Gebiet und anderswo kommen nur einige kleinere Decken vor, wo die Andesite eine brettartige Abgeschiedenheit annehmen.

In wesentlichen wurden nachstehende Andesittypen unterschieden:

1) Augitandesit
2) Amphibol —— Biotit — Andesite (±Pyroxen)
3) Agglomerate und Tuffe
4) a. Grauer Augit — Amphibol — Biotitandesit
   b. Grauer Augit — Hyperstenandesit von grobkörniger Entwicklung
   c. Augit — Hypersten — Biotit (±Amphibol) Andesit (von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe)

d. Augit — Hypersten — Amphibol (±Biotit) Andesit (von rötlicher Farbe).

Die unter Zahl 4) a., b., c., d. angeführten Andesite gehören einem vulkanischen Zyklus an, bei dem es zu einer teilweisen Differenzierung in der mineralogischen Zusammensetzung der Effusivgesteine gekommen ist.

Die relative stratigraphische Stellung der Andesite mit schliesslicher Gültigkeit festzustellen, ist vorderhand wegen der fehleden Aufschlüsse nicht möglich. Auf Grund eines Vergleiches der Intensität der hydrothermalen Veränderungen, von denen einige Effusivgesteine betroffen wurden, nehme ich aber an, dass die Folge der Effusivgesteine etwa die nachstehende gewesen ist:

Das höchste Alter in diesem Terrain hat der

1) Augitandesit, den eine höhere Propylitisierungsstufe (eine beachtliche Verquarzung und eine geringere Pyritimprägnation) kennzeichnen.

Sodann folgen:

2) Amphibol — Biotitandesit (±Pyroxen), der von einer geringeren Propylitisierungsstufe (niederthermaler SiO_2 — Chalzedon) charakterisiert ist.

3) Ein Komplex von Andesitagglomeraten und Tuffen.

4) Jüngere Pyroxen — Amphibol — Biotiteffusivgesteine, die unter Zahl 4) a. b. c. und d. angeführt sind.

Die Augitandesite der propylitisierten Zone verlaufen in nordnordöstlicher- südsüdwestlicher Streichrichtung.

Die jüngsten Andesite unter Zahl 4. ab., b., c., d. behalten im allgemeinen die nordnordwestliche-südsüdöstliche bis nordsüdliche Richtung bei.

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

BARTOLOMEJ LEŠKO

CENTRÁLNO-KARPATSKÝ PALEOGÉN SEVERNE A SEVEROVÝCHODNE OD PREŠOVA

(Ruské a nemecké resumé)

Široké územie na juh a juhozápad od vnútorného bradlového pásma v prešovskej oblasti z väčšej časti náleží centrálno-karpatskému paleogénu. Novými geologickými prácami bol v ňom zistený okrem flyšového vývoja stredného a vrchného eocénu tiež oligocén vo vývoji drobnozrnnej molasy.

Stredný eocén sa vyznačuje flyšovým vývojom a transgresiou vrchného lutétu na kriedové útvary vnútorného bradlového pásma a na rozličné členy mezozoika subtatranskej jednotky v okolí Pavloviec. Má všetky faciálne znaky centrálno-karpatského alebo podhôľneho flyša západných aj východných Karpát na Slovensku.

V úseku Hanušovce—Chmeľov na báze stredného oceánu sú vyvinuté zlepencové polohy aj vyše 10 m hrubé, súľovského typu. Severozápadne od Hanušoviec vytvárajú morfologicky nápadné skalky. Nad bazálnymi zlepencovými polohami v tomto úseku sú flyšové pieskovcovo-bridličnaté polohy so silne vápnitými drobnozrnnými pieskovcami modrej farby a drobnozrnnejšími varietami súľovských zlepencov v striedaní s modrými slienitými bridlicami.

Niekoľko desiatok metrov v nadloží súľovských zlepencov vo flyšovom, bridličnato-pieskovcovom prostredí v priestore Bystré—Hanušovce—Čeľovce v strednom eocéne sú vyvinuté 10—15 m hrubé polohy slienitých bridlíc pestrých farieb červenej, zelenej a žltej.

Juhozápadne od Hanušoviec v oblasti mezozoických útvarov subtatrika je stredný eocén podobne zlepencovo-pieskovcový s polohami zlepencov vyše 10 m hrubých. Valúnikový materiál je tu o veľkosti 2 × 2 až 10 × 20 cm z mezozoických hornín, avšak značné zastúpenie má tiež kremeň a kremence. Nad zlepencami je vyvinuté normálne flyšové, bridličnato-pieskovcové súvrstvie.

Západne od Chmeľova smerom k oblasti Tŕnia má stredný eocén na báze vyvinutú sotva 2—4 m hrubú polohu brekciovitého zlepenca, takže transgresia stredného eocénu začína flyšovými polohami bridličnato-pieskovcovými. Hrúbku stredného eocénu na tomto území odhadujem o mocnosti 200—300 m.

Vrchný eocén sa vyznačuje pomerne bohatším zastúpením a vývojom bridlíc oproti flyšovému, bridličnato-pieskovcovému strednému eocénu. Slienité a slienitoílovité bridlice tvoria polohy hrubé 1—3 m s lavicami drobnozrnných slienitých a sľudnatých pieskovcov, striedajúcich sa v polohách bridlíc na väčšiu vzdialenosť. Celkovú mocnosť vrchného eocénu odhadujem na 100—200 m. V niekoľkých jeho horizontoch nachádzame v súvrství impregnácie mangánových rúd.

Oligocén. Nad flyšovým vývojom centrálno-karpatského eocénu v širšom okolí na sever a severovýchod od Prešova máme vyvinutý oligocén. Tektonicky tvorí brachysynklinálne jadro širokého synklinálneho pruhu, juhozápadne od vnútorného bradlového pásma medzi Záhradným a Podlipníkmi. Vyznačuje sa neflyšovým jemnozrno-molassovým vývojom s ílovitými slienitými a slienito-piesočnými vrstvami.

Vývoj oligocénu v uhľonosnom súvrství severovýchodne od Nemcoviec poznali už Schnabel (1930) a Čechovič (1950) na základe výskytu makrofauny, ktorú obaja autori kládli do vrchného oligocénu. Nebola im však známa tektonická príslušnosť oligocénnych vrstiev. Podobne Kantorová (1955) ako oligocén stanovila podložie spodného miocénu na okolí Solivaru pri Prešove.

Litologicko-petrografická hranica medzi flyšovým eocénom a ílovito-slienitým a piesočným oligocénom je značne kontrastná. *V spodných polohách* oligocénu sú vyvinuté šedomodré slienité íly a sliene s jemnozrnnými piesčitými vložkami a pieskovcami v polohách bridlíc, často so šmuhovitou sedimentáciou. *Stredné polohy* oligocénu sa vyznačujú vývojom pestrých tmavočervených a zelenomodrých jemnopiesčitých a muskovitických íl ov vo vložkách hrubých 10—30 cm alebo aj v polohách hrubých až 3 m. Vyššie a *vrchné časti* oligocénu sú značne detritické oproti polohám nižším, s vývojom slienito-ílovitých, jemnozrnných, sľudnatých, málo spevnených a drobivo rozpadavých, za čerstva modrých pieskovcov. Pieskovce tvoria niekoľko desiatok m hrubé polohy. V ich striedaní na väčšiu vzdialenosť sa objavujú 20—40 cm hrubé lavice zlepencov s valúnikmi rozličných hornín a vložky slienito-ílovitých bridlíc 2—10 cm hrubé.

Ako z litologicko-petrografického opisu súvrstvia vyplýva, oligocén je faciálne nápadne odlišný od flyšového vývoja eocénu. Príčinou jeho faciálneho charakteru sú paleogeografické pomery a podmienky u nás v oligocéne.

Po flyšovej diastrofickej sedimentácii eocénu dochádza na našom území k výraznému splytčeniu flyšového mora, ktoré trvalo po celú dobu oligocénu s obdobnými väčšími alebo menšími batymetrickými výkyvmi. Dôkazom toho sú striedajúce sa polohy súvrstvia s plytkovodnou a brakickou mikroformou a makrofaunou v niekoľkých horizontoch. Podobne vznik a vývoj uhľonosného súvrstvia v spodných oligocénnych polohách svedčí o brakickom a pobrežnom morskom pro-

stredí v teplej klíme. Vrchné časti oligocénu piesčito-pieskovcové sú takmer úplne bez fosílií a poukazujú na regresívny charakter brakického oligocénneho mora.

Tektonický ráz eocénu a oligocénu určili pooligocénne horotvorné pochody. Oligocén je zvrásnený v tej samej intenzite ako jeho podložný flyšový eocén, len s tým rozdielom, že oligocén ako neflyšový menej plastický komplex je viac postihnutý priečnymi aj pozdĺžnymi zlomovými poruchami.

Styk jemnomolasového oligocénneho súvrstvia s flyšovým, bridličnato-pieskovcovým eocénom je normálny, konkordantne-sedimentárny, niekde na rozhraní dvoch litologicko-faciálnych komplexov porušený intenzívnejším vrásnením. Hrúbka oligocénneho súvrstvia na našom území je asi 400—600 m.

13. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. Geol. sborník I. Bratislava.

Hanzlíková E., 1955: Mikrobiostratigrafické zhodnocení některých vzorků z východního Slovenska. (Rukopis). Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kantorová V., 1955: Mikrostratigrafický výskum podložia prešovskej solinosnej formácie. (Rukopis). Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kantorová V., 1955: Mikrostratigrafia podtatranského paleogénu. (Rukopis). Archív GÚDŠ, Bratislava.

Schnabel Ed., 1930: Geologické dobrozdání o hnědouhelných ložiskách Šarišské banícké společnosti u Prešova na Slovensku. (Rukopis). Archív GÚDŠ, Bratislava.

ВАРФАЛОМЕЙ ЛЕШКО

ЦЕНТРАЛЬНО КАРПАТСКИЙ ПАЛЕОГЕН НА СЕВЕР И СЕВЕРО-ВОСТОК ОТ ПРЯШЕВА

Центрально карпатский палеоген на север и северо-восток от Пряшева характерен, подобно как и в остальных синклинальных зонах Карпат, флишевым развитием среднего и верхнего эоцена и также развитием олигоцена, наличие которого было у нас в первый раз на этой территории доказано.

Средний эоцен трансгредирует верхним лютетом и характерен наличием конгломератов сулевского типа на своей базе. Более верхние слои среднего эоцена, эоцен верхний, имеют все аналогии флишевого песчаник-сланцеватого развития в Западных Карпатах, с мергелевыми и сильно известняковыми синими мелкозернистыми песчаниками и мергелево-глинистыми синесерыми сланцами.

В среднеэоценовых сланцеватых слоях, в участке Ганушовце—Хмелев, приблизительно 100 м над трансгресной эоценовой плоскостью находятся слои пестрых красных, зеленых и желтых мергелевых сланцев, с мощностью в 10—20 м.

Олигоцен характерен нефлишевым мелкозернистым молассовым развитием с глинистыми, мергелевыми и глинисто-песочными слоями. Свита олигоцена обра-

зовалась в мелководной морской вплоть до бракической среде, о чем свидетельствует сообщество фауны с Cytherea incrassata Sow., Congeria brardi A. Braunn, Cyrena brongniarti Bast., определенные Чеховичем (1950) и с Cyclamina placenta (Reuss), Bolivina danwillensis Howe и Wallace, Bulimina alsatica Cushman и Bermudez, обработанные Ганзликовой (1955).

Контакт мелкомолассового олигоцена с свитой флиша эоцена конкордантно осадочный. Но не исключено и существование меньшего гиата, в пользу которого высказывается внезапное изменение фаций между эоценом и олигоценом и также развитие угленосной и бентонитовой свиты в нижних слоях олигоцена.

Весь палеоген нашей территории однообразно складчатый, причем олигоцен как нефлишевый, непластический комплекс кроме этого больше постигнут поперечными и вдоль идущими дислокациями.

Геологический институт имени Диониза Штура,
Братислава.

BARTOLOMEJ LEŠKO

DAS ZENTRALKARPATHISCHE PALÄOGEN NÖRDLICH UND NORDÖSTLICH VON PREŠOV

Das zentralkarpathische Paläogen nördlich und nordöstlich von Prešov ist ähnlich wie in den anderen synklinalen Karpathenzonen durch die Flyschentwicklung des mitteleren und oberen Eozän sowie durch die Entwicklung des Oligozäns charakterisiert, dessen Vorhandensein auf diesem Gebiet bei uns erstmalig bewiesen wurde.

Das mittlere Eozän transgrediert durch das obere Lutetien und weist sich an der Basis durch Konglomeratlagen vom sulover Typus aus. Die oberen Lagen des mittleren Eozän und das obere Eozän bekunden alle Analogien der Sandstein — Schieferflyschentwicklung in den Westkarpathen mit mergeligen bis stark kalkhaltigen blauen feinkörnigen Sandsteinen und mergeligen, sowie mergeltonigen blaugrauen Schiefern.

In mitteleozänen Schieferlagen im Abschnitt Hanušovce—Chmelov ungefährt 100 m über der Transgressionseozänfläche sind Lagen von bunten roten, grünen und gelben Mergelschiefern in einer Mächtigkeit von 10—20 m entwickelt.

Das Oligozän ist durch eine nichtflyschige feinkörnige Molasseentwicklung mit Ton-, Mergel- und Tonsandschichten charakterisiert. Die Schichtenfolge des Oligozäns ist im Meeresseichtwasser-bis brackischem Milieu entstanden, auf das die Faunagemeinschaft mit Cytherea incrassata Sow., Congeria brardi A. Braunn, Cyrena brogniarti Bast., nach der Bestimmung von Čechovič (1950) und mit Cyclamina oligocenica Herrmann, Cyclamina placenta (Reuss), Bolivina danwillensis Howe und Wallace, Bulimina alsatica Cushman und Bermudez nach der Bearbeitung von Hanzliková (1955), hinweist.

Die Berührung des Feinmolasseoligozäns mit der Eozänflyschschichtung ist konkordant sedimentär. Aber die Möglichkeit der Existenz einer kleineren Schichtlücke wird nicht ausgeschlossen, zumal dafür ein plötzlicher Wechsel der Fazien zwischen Eozän und Oligozän, sowie die Entwicklung der kohletragenden Schichtenfolge in den unteren Oligozänlagen sprechen.

Das gesamte Paläogen ist auf unserem Gebiet einheitlich gefaltet, wobei das Oligozän als nichtflyschiger unplastischer Komplex darüber hinaus von Quer- und Längsdislokationen stärker betroffen ist.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

L. SNOPKO

GEOLOGICKO-TEKTONICKÁ SKIZA OKOLIA KĽAČIAN

(Mineralogický výskyt asfaltu)

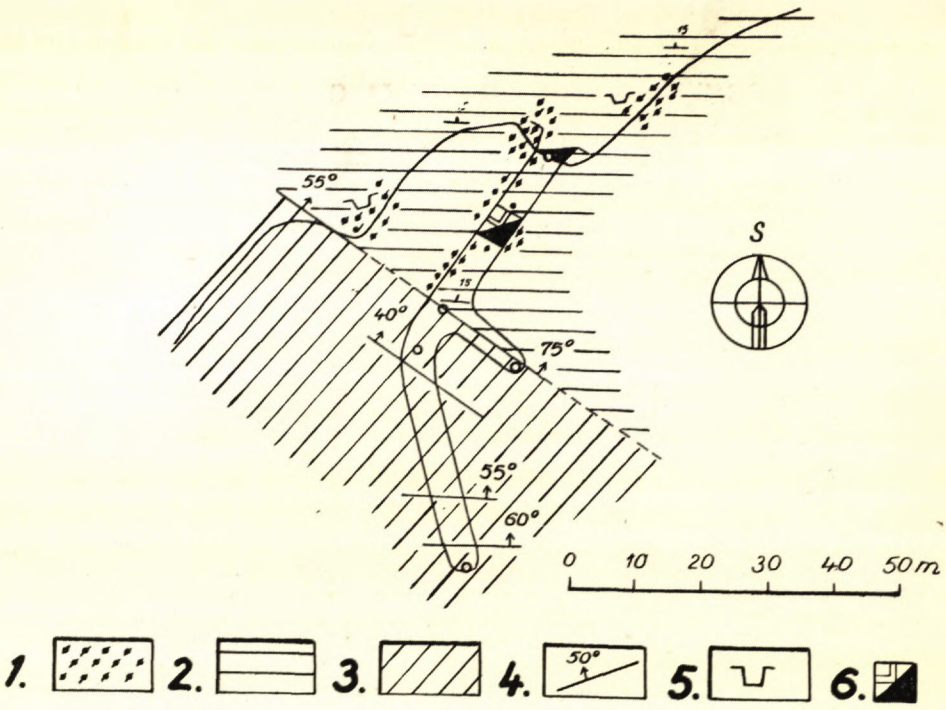
(Ruské a nemecké resumé)

Geologickým podkladom obce Kľačany, ležiacej na severnom svahu Nízkych Tatier v Liptovskej kotline, sú paleogénne súvrstvia Liptovského flyša. Bazálnymi lavicovitými zlepencami transgreduje eocén na neokomské slienité vápence spodného subtatranského príkrovu. Veľmi dobre to môžeme študovať 500 m juhozápadne od obce, kde na ľavom brehu malého potoka vo veľkom odkryve (250 × 30 m) začína sa sedimentácia bazálnymi zlepencami. Zlepence sa skladajú z valúnikov svetlých a tmavých vápencov, neskôr dolomitov, o priemere 0,5 mm vzniknutých eróziou z častí vynorených mezozoických komplexov subtatranských príkrovov z paleogénneho mora. Vertikálne asi po 10 m možno pozorovať v odkryve aj valúniky kremeňa, ba aj živcov, ktoré poukazujú, že už počas sedimentácie paleogénu boli spodnotriasove kremence a neskôr aj samotné kryštalinikum obnažené. Valúniky sú však už o niečo menšie a vápencový tmel začína byť v prevahe. Pozorujeme pozvoľný prechod do celistvých numulitových vápencov, ktoré sú potom asi 7 m hrubé. Sústavným pribúdaním jemného piesčitého materiálu vápence prechádzajú do flyšového súvrstvia, ktoré je potom jednotvárne až k rieke Váh.

Z celého odkryvu, ako aj v priebehu celého zmapovaného územia môžeme konštatovať, že južné obmedzenie liptovského paleogénu nie je tektonické ako severné (K o u t e k 1935), ale že súvrstvia mierne upadajú k severu.

Malú výnimku tvorí kopec 100 m južne od Kľačian. Neokomský vápenec sa tu stýka s numulitovými vápencami tektonicky, malou dislokáciou smeru SZ—JV. V lome severne od dislokácie je odkrytý práve prechod bazálnych zlepencov do numulitových vápencov, pričom miestami pozorujeme čierne vylúčeniny po asfalte. Tento malý výskyt dal neskôr podnet ku vyrazeniu niekoľkých metrov štôlne pre lepšie zhodnotenie nepatrných preplástkov mineralogického významu.

Vchod do banského diela je otočený k SV a je umiestený v stene kameňolomu, kde bol výskyt najbohatší. Ďalším sledovaním boli zistené na pravej strane menšie koncentrácie asfaltu. V malej, asi 5 m hlbokej šachtici bola konštatovaná súvislejšia poloha preplástkov, ale tiež bezvýznamná. Po prekopaní 25 m došlo sa na spomínanú dislokáciu SZ—JV, ktorá bola smerne sledovaná, ale tiež bezvýsledne. Neprítomnosť asfaltu v slienitých vápencov bola overená tiež prekopom, kde boli zachytené ešte tri menšie poruchy.



Banské dielo v Kľačanoch. 1. asfalt — 2. numulitový vápenec — 3. slienitý vápenec (neokom sp. sub. príkrovu) — 4. dislokácia — 5. lom (opustený) — 6. šachtica.

Je pravdepodobné, že asfalt vznikol zo zvyškov organizmov v numulitových vápencoch, a že ku koncentrácii došlo len preto, že slienité vápence zamedzili ďalšiu migráciu asfaltu po vrstevnatosti.

Malým spomínaným potôčikom prebieha pravdepodobne tiež dislokácia S—J, na ktorú sa dá usudzovať z celkovej pozície zmapovaných súvrství, ako aj z väčšieho množstva puklín toho istého smeru s približne 90° úklonom.

14. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Koutek J.: O geologických a sedimentárně-petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku r. 1936. VStGU r. XII. Geologická mapa Prosečňanských hor a přilehlých oblastí flyšových — 1935 VStGU, XI. Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater — 1930. Sb. St GU r. IX.

Snopko L.: Predbežná zpráva mapovania okolia antimonitového ložiska Dúbravy — 1955 (Geologické práce).

ЛАВРЕНТИЙ СПОНКО

ГЕОЛОГИЧЕСКО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭСКИЗ ОКРЕСТНОСТИ СЕЛ. КЛЯЧАНЫ

Палеогенные свиты липтовского флиша начали седиментировать на неокомовые мергелевые известняки нижнего субтатранского покрова. Трансгрессия началась „базальными конгломератами", которые составлены из материала вынырнувших субтатранских мезозойных комплексов. Более позднее увеличивание количества кварцевых и полево-шпатовых валунков указывает на обнажение оболочной серии и кристаллических горных пород. Слой конгломератовых отложений достигает мощности десяти метров. Сразу после этого началась седиментация нуммулитовых известняков (приблизительно 7 м), которая постепенно переходит в свиты флиша. Целое течение осаждения можем проследить в обнажении лежащем 500 м на юго-запад от сел. Клячаны.

Скрытая дискорданция палеогена на нижний субтатранский покров нарушена в 100 метрах на юг от сел. Клячаны тектонической дислокацией северо-запад—юго-восточного направления, при чем северо-восточная глыба опустилась. Тектонический контакт верхней части „базальных конгломератов" с неокомовыми мергелевыми известняками можем проследить в каменоломне и в руднике, которые здесь были заложенные из-за минералогического наличия асфальта.

Асфальт образовался вероятно из остатков организмов в нуммулитовых известняках а концентрация возникла вероятно только потому, что мергелевые известняки неокома не допустили дальнейшей миграции по трещинам и складчатости.

В течении целой исследуемой териртории можем констатировать, что ограничение липтовского палеогена не является тектоническим и что „базальные конгломераты" трансгредируют на нижний субтатранский покров.

Геологический институт имени Дионизa Штура,
Братислава.

LAURINEC SNOPKO

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE SKIZZE DER UMGEBUNG VON KĽAČANY

Die paläogenen Schichtenfolgen des Liptauer Flysches beginnen auf die neokomen Mergelkalksteine der untereren subtatrischen Decke zu sedimentieren. Die Transgression setzt mit „basalen Konglomeraten" ein, die aus dem Material der emporgehobenen subtatrischen mesozoischen Komplexe zusammengesetzt sind. Die spätere Zunahme von Quarz und Feldspatgeröllen verweist auf die Aufdeckung der Hüllenserie und des Kristallinikum. Die Konglomeratsedimentenlage erreicht eine Mächtigkeit von mehreren Zehnmetern. Gleich darauf setzt die Sedimentation von Nummulitenkalk (ungefähr 7 m) ein, die allmöhlich in die Flyschschichtenfolgen übergeht. Den gesamten Sedimentationsverlauf können wir in einem Aufschluss 500 m südwestlich von der Gemeinde Kľačany verfolgen.

Die versteckte Diskordanz des Paläogens auf die untere subtatrische Decke ist 100 m südlich von Kľačany tektonisch durch eine Dislokation in nordwestlich — südöstlicher Richtung unterbrochen, wobei die nordöstliche Scholle eingesunken ist. Die tektonische Berührung des oberen Teiles der „Basalkonglomerate" mit dem neokomen Mergelkalksteinen können wir im Steinbruch und der Bergarbeit verfolgen, die hier auf Grund des mineralogischen Asphaltvorkommens aufgenommen wurden.

Der Aspahlt ist warhscheinlich aus Organismenresten im Nummulitkalk entstanden. Zur Konzentration ist es wahrscheinlich nur deshalb gekommen, weil die Neokommergelkalke eine weitere Migration entlang den Spalten und der Schichtung eingedämmt haben.

In gesamten Verlauf des untersuchten Gebietes erkennen wir, dass die Begrenzung des Liptauer Paläogens nicht tektonisch ist und dass die „Basalkonglomerate" auf die untertatrische Decke transgredieren.

Dionýz Štúr — Geologisches Institut in Bratislava

СОДЕРЖАНИЕ

Чайкова М., Геологическо-петрографические условия на юг от сел. Банска Штявница 146
Данигелова Р. Г., Сообщение о микрофауне средней и западной части Пряшевско-Токайских гор 72
Двонч В., смотри Ярковский И., ... 93
Гашпарик И., Стратиграфические условия неогена в области между сел. Герляны и Бидёвце на восточной Словакии 61
Иван Л., Сообщение о геологическом исследовании в северной области Подунайской низменности 127
Ярковский И. - Двонч В., Предварительное сообщение о химическом исследовании и отделке калиновских тальков 93
Крист Э., Географическо-петрографические условия территории между сел. Пренчов и Белуя, на юг от сел. Банска Штявница 152
Кубишта, смотри Зорковский Б. - Кубишта 82
Лешко В., Центральнокарпатский палеоген на север и северо-восток от Пряшева 161
Лукач Р., Сообщение о геологическо-петрографическом иследовании окрестности Ситна на юг от сел. Банска Штявница 135
Немчок А., Водоупорность некоторых горных пород в основании проектированных плотин в Словакии 102
Радзо В., Бентонит от Нижнего Грабовца 78
Сенеш И., Предварительное сообщение о геологическом исследовании территории между сел. Кокошовце и Ранковце на восточной Словакии.... 32
Снопко Л., Геологическо-тектонический эскиз окрестности сел. Клячаны 165
Шлягор Л., Сообщение о картографической съемке грунтовых вод некоторых селений 121
Шваграовский И., Геологические условия юго-восточной части Кошицкой котловины 3
Варчек К., К вопросу образования и распространения альбита на сидеритовых жилах в окрестности сел. Рожнява 86
Зорковский Б. - Кубишта, Несколько заметок к вопросу стратиграфической принадлежности гематитового месторождения в окрестности сел. Вельки Фолкмар 82

INHALT

Čajková M., Die geologisch-geographischen Verhältnisse südlich von Banská Štiavnica —— — — — — — — — — — — — — — — — — 146

Danihelová R. H., Bericht über die Mikrofauna im mittleren und westlichen Teil des Prešov—Tokajer Gebirges — — — — — — — — — — — — 72

Dvonč V., Siehe Jarkovský J. — — — — — — — — — — — — 93

Gašparík J., Die stratigraphischen Verhältnisse des Neogens im Gebiet zwischen Herľany und Bilovce in der Ostslowakei — — — — — — — — 61

Ivan Ľ., Vorläufiger Bericht über die geologische Forschung im Nordgebiet der Donautiefebene — — — — — — — — — — — — — — — — — — 127

Jarkovský J. — Dvonč V., Vorläufiger Bericht über die chemischer Erforschung und Behandlung der Talke von Kalinovo — — — — — — — — — 93

Krist E., Über die geologisch-petrographischen Verhältnisse auf im Prenčov—Belujgebiet südlich von Banská Štiavnica — — — — — — — — — — 152

Kubišta, Siehe Zorkovský B. — Kubišta — — — — — — — — 82

Leško B., Das zentralkarpathische Paläogen nördlich und nordöstlich von Prešov — 161

Lukáč R., Bericht über die geologisch-petrographische Erforschung der Umgebung des Sitno südlich von Banská Štiavnica — — — — — — — — — 135

Nemčok A., Über die Wasserundurchlässigkeit einiger Gesteine im Grundbau von Stauwerkeprojekten in der Slowakei — — — — — — — — — — 102

Radzo V., Bentonit bei Nižný Hrabovec — — — — — — — — — — 78

Seneš J., Ergebnisse der geologischen Forschung auf dem Gebiet zwischen Kokošovce und Rankovce am westlichen Fuss des Prešov—Tokajer Gebirges — 32

Snopko Ľ., Geologisch-tektonische Skizze der Umgebung von Kľačany — — 165

Šlahor Ľ., Bericht über die Kartierung von Grundwässern einiger Siedlungsgebiete — 121

Švagrovský J., Die geologischen Verhältnisse im südöstlichen Teil des Kessels von Košice — — — — — — — — — — — — — — — — — — 3

Varček C., Zum Problem der Entstehung und Verbreitung von Albit an den Sideritgängen in der Umgebung von Rožňava — — — — — — — — — 86

Zorkovský B. — Kubišta — Einige Bemerkungen zum Problem der stratigraphischen Zugehörigkeit der Hämatitlagerstätte in der Umgebung von Veľký Folkmar — 82

Geologické práce

neperiodická edícia vydávaná Geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1, nákladom Slovenskej akadémie vied. — Hlavný redaktor doc. RNDr. Michal Maheľ, odborní redaktori RNDr. Edita Brestenská a RNDr. inž. Ján Kantor, redakčná rada akademik Dimitrij Andrusov, dr. Ľudovít Ivan, dr. inž. V. Čechovič, dr. O. Fusán, dr. J. Bystrický.

Výmer PK č. 9-6210/54-F-101.051.

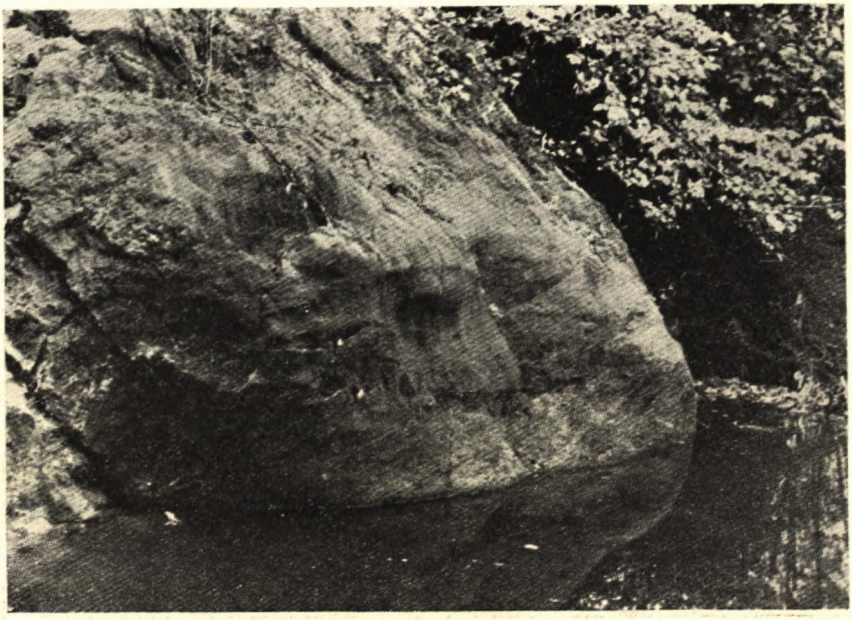
Obr. 1. Slienité a piesčité íly s hojnou prímesou vulkanického — ryolitového materiálu na juhovýchod od Trsteného pri Hornáde. Súvrstvia sú skoro horizontálne uložené. Tektonicky porušené nie sú.

Foto: Švagrovský

Obr. 2. Slienité íly spodného sarmatu proti železničnej stanici Kuzmice. Celé súvrstvie je silne zvrásnené.

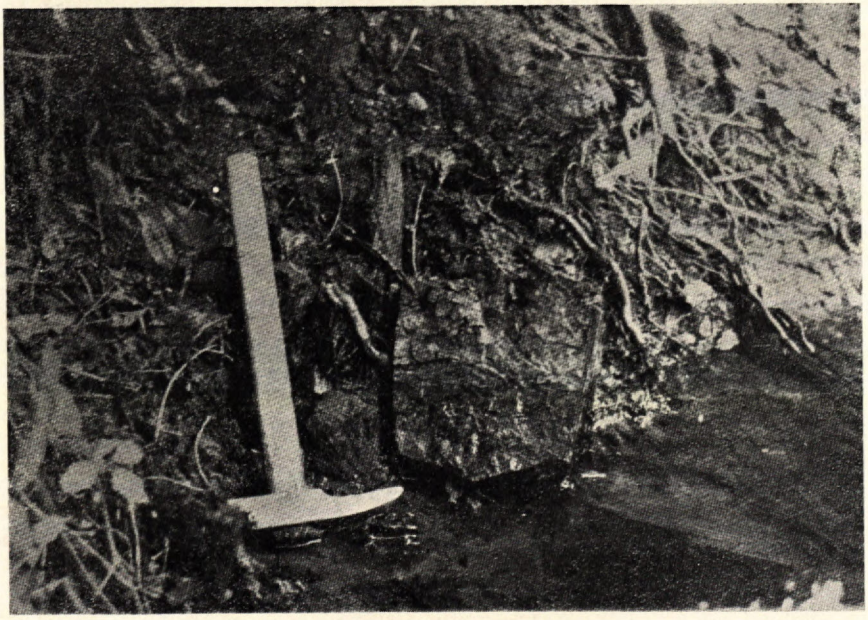
Foto: Švagrovský

Obr. 1. Pieskovce sladkovodného tortónu v Tureckom potoku juhovýchodne od Ždane. Pevnejšie lavice so železitým tmelom odolávajú vetraniu a tvoria stupne.
Foto: Švagrovský

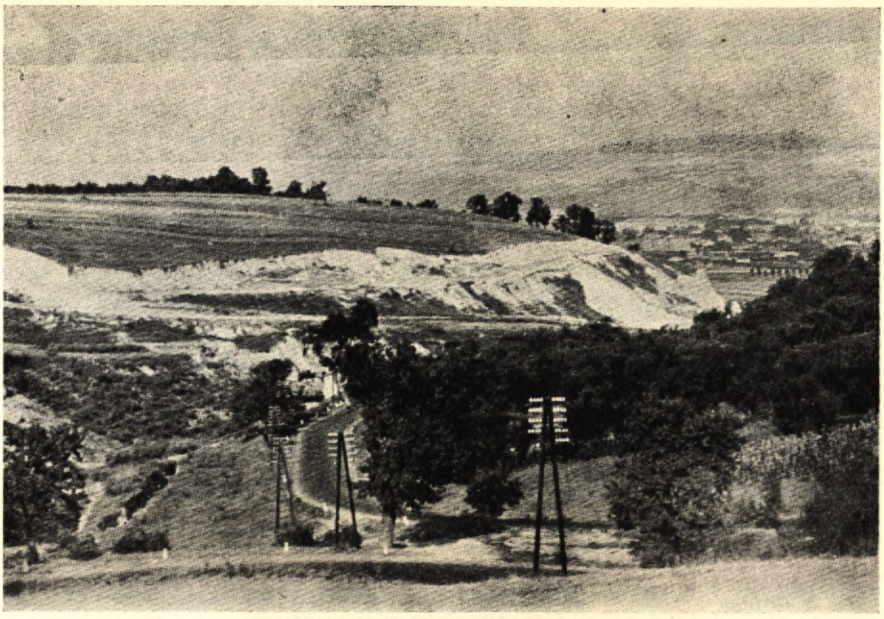


Obr. 2. Celkový pohľad na vrstvy pieskovcov sladkovodného tortónu v Tureckom potoku na juhovýchod od Ždane.
Foto: Švagrovský

Obr. 1. Odkryv andezitovo-ryolitových tufitov severozápadne od obce Bačkovík v potoku Olšava.



Obr. 2. Východ uhlia v potoku Kamenica, severne od obce Nižná Kamenica.



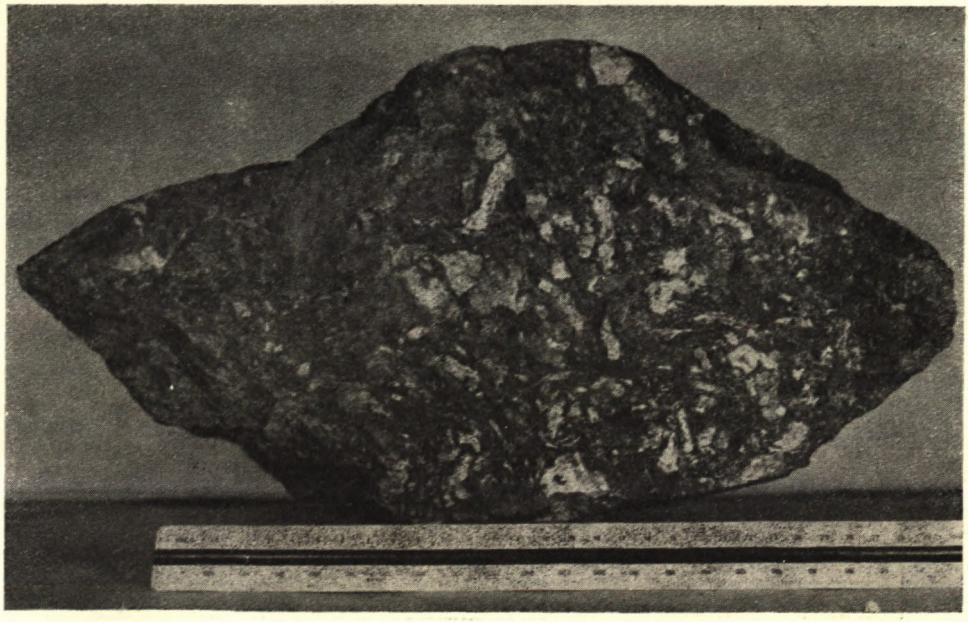
Obr. 1. Pohľad na košickú štrkovú formáciu pri Košiciach.

Obr. 2. Mocné súvrstvia pieskov a štrkov košickej štrkovej formácie, východne od Čížatíc.

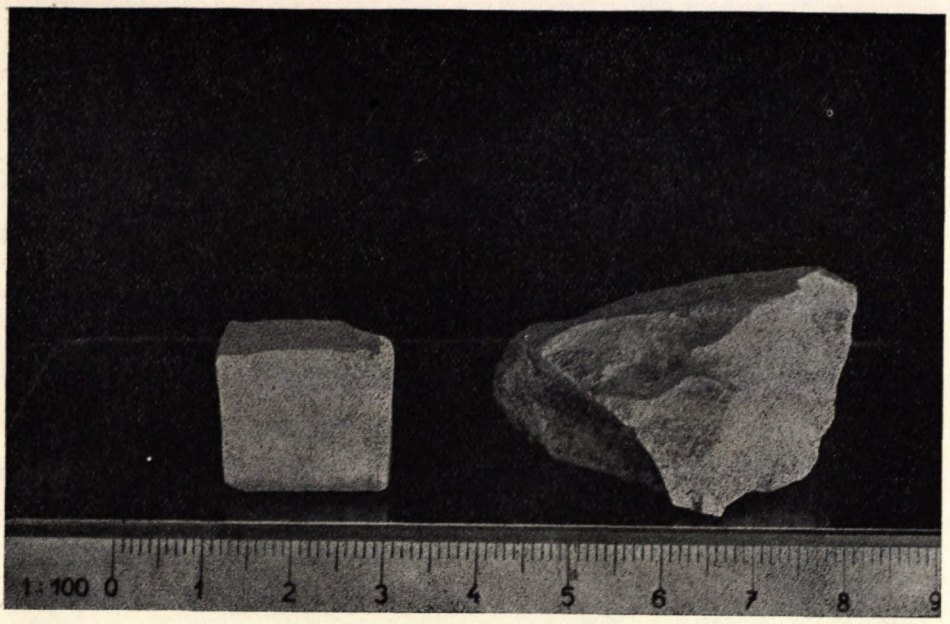
Obr. 1. Herľanský gejzír pri maximálnej erupcii.

Obr. 2. Herľanský gejzír pri konci svojej erupcie.

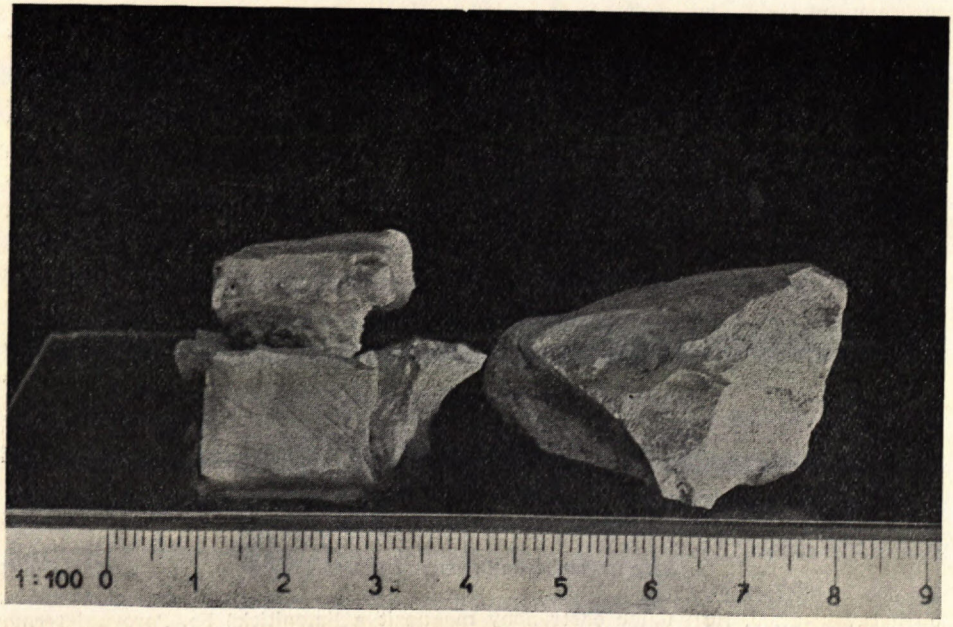
Obr. 1. Kremitá brekcia s hematitom.



Obr. 2. Kremitá brekcia s hematitom.



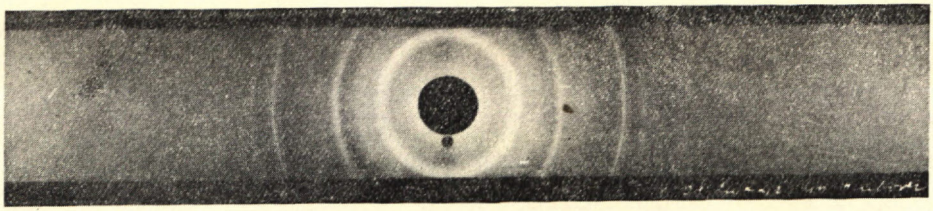
Obr. 1. Bentonit od Nižného Hrabovca.



Obr. 2. Kocka bentonitu z lomu od Nižného Hrabovca po nabotnaní s H_2O.

Tab. VII.

V. Radzo: Bentonit od Nižného Hrabovca

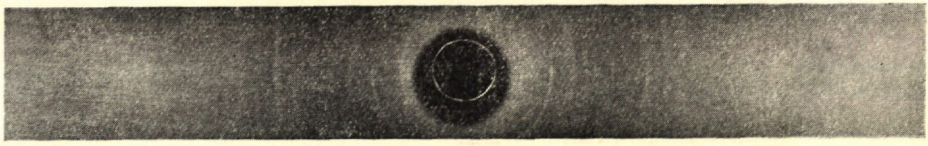


Obr. 3. Debyegram bentonitu z lomu od Nižného Hrabovca (Cu Kα žiarenie Ni filter).

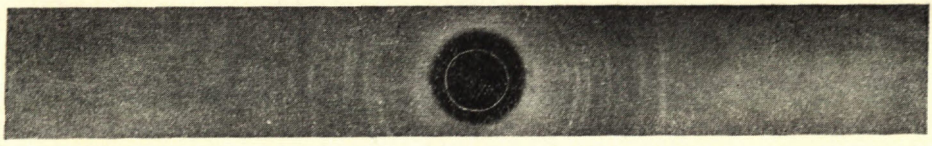
Tab. VIII.

J. Jarkovský — V. Dvonč: Predbežná zpráva o chemickom výskume a úprave kalinovských mastencov

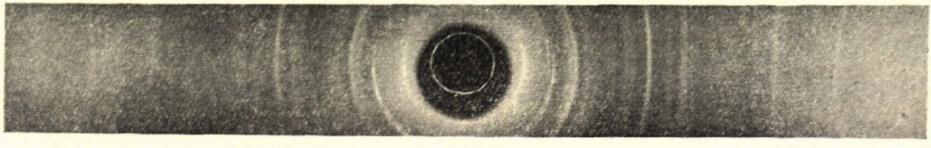
Röntgenogramy pôvodných a upravených mastencov:



Röntgenogram 1. — Pôvodný mastenec. Určenie: mastenec a akcesoricky prítomný chlorit (jedna línia o veľmi slabej intenzite, uhol- 12° 48′, $d_{h\,k}$ — 3,47). Iné röntgenogramy ukazujú tiež zvýšené % chloritu. Inou metódou zistená aj prítomnosť koloidných a metakoloidných hydroxydov Fe. Pozri text.

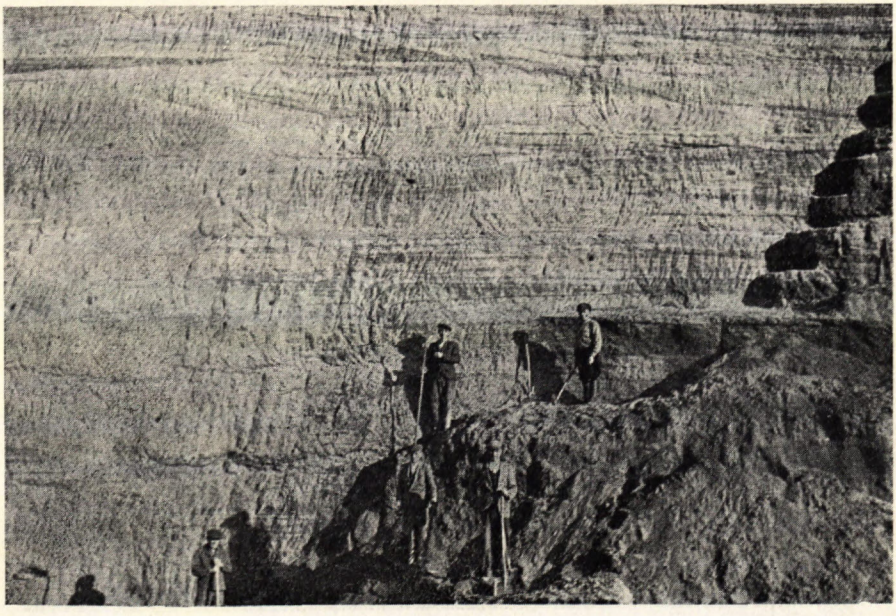


Röntgenogram 2. — Pôvodný mastenec. Určenie: mastenec-magnezit. Na röntgenograme zistené dve línie magnezitu o prostredne silnej intenzite. Iné röntgenogramy ukazujú tiež aj prítomnosť chloritu. Inou metódou zistená aj prítomnosť menšieho množstva hydroxydov Fe.



Röntgenogram 3. — Chemicky upravený mastenec. Určenie: mastenec-chlorit. Na röntgenograme namerané 3 veľmi slabé línie chloritu. Vzorka vzniklá zmiešaním vzoriek hornín typu mastenec-chlorit a typu mastenec-magnezit-chlorit, z ktorých bol chemickou úpravou (zried. HCl) úplne odstránený magnezit a limonitické Fe. Porovnaj termogramy.

Obr. 1. Západná stena Nemčinianskej štrkovne (južná ľavá kryha) poklesla podľa zlomu asi o 1 m oproti severnej (pravej kryhe).



Obr. 2. Krížové zvrstvenie štrkovito-piesčitého panónu v Nemčiňanoch.

Obr. 1. Kozárovská brána. V popredí alúvium Hrona v pozadí kontúry Hronského Inovca a Štiavnického pohoria.

Obr. 2. Odkryv sarmatských tufitov na juhovýchodnom svahu Klíče.