

1 B 19 b,

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 9

1956

SLOVENSKÁ AKADEMIA VIED, BRATISLAVA

GEOLOGICKÉ PRÁCE
GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská

Redakčná rada: akademik Dimitrij Andrusov, dr. Ján Bystrický, dr. Oto
Fusán, dr. Ľudovít Ivan, dr. inž. Ján Kantor, doc. dr. Michal Maheľ,
doc. dr. Jozef Švagrovský

Tajomník redakcie: dr. Blahoslav Vaculík

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

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

- Zošíť 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. Štiavica, 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 nerastných 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 prilahlých území.
- „ 16. Katyk—Kuthan: Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944. Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1945.
- „ 17. Sborník 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 juž. 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.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

1 B 19 c,



ZPRÁVY 9

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1B19 b



25/1957

ОБСАН

1. Cambel Bohuslav: Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch	5
2. Krist Ernest—Koděra Miroslav: Geologicko-petrografické pomery územia južne od Zvolena a Vigľaša	28
3. Karolusová Eva: Petrografická a petrochemická povaha tufov z Dolných Brhlaviec a Čajkova	43
4. Kantorová Viera: O takzvanej inocerámovej kriede v okolí Sniny	52
5. Ivan Ludovit: Zpráva o výskume v severnej oblasti Rimavskej kotliny	64
6. Ivan Ludovit: Geologické pomery v južnej časti Bátovskej kotliny	74
7. Švagrovský Jozef: Neogén širokého okolia Košíc	84
8. Ivanov Miroslav—Kamenický Ladislav: Zpráva k prehľadnému mapovaniu kryštalinika Malej Fatry	103
9. Zoubek Vladimír—Kubíny Dušan: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra	107
10. Kubíny Dušan: Zpráva o výskume ústrednej časti Ľumbierskeho masívu	110
11. Adam Ludovit—Pták Jozef—Šalát Ján: Zpráva o geologickom mapovaní územia severozápadne od Tisovca vzhľadom na rudný výskyt na vrchu Magnetová	120
12. Pták Jozef: Výskyt mangánových rúd v triasových kvarcitoch Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou a názory na vznik ložísk sedimentárnych Mn-rúd v Popradskej kotline	124
13. Böhmer Miloslav—Michalov Ján: Predbežná zpráva o výskume žíl Ferdinandovej šachty v Kremnici	127
14. Žúrek Vlastimil: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní severnej časti Prešovskej kotliny	133
15. Dovolil Miroslav: Příspěvek k hydrogeologii Povážské kotliny pod Ilavou	143
16. Jablonický Tibor: Zistenie rýchlosti prúdenia spodnej vody v štrkopieskoch na základe deformácie elektrického poľa, spôsobenej vodivým telesom	157

СОДЕРЖАНИЕ

1. Цамбел Богуслав: Проблема рудообразования в Малых Карпатах	25
2. Крист Эрнест—Кодера Мирослав: Геолого-петрографический очерк области, расположенной к югу от г. Зволена и сел. Вигяш	40
3. Каролусова Ева: Петрохимический характер туфов из окрестностей Долне Брхловце и Чайков	50
4. Канторова Вiera: Об отложениях, называемых иноцерамовым мелом, в окрестностях сел. Снина	60
5. Иван Людовит: Сообщение об исследовании в северной части Римавской котловины	73
6. Иван Людовит: Геология южной части Батовской котловины	83
7. Швагровский Йозеф: Неоген окрестностей г. Кошице	98
8. Иванов Мирослав—Каменицкий Ладислав: Сообщение о картировании кристаллического массива Мала Фатра	103
9. Зoubek Владимир—Кубини Душан: Предварительное сообщение об исследовании западной части низкотатранского ядра	107
10. Кубини Душан: Сообщение об исследовании центральной части массива Дюмбьер	118
11. Адам Л.—Птак Й.—Шалат Ян: Отчет о геологическом картировании территории, расположенной к северо-западу от г. Тисовец, которое было произведено, главным образом, для выявления рудных залежей горы Магнетова	123
12. Птак Йозеф: О марганцевых рудах в триасовых кварцитах массива Черна Гора между г. Маргечаны и сел. Клукнава и взглядах на образование осадочного месторождения марганцевых руд в Попрадской котловине	126

13. Бёмер Милослав—Михалов Ян: Предварительное сообщение об исследовании жил шахты Фердинанд в г. Кремница	131
14. Журе́к Властимил: Предварительный отчет о геологическом картировании в северной части Прешовской котловины	144
15. Доволил Мирослав: К гидрогеологии Поважской котловины ниже г. Илава	154
16. Яблоницкий Тибор: Определение скорости движения подземных вод в галечнико-песках на основании деформации электрического поля, вызванной присутствием проводника	170

I N H A L T

1. Cambel Bohuslav: Genetische Probleme der Vererzung in den Kleinen Karpathen	26
2. Krist Ernest—Koděra Miroslav: Geologisch-petrographische Verhältnisse des Gebietes südlich von Zvolen und Víglaš	41
3. Karolusová Eva: Petrochemischer Charakter der Tuffe aus Dolné Brhlovce und Čajkov	51
4. Kantorová Viera: Über die sogenannte Inoceramenkreide in der Umgebung von Snina	62
5. Ivan Ludovít: Bericht über die Untersuchung im Gebiete des Rimavaer Beckens	73
6. Ivan Ludovít: Geologische Verhältnisse im südlichen Teil des Bátor Beckens	83
7. Švagrovský Jozef: Neogen der weiteren Umgebung von Košice	100
8. Ivanov Miroslav—Kamenický Ladislav: Bericht zur geologischen Kartierung des Kristallinikum des Gebirges Malá Fatra	103
9. Zoubek Vladimír—Kubíny Dušan: Vorläufiger Bericht über die Untersuchung des westlichen Teiles des Kernes der Niedrigen Tatra	107
10. Kubíny Dušan: Bericht über die Untersuchung des Zentralteiles des Ďumbier Gebirges	118
11. Adam Ludovít—Pták Jozef—Šalát Ján: Bericht über die geologische Kartierung des Gebietes nordwestlich von Tisovec mit Rücksicht auf die Erzvorkommen am Berge Magnetová	123
12. Pták Jozef: Manganerzvorkommen in triadischen Quarziten des Gebirges Čierna Hora zwischen Margecany und Kluknava und die Ansichten über die Entstehung sedimentärer Mn-Erzlagerstätten im Poprader Becken	126
13. Böhmer Miloslav—Michalov Ján: Vorläufiger Bericht über die Untersuchung der Gänge des Ferdinand-Schachtes im Kremnica	131
14. Žúrek Vlastimil: Vorläufiger Bericht über die geologische Kartierung des nördlichen Teiles des Prešover Beckens	145
15. Dovoilil Miroslav: Beitrag zur Hydrogeologie des Váh-Beckens unterhalb der Stadt Ilava	155
16. Jablonický Tibor: Feststellung der Geschwindigkeit der Grundwasserströmung in Schotteranden auf Grund der durch einen Leitkörper verursachten Deformation des elektrischen Feldes	171

BOHUSLAV CAMBEL

GENETICKÉ PROBLÉMY ZRUDNENIA V MALÝCH KARPATOCH*

(Ruské a nemecké resumé)

Malé Karpaty majú medzi jadrovými pohoriami Slovenska popri Nízkych Tatrách pre ťažbu nerastných surovín najväčší význam. Kryštalinikum Malých Karpát má oproti iným jadrovým pohoriam do istej miery osobitné postavenie, a to najmä v tom, že superkrustálna bridličná séria je značne podobná faciálnym vývojom sedimentov, ako aj metamorfným charakterom bridlíc (prítomnosť fylitov) bridličnému súvrstviu Spišsko-gemerského rudohoria. Rozdiel je najmä v tom, že kým v Spišsko-gemerskom rudohorí fylitická bridličná séria nebola intenzívnejšie metamorfovaná granitoidnými intrúziami, v Malých Karpatoch pod vplyvom intrúzie varískeho granitoidného komplexu epimetamorfovanú bridličnatú zónu druhý raz postihla intenzívna mladšia hlbinná kontaktná metamorfóza. Prejavilo sa to vznikom biotitických fylitov až biotiticko-granitických svorov a rúl miestami s obsahom staurolitu a andaluzitu.

Na rozdiel od ostatných jadrových pohorí v malokarpatskej varískej geosynklinále dochádza k mohutnej vulkanickej činnosti bazických ofiolitov, pričom bazický magmatizmus dosiahol značný rozsah najmä v oblasti kryštalickej bridličnatej zóny medzi Pezinkom a Pernekom. Z tohto hľadiska bridličnatú zónu medzi Pernekom a Pezinkom, ktorá tvorí predel medzi bratislavským a modranským granitoidným masívom, možno do značnej miery porovnať s oblasťou rozsiahleho diabázového vulkanizmu staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (fylit-diabázová séria). V ostatných jadrových pohoriach zóna kryštalických bridlíc s metamorfovanými ofiolitmi nemá také značné rozšírenie.

Ďalším odlišným znakom kryštalinika Malých Karpát oproti iným jadrovým pohoriam je prítomnosť karbonátovej sedimentácie v istých častiach a horizontoch varískej geosynklinály, a to najmä v oblasti výskytu harmónskej série medzi Modrou a Častou, ktoré predstavuje zvláštny lokálny

* Práca bola prednesená na zasadaní odbočky Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Bratislave.

facies vyšších horizontov bridličnatého staropaleozoického superkrustálneho súvrstvia (C a m b e l, 1954). Tento vývoj do značnej miery pripomína bituminózne-karbonátové súvrstvie staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. O tomto paralelizme svedčí i to, že súvrstvie kryštalic-
kých bridlíc Malých Karpát na rozdiel od bridlíc ostatných jadrových pohorí je silne grafitické, pričom organogénna zložka tvorí alebo nekonce-
ntrovaný rozptýlený grafitoidný pigment v kryštalic-
kých bridliciach, alebo vytvára silne grafitické polohy a šošovky v bridličnom súvrství. Táto sku-
točnosť je ďalším znakom faciálnej podobnosti kryštalic-
kých bridlíc Malých Karpát a Spišsko-gemerského rudohoria.

Oblasť kryštalinika medzi Pezinkom a Pernekom má pre ťažbu rúd naj-
väčší význam. Ostatné výskyty rúd v oblasti bratislavského alebo modran-
ského granitoidného masívu nemajú väčší praktický význam.

Rudné ložiská v Malých Karpatoch sú po stránke kvalitatívnej i genetic-
kej rozmanité. Na vznik ložísk mali vplyv tieto metalogénne faktory:

1. bázi-
cký ofiolitový vulkanizmus v priebehu sedimentácie varískej geo-
synklinály,
2. intrúzia granitoidných hornín pri ukončovaní varískeho vrásnenia,
3. melafýrový vulkanizmus v triase Chočského príkrovu,
4. sedimentácia ílovito-grafitických pelitov s obsahom mangánu v liaso-
vom mori alpínskej geosynklinály.

V minulosti sa najviac pozornosti venovalo rudným sulfidickým výsky-
tom, ktoré sa nachádzali v kryštaliniku Malých Karpát.

Problémom genézy malokarpatských pyritových a antimonitových ložísk
sa v minulosti zaoberal najmä R. L a c h m a n n (1915) a po ňom P.
K r u s c h (1916). Novšie práce, týkajúce sa sulfidických rudných ložísk
v Malých Karpatoch, neprinášajú pre otázku genézy zrudnenia nič nového,
iba opakujú staršie názory L a c h m a n n a a K r u s c h a (Farkas J.,
1917, Papp K., 1919, Koutek J., Zoubek V., 1936, Pauk F.,
1937, Munda M., 1944). Aj C a m b e l o v a práca z roku 1950, ktorá má
informačný ráz a v ktorej sa neriešili genetické otázky hlbšie, opiera sa ešte
o uvedené staršie názory L a c h m a n n a a K r u s c h a, ktoré možno
zhrnúť takto:

Podľa L a c h m a n n a (1915) antimonitové a pyritové ložiská v Perneku
majú hydrotermálny charakter a geneticky sa viažu na porfyroidy, ktoré
podľa neho možno pokladať za metamorfované výbežky žulových porfý-
rov. V priebehu prác výskumu Malých Karpát sa zistilo (C a m b e l 1950),
že Lachmannove porfyroidy sú škvrnitými amfibolitmi s rozloženými re-
liktnými živcami, a že uvedené horniny patria ku komplexu bázi-
ckých ofio-
litov. Takéto nesprávne genetické a petrografické zaradenie uvedených
hornín spôsobilo, že amfibolické a aktinolitické horniny, ktoré sú v blíz-

kosti ložísk, nedávali sa do genetickej závislosti s pyritovým zrudnením. Podobne to bolo aj v cajlanskom ložisku, kde M. Munda (1944) za porfyroidy pokladal hydrotermálne premenené žuly a ich leukokratné jemnozrnnejšie diferenciáty.

Lachmann pokladá pyritové, ako aj antimonitové zrudnenia v Perneku za epigenetické. Pyrit a antimonit považuje za rudné minerály, tvoriace sa v jednej etape zrudnenia, pričom predpokladá, že rudné roztoky na svojej ceste k povrchu metasomaticky zatlačovali bridličnaté horniny (fylity a aktinolitické bridlice), takže sa vytvorili lavicovité impregnované ložné žily, teda akési falbandy, známe z oblasti výskytu kyzových ložísk škandinávskych štátov.

P. Kersch (1916) tiež predpokladal epigenetický charakter pyritového zrudnenia, a to najmä preto, že pyritové zrudnenie sa vyskytovalo spolu s antimonitovým. Spoluvýskyt pyritu s typickým hydrotermálnym antimonitovým zrudnením viedol Kersch a ďalších autorov k tomu, že genézu kyzových lavíc s mohutnými impregnačnými zónami vysvetlili metasomatickým hydrotermálnym zatlačovaním bridlíc pyritom. Kersch dáva zrudnenie do súvislosti s termami pôsobiacimi po intrúzii granitu. Poukazuje na to, že v Malých Karpatoch sú ešte dnes činné termy (Sv. Jur), ktoré obsahujú železo a síru čiže prvky tvoriace pyrit.

Treba poznamenať, že autori Kersch a Lachmann pripúšťali pod vplyvom Richarzových názorov poliasový vek granitoidnej intrúzie. Pri štúdiu sukcesie minerálov v rudách z Perneku Kersch pokladá antimonit za starší minerál ako pyrit. K uvedenej, práve opačnej sukcesii ako ju poznáme dnes, Kersch došiel aj na základe toho, že kompaktné pyritové ložné žily sú omnoho menej porušené ako antimonitové, ktoré sa nachádzajú vo zvrásnených grafitických fylitoch. Práve tak nesprávne vysvetlil pribúdanie antimonitu na úkor pyritu vo vrchných partiách ložiska metasomatickým zatlačovaním staršieho antimonitu mladším pyritom pod vplyvom ascenzných roztokov.

V posledných rokoch výskumu Malých Karpát sa došlo k novému ponímaniu genetických otázok zrudnenia. Na základe toho môžeme dať tento informatívny prehľad problémov týkajúcich sa metalogenézy.

Podľa kvality a genézy možno v Malých Karpatoch uviesť tieto štyri typy rudných ložísk:

1. Staropaleozoické pyrit-pyrhotínové ložiská viazané geneticky na bazický, sedimentačno-vulkanický cyklus varískej geosynklinály. Tieto ložiská sa nachádzajú v blízkosti amfibolitov a aktinolitických bridlíc, ktoré sa striedajú s polohami alebo šošovkami grafitických bridlíc.

2. Hydrotermálne žilné ložiská, geneticky sa viažúce na hydrotermálne pôsobenie, ktoré nasledovalo po intrúzii malokarpatských granitoidov. Ide

tu o zlatokremenné zrudnenia (Hliník), olovo-zinkové (oblasť pod Babou, oblasť Modry), polymetalické (Častá) a antimonitové, včítane Sb-polysulfidov (Antimónové bane Cajla, Pernek, Kuchyňa).

3. Barytové ložiská v melafýroch Chočského príkrovu. Najznámejšie sú výskyty barytových žíl v oblasti Smoleníc (Jahodník). Okrem toho pri obci Lošonci v melafýrovom lome sa došlo na krátku rudnú zónu, v ktorej sa v mandlovcovom melafýre vyskytovalo bornit-pyrit-chalkopyritové zrudnenie.

4. Ložiská sedimentárnych mangánových rúd v zóne mariatálskych liasových (toarských) bridlíc v oblasti medzi Borinkou a Pernekom, v širšej zóne pri styku mezozoika s kryštalinikom.

Kým zrudnenia v mezozoiku sa vyskytujú na rôznych, od seba vzdialených miestach, v kryštaliniku je to opačne, staršie pyrit-pyrhotínové zrudnenie sa často vyskytuje spolu s mladším hydrotermálnym požulovým zrudnením. Vznikajú tak ložiská pyritu, pyrhotínu a antimonitu. K takýmto ložiskám kombinovanej genézy, na vzniku ktorých sa zúčastňovali dva od seba nezávislé a mineralogicky odlišné metalogénne procesy, patria práve tie najvýznamnejšie antimonitové ložiská v oblasti cajlanského rudného revíru a v oblasti starých perneckých baní pod kopcom Križnicou.

Najzávažnejším problémom pri štúdiu metalogenézy Malých Karpát v posledných rokoch výskumu bolo riešenie otázky vzťahu pyrit-pyrhotínového zrudnenia k mladšiemu zrudneniu, najmä antimonitovému. V C a m b e l o v ý c h prácach z roku 1953 bola dokázaná existencia dvoch od seba nezávislých a časove oddelených metalogénnych etáp zrudnenia, a to na základe týchto pozorovaní:

1. Asociácia prvkov a minerálov hydrotermálnych roztokov je typickou rudnou asociáciou, ktorá je charakteristická pre metalogenézu kyslej magmy (zlato, pyrit, sfalerit, galenit, sulfosoli antimónu, arzenopyrit a antimonit). Napriek tomu paragenéza sulfidických kyzových ložísk je geochemicky omnoho monotónnejšia a v podstate ju charakterizujú pyrit a pyrhotín, ako aj nepatrné množstvá sfaleritu a chalkopyritu. Kým z nerudných minerálov hydrotermálnej etapy môžeme uviesť kremeň, kalcit, ankerit a baryt, rudy staršieho zrudnenia sprevádza kremeň, karbonáty, biotit, muskovit, amfibol, zriedka pyroxén a iné minerály, najmä sekundárne. Karbonáty sa vyskytujú v podradnej miere a časť z nich je pravdepodobne sedimentogénneho pôvodu.

2. Ložiská pogrinitoidného zrudnenia sú zreteľne epigenetické a tvoria pravé žily a žilníky značne nepravidelné. Miestami sa nachádzajú aj priamo v starších kyzových rudách. Tvar pyritových alebo pyrit-pyrhotínových zrudnení je úplne odlišný, pričom prevládajú medzivrstvové polohy alebo lavice v podstate konkordantné so smerom okolitých bridlíc. Rudné telá

inokedy majú tabulárny tvar, postupne sa vyklinujú dovrchne, laterálne i pozdĺžne a potom majú lentikulárny a cigarovitý priebeh. Inokedy zrudnenie má tvar nepravidelných celkov. Pyrit-pyrhotínové rudy sú zväčša kompaktné, neprejavujú zonárne textúry, čo nasvedčuje tomu, že rudné telesá nevznikli za dlhodobého postupného vylučovania minerálov z chladnúcich a pritom chemizmom sa meniacich roztokov.

3. Hydrotermálne zrudnenie sa vždy zreteľne vyskytuje v závislosti od blízkosti granitoidov. I keď tieto nie sú v priamej blízkosti, nachádzajú sa aspoň v ich širšej metamorфnej aureole. Výskyt hydrotermálneho zrudnenia sa neviaže na blízkosť metamorfovaných bazických vulkanitov, naproti tomu staršie zrudnenie sa vždy viaže na bezprostrednú prítomnosť metamorfovaných bazických hornín a priestorove ani geneticky nezávisí od blízkosti granitoidných hornín.

4. Pyrit-pyrhotínové zrudnenia sú kontaktne metamorfované intrúziou granitu a v niektorých miestach granitoidná intrúzia preráža rudnými zónami a telesami staršieho zrudnenia.

Kým štúdium pogránitoidného hydrotermálneho zrudnenia neprináša závažné sporné genetické problémy, vysvetliť genézu staršieho pyrit-pyrhotínového zrudnenia je omnoho ťažšie. Jediné rozsiahle banské prieskumné práce umožnili vysvetliť niektoré podstatné genetické problémy, ktoré pred začatím týchto prác nebolo možné objasniť.

V súvislosti so štúdiom pogránitoidného hydrotermálneho zrudnenia ako najťažší problém bolo treba riešiť otázku veku hydrotermálneho, najmä antimonitového zrudnenia. Posledné výskumy prinášajú niektoré dôkazy, ktoré potvrdzujú názor, že antimonitové zrudnenie sa viaže na hydrotermálne pochody, ktoré súvisia s intrúziou granitoidov, a nie na mladšie alpínske orogénne a metalogénne vplyvy. Uvedený názor sa opiera o tieto pozorovania:

1. Všetky hydrotermálne zrudnenia sú v kontaktnej aureole granitoidov a paragenetické pomery, geochemia rúd, ako aj termálnosť minerálov závisia od vzdialenosti od granitoidnej intrúzie a od izometamorfných zón kryštalických bridlic v zmysle poňatia Junga a Roquesa. Analyzujúc z toho hľadiska zisťujeme, že vo vlastných granitoidoch je Au zrudnenie (Hliník), v biotiticko-granatických pararulách a svoroch je Pb, Zn zrudnenie (výskyt pod Babou a v oblasti Modry). V biotitických fylitoch a v grafitických fylitoch sú polymetalické zrudnenia (Častá), ako aj zrudnenia antimónu s obsahom minerálu antimonitu polysulfidov Sb (antimonitové ložiská Cajla, Pernek, Kuchyňa).

2. Vlastné antimonitové zrudnenie, ktoré má najväčší význam, neprináleží k samostatnej, od ostatných hydrotermálnych zrudnení oddelenej metalogénnej etape, pretože geochemia roztokov povaríského zrudnenia je

v podstate jednotná. Zistilo sa, že s ubúdaním termálnosti roztokov postupne pribúda antimónu, a to najprv ako zložky sulfosolí, potom ako antimonitu (Sb_2S_3).

3. Najvyššie termálne zlatokremenné zrudnenie v okolí obce Hliníka (Limbach) je v oblasti, ktorá je bohatá na výskyt pegmatitov a najmä leukokrátnych muskovitických žilných žúl, dnes hydrotermálne silne premenených, na intrúziu ktorých by bolo možné zrudnenie geneticky viazať. To, že magmatický aparát ešte aj po utuhnutí hlavných magmatických más dlhší čas pôsobil (vznik leukokrátnych žilných žúl, aplitov a pegmatitov), potvrdzuje prijateľnosť predpokladu o závislosti zrudnenia od granitoidnej intrúzie. Zdá sa byť totiž opodstatneným názor, že po ukončení epimagmatickej, pegmatitickej a pegmatitoidnej etapy procesu tuhnutia magmy v zmysle *Fersmanovom* uplatnila sa aj postmagmatická rudonosná hydrotermálna etapa. Ináč by sme metalogenézu museli pripísať pôsobeniu alpínskych tektonometamorfných, rudami sekundárne obohatených roztokov alebo mladším hypotetickým povariským intrúziám, ktoré však nie sú nikde v Malých Karpatoch dokázané.

4. Že alpínska tektonometamorfóza bola bez prejavov zrudnenia, vidieť zo štúdia tektonitov. Ukázalo sa, že mladé mylonitové zóny v granitoidoch neprejavujú nijaké stopy zrudnenia, aj keď sa miestami v ultramylonitoch tvoria kremenné alebo kremeň-albitové sekrečné nepravidelné žilky a žily.

5. Priebeh rudných žíl alebo rudných zón sleduje nie alpínske, ale varíске tektonické línie najbližšieho okolia.

6. Mezozoické série, ktoré sú v oblasti kryštalinika, keď sú aj miestami v zóne zrudnenia (Hrubá dolina), neprejavujú známky po zrudnení.

Genéza staršieho pyrit-pyrhotínového zrudnenia

Genéza kyzového zrudnenia v Malých Karpatoch je veľmi ťažkou, ale dôležitou otázkou. Nemožno ju riešiť naraz, pretože len postupne, na základe rozsiahlych prieskumných a výskumných prác sa získavajú nové a nové dáta, ktoré rozširujú poznatky pre správne riešenie genetických problémov. Už na základe dát, ktoré sa dodnes získali základným výskumom a prieskumom, treba zmeniť pôvodné názory na genézu tohto zrudnenia, ktoré boli vyslovené pred začatím alebo v prvých začiatkoch prieskumných prác v malokarpatskej oblasti. Treba však poznamenať, že kým sa neukončia prieskumové a výskumné práce, všetky závery treba pokladať za predbežné.

Pyrit-pyrhotínové ložiská v Malých Karpatoch podľa *Schneiderhöhnovej* klasifikácie (1941) patria do skupiny metamorfovaných ložísk, ktoré môžu mať rozmanitú primárnu genézu. Pri takýchto metamorfovaných lo-

žiskách je obyčajne veľmi ťažko rekonštruovať vlastné pomery vzniku primárneho zrudnenia, a preto v posledných rokoch boli v malých Karpatoch pre primárnu genézu kyzových ložísk postavené dva základné názory: sedimentogénno-syngenetický a magmatogénno-epigenetický názor. Prvý, sedimentogénny názor je novší a opiera sa o dáta získané pri rozsiahlych banských prácach. Z tohto názoru vychádza geológ St. Polák, ktorý tu už niekoľko rokov robí prieskumné práce. Druhý, magmatogénny názor je starší a datuje sa ešte pred začatia banského prieskumu. Vyslovil ho C a m b e l v prácach, ktoré vyšli roku 1953. Dôkazy získané banským prieskumom v mnohých ohľadoch dokázali pri vzniku rúd širšie uplatnenie sa sedimentačného pochodu.

Vo svetovej literatúre tiež na primárnu genézu kyzových ložísk metamorfného charakteru vládne značná nejednotnosť názorov. V poslednej dobe sme svedkami toho, že istú časť svetoznámych kyzových ložísk, pokladaných predtým za magmatogénne, dnes niektorí autori pokladajú za sedimentogénne, metamorfované ložiská. Ešte stále sa však ukazuje, že pri štúdiu kyzových ložísk mnohé závažné otázky nie sú uspokojivo osvetlené a vyslovujú sa o nich protichodné názory.

V rokoch 1951—1952, keď začali výskumné práce kyzových ložísk, a keď robili závery na základe starých, nedostatočne prístupných banských otvárok alebo haldového materiálu, bolo treba postaviť hypotézu o genéze pyritových ložísk, a to aj na základe tých málo dát, ktoré do roku 1952 boli pracovníkom prístupné. Dovtedy bolo totiž možno študovať len otvárky starých štôlní v oblasti cajlanskej Hrubej doliny (Rýhova štôlna, Augustínova štôlna) a sledovali sa výskyty kompaktných kyzov Pyritovej štôlne v revíre cajlanského antimónového závodu. Na základe výskumu odkryvov uvedených banských prác, ako aj podľa geochemického a petrografického štúdia starého haldového materiálu došlo sa k názoru (C a m b e l, 1953, C a m b e l, K u p č o, 1953), že kyzové ložiská treba zaradiť podľa primárnej genézy k ložiskám typu likvidmagmaticko-pneumatolytického, podľa S c h n e i d e r h ö h n a (1941) patriacich k prechodnej medziskupine ložísk, ktorá je zaradená medzi skupinu likvidmagmatických a pegmatiticko-pneumatologických ložísk.

Na základe väčšieho množstva spektrálnych analýz a na základe petrografického zloženia rúd rozlíšili sa dva krajné typy rúd s charakteristickou minerálnou asociáciou, ktoré boli označené ako rudy typu „A“ s amfibolmi a rudy typu „B“ bez amfibolov.

Rudy typu „A“ sú charakterizované amfibolom, pyrrhotínom, pyritom, chalkopyritom a sfaleritom. Prítomnosť pentlanditu ako nositeľa niklu nie je ešte dostatočne preskúmaná. Z nerudných minerálov sa tu v podradnej miere nachádza kremeň a ojedinele karbonáty. Zo sulfidov prevláda

pyrhotín a pyrit, Ich množstvo v rude je kolísavé, takže rudy majú raz charakter amfibolitov alebo aktinolitických bridlíc s obsahom malého množstva pyritu alebo pyrhotínu, pri väčšej koncentrácii sulfidov však možno hovoriť už o pyrhotínových amfibolitoch a pri hrubozrnnosti hornín o pyrhotínových gabroamfibolitoch. Našli sa aj také rudy, kde amfibol pri porovnaní so sulfidmi má nepatrné zastúpenie, takže sulfidy úplne prevládajú. Miestami sú bežné prechody rúd typu „A“ k rudám typu „B“.

Rudy typu „B“ sú kremeň-sulfidickými rudami s menším obsahom biotitu, muskovitu a ďalších, zväčša sekundárnych kremičitanových minerálov. Kremeň, ako aj ostatné minerály, nemajú sedimentogénno-klastogénny charakter. Sulfidy v podstate tvoria tú istú asociáciu, iba že v trochu zmenených kvantitatívnych pomeroch oproti predchádzajúcej skupine. Citelným je najmä menší obsah niklu. Množstvo sulfidov a kremeňa značne kolíše, takže tu môžeme nájsť takmer bezkremenné sulfidické rudy alebo vysoko kremité rudy s málo sulfidmi. Pomer pyritu a pyrhotínu je menlivý. Pyrhotín prevláda v oblastiach s väčšou metamorfózou.

Amfibol-sulfidické rudy boli pokladané za likvidmagmaticko-pneumatolytické, kým kremeň-sulfidické rudy sa pokladali za nižšie termálne pneumatolytické a hydrotermálne.

K uvedeným genetickým záverom sa došlo na základe viacerých pozorovaní a dovtedy známych terénnych dát, pričom sa brali do úvahy aj poznatky, ktoré autor získal pri prehliadkach helpianskeho ložiska, ktoré práve vtedy skúmali V. Zoubek a A. Gorek (1953).

Hlavné podnety pre formovanie genetických názorov z rokov 1951—1952 vychádzali najmä z týchto dát a pozorovaní:

1. Kyzové ložiská sa vyskytovali jedine tam, kde boli metamorfné deriváty bázického ofiolitového vulkanizmu, amfibolity a aktinolitické bridlice, a to v ich bezprostrednej blízkosti, na ich okrajoch alebo v nich samých. V sedimentogénnych ílovito-kremitých, viac-menej grafitických metamorfitoch pozoruhodnejšie pyritové zrudnenia neboli pozorované, ak uvedené súvrstvia nemali amfibolické polohy.

2. Zistilo sa, že pyrhotín a zriedkavejšie pyrit sa nachádzajú vo väčšom alebo menšom množstve na viacerých miestach v amfibolických horninách ako rudná sulfidická akcesória, a to v takých typoch amfibolitov alebo gabroamfibolitov, o ktorých nebolo pochyby, že ide o metamorfity pravých magmatogénnych hornín. Z toho sa vyvodzovalo, že bázická magma v priebehu magmatického procesu bola značne bohatá na sulfidy, a že teda za vhodných podmienok cestou pneumatolyticko-likvačného procesu alebo cestou pneumatolyticko-hydrotermálnych až hydrotermálnych dejov mohli dôjsť k vyšším koncentráciám sulfidov v ofiolitoch alebo v blízkosti bázických ofiolitov.

3. Podľa pracovnej hypotézy z rokov 1951—1952 preplynená, sulfidicko-kremičitanová tavenina alebo hydrotermálne roztoky prenikali najvhodnejšími časťami superkrustálneho súvrstvia, totiž tade, kde sa najčastejšie odohrávali pohyby alebo kde sa vytvárali tlakové poruchy. Bolo to najmä na styku dvoch rôzne pevných a rôzne plastických hornín — amfibolitov a grafitických fylitov. Podobne sa odohrávalo prenikanie magiem pri intrúzii varískych granitoidov do bridličnatého súvrstvia, pričom granitoidy často intrudovali medzi kompaktné kyzové rudy a susedné grafitické fylity alebo medzi amfibolity a grafiticko-sericitické fylity.

Podľa takéhoto objasnenia spoluvýskytu amfibolitov, rúd a grafiticko-sericitických fylitov organogénne zložky a grafit, nachádzajúce sa v blízkosti zrudnenia, nehrali v procese zrudnenia geneticky významnú úlohu, ale iba uľahčovali mechanizmus tohto procesu.

K uvedenému záveru sa došlo preto, lebo kompaktné rudné kyzové telesá v rajóne cajlanského závodu a v oblasti Rýhovej štôlne sa vždy nachádzali medzi amfibolickými horninami a grafitickými bridličnatými polohami alebo šošovkami a mali proti amfibolickým, ako aj proti grafitickým horninám ostré ohraničenie. Pritom sa zistilo, že kým grafitické alebo grafiticko-sericitické šošovky stýkajúce sa s rudnými telesami boli bez zvýšenej koncentrácie pyritu, nadurené šošovkovité alebo lavicovité telesá liatych kyzov v oblasti cajlanského ložiska a Rýhovej štôlne boli bez grafitu alebo ho mali v podradnej miere a rudy nemali stopy po sedimentogénnych páskovaných textúrach. Uvedené skutočnosti svedčili proti názoru, že organogénna síra uvoľňovaná pri rozklade organogénnych sedimentov v nevetranom mori má podstatnejší vplyv na genézu kyzových rúd. Logickejší bol teda epigenetický výklad kyzových ložísk. Iba neskôršie sa ukázalo (ložisko Nádej), že kyzové zrudnenia môžu byť aj v strede mohutnejších grafitických polôh mimo bezprostrednej blízkosti amfibolitov. Ani tento pyrit však nebolo možno dávať do genetickej súvislosti s organogénnou sírou.

4. Ďalšou okolnosťou, ktorá ovplyvňovala názory na genézu z rokov 1951—1952, bolo minerálne zloženie rúd. Asociácia minerálov rúd je v podstate podobná viacerým kyzovým rudám ložísk severských štátov, ktoré sú v literatúre uvádzané v geneticky rôznych magmatogénnych skupinách, podľa staršej literatúry najprv likvidmagmatických, neskôršie hydrotermálnych (Sulitjelma, Röros, Lökken). O vysokej termálnosti asociácie minerálov rúd svedčili najmä amfibol, biotit, muskovit a pyrhotín, ktorý mal prevahu nad pyritom v ložiskách vtedy študovaných. Nebolo dost dôkazov, ktoré by potvrdili metamorfogénny charakter uvedených minerálov. Kremeň v kremeň-sulfidických rudách nebolo možné pokladať za klastogénny a pod mikroskopom bolo jasne poznať, že ide o kremeň geneticky odlišný od kremeňa okolitých hornín (fylitov a svorov), a že

vznikol v súvislosti s metalogénnym procesom prinášajúcim sulfidický materiál.

5. Rudné telesá na pezinsko-cajlanej strane rudonosnej oblasti Malých Karpát vystupovali na vtedy študovaných miestach vždy ako neveľké, cudzorodé, zväčša šošovkovité telesá, ktoré sa mineralogickým zložením a štruktúrou úplne líšili od okolitých hornín a boli od nich ostro ohraničené. Uvedené šošovkovité telesá mali strmý sklon, mocnosť 2–10 m, dĺžku 10–50 m. Šošovky rúd sa pomerne rýchlo vyklínovali dovrchne aj smerne, takže i v smere ich predĺženia neboli často nijaké pozvoľné prechody, ktoré by svedčili o smernom pokračovaní zrudnenia v tom istom horizonte. Len niekoľkoročné rozsiahle banské práce na rudnom poli Augustín ukázali, že rudonosný horizont aktinolitických a grafitických bridlíc má značnú dĺžku, čo rozhodne prispelo na podporu syngenetického názoru na vznik ložísk.

Treba ale poukázať na to, že v ložisku Augustín úložné pomery rúd a celkový tvar ložiska, najmä však napravidelnosť rozloženia rúd a ich mineralogická rôznosť v rudonosnej zóne aktinolitických a grafitických bridlíc, nie je ani doteraz, keď už boli rôzne iné nejasnosti banskými prácami objasnené, uspokojivo vysvetlená. Ak totiž pripisujeme prvoradý význam procesu morskej sedimentácie pri vzniku kyzových ložísk v Malých Karpatoch, potom úplná nepravidelnosť rudných koncentrácií v rudonosnom horizonte bridlíc nasvedčuje tomu, že vlastný sedimentačný proces má pre genézu sulfidov len druhoradý význam a naopak, že zrudnenia sa tvorili v podstatnej závislosti od metalogénneho procesu bázičného magmatizmu. Pritom sa tu mohli uplatniť ako sedimentačno-exhalačné rudonosné zložky vychádzajúce z vulkánov, tak aj rudonosné hydrotermálne roztoky vytekajúce naorské dno alebo pôsobiace epigeneticky už na spevnené alebo diagenéze ešte nepodrobené sedimentárne súvrstvia.

V rudonosnej zóne rudného poľa Augustín, ktorá sa tiahne vyše dvoch km smerom na SZ—JV naprieč pohoria, súbežne s priebehom bridličnatosti hornín, nepravidelnosť rudných hniezd je až prekvapujúca a často nemožno ani na krátku vzdialenosť predpovedať pribúdanie alebo ubúdanie rudonosti. I charakter rúd sa v tejto zóne z miesta na miesto mení. Mení sa veľkosť ich zrna, minerálne zloženie, geologické vystupovanie, rôzne sú tiež textúry a štruktúry rúd. Isté je, že aj metamorfný proces, ktorý je silnejší na pezinskej strane Karpát a slabší na perneckej strane, hral pri konečnom formovaní štruktúr, textúr a minerálneho zloženia rúd dôležitú úlohu a mohol viesť k podstatnej zmene zloženia rúd. Predsa však bude správne predpokladať, že v takej rozsiahlej oblasti ako je pezinsko-pernecké kryštalinikum, vo väčších časových intervaloch genetické podmienky vzniku rúd mohli byť rozmanité. Práve tieto primárne genetické rozdiely viedli pravdepodobne k mnohým už uvádzaným rozdielnostiam v zložení

rudného materiálu. Na jednom mieste mohli vznikať rudy, kde sa viac uplatnil sedimentačno-exhalatívny proces, v iných častiach zase hydrotermálny proces, a to jednak vo forme usadzovania sa rudného materiálu z hydroteriom v priebehu sedimentácie súvrstvia, jednak vo forme epigenetického pôsobenia hydroteriom na spevňované alebo už spevnené sedimenty. Prítom však netreba podceňovať vplyv metamorfózy na rudné koncentrácie, pretože metamorfóza mohla v rudách spôsobiť oproti ich pôvodnému stavu podstatné zmeny.

O intenzívnom hydrotermálnom epigenetickom pôsobení roztokov pri-nášajúcich pyrit svedčia silne hydrotermálne rozrušené amfibolické horniny v perneckej oblasti, najmä v blízkosti výskytu hrubozrnných hypoabyssálnych a abyssálnych gabrodioritov, gabroamfibolitov a škvrnitých amfibolitov. Pravdepodobne tu ide o akúsi propylitizáciu staropaleozoických vulkanitov.

6. V súvislosti so skúmaním významu sedimentárno-biogénnej síry pri vzniku ložísk sa študovali grafitické polohy alebo grafiticko-sericitické súvrstvia a šošovky v jednotlivých častiach kryštalinika Malých Karpát. Pri tomto štúdiu sa došlo k záveru, že organogénna sedimentácia v tých častiach variskej geosynklinály, kde more nebolo vetrané, nevedla k pozoruhodnejšiemu obohateniu bituminózneho súvrstvia o pyrit. Ukázalo sa, že početné grafitické šošovky v pezinsko-perneckom kryštaliniku nemajú vyššie koncentrácie pyritu okrem bežného malého množstva rozptýleného pyritového zrudnenia, ktoré je typické pre všetky grafitoidné horniny. K vyšším koncentráciám síry dochádza vždy tam, kde aktívne pôsobil bazický magmatizmus, čiže tam, kde sa dnes vyskytujú amfibolické horniny. Treba však poznamenať, že nie každý výskyt metabázitov sprevádza zrudnenie a práve tak nie všetky grafitické súvrstvia a šošovky sú rudonosné, aj keď sú v strede výskytu metabázitov. Možno pozorovať aj to, že istý pruh amfibolických metabázitov má zrudnenie len v niektorých častiach svojho rozšírenia, a to niekedy na celkom obmedzenej rozlohe (antimonitové ložisko Cajla). Ako sme už zdôraznili, uvedený zjav potvrdzuje veľmi úzku závislosť genézy rúd od magmatizmu bazických ofiolitov a viedol k podpore názorov o epigenetickom metalogénnom procese pri vzniku kyzových ložísk. Predpokladalo by sa totiž, že v prípade bežného sedimentogénneho poňatia vzniku rúd tam, kde sedimentácia je prvoradým genetickým faktorom, museli by sme očakávať väčší rozsah, väčšiu pravidelnosť i rozlohu rudonosného horizontu, ktorý charakterizuje sedimentáciu s vhodnými podmienkami vzniku rúd v istom období. Je zrejmé, že rudotvorné podmienky sa potom nemôžu sťahovať len na niekoľko metrové úseky sedimentačného prostredia, ale musia pôsobiť v širokej oblasti sedimentačného bazénu.

Takýmto súvrstvím, kde sa v širokých rozmeroch uplatnili podmienky sedimentácie nevetraného mora, sú isté horizonty harmónskej série, ktorá je v podstate silne grafitickým súvrstvím.

V tejto sérii, charakterizovanej podradným pôsobením ofiolitového vulkanizmu, nikde nedošlo k pozoruhodnejšiemu pyritovému zrudneniu.

Na základe uvedeného nie je div, že v minulosti, keď ešte pred otvorením perneckého antimónového ložiska a ložísk pod Misárskym, kde sa nachádzajú grafiticko-pyritové rudy s typickými sedimentogénnymi páskovými textúrami, veľmi sa podcenil význam sedimentácie pri genéze kyzových ložísk a opačne, v súlade s vtedajším magmatogénnym vysvetľovaním genézy amfibolitov bolo prijateľnejšie zrudnenie pripisovať jedine magmatogénnym epigenetickým rudonosným procesom.

7. Genetické problémy sa študovali aj vzhľadom na metamorfný proces, ktorému podliehali okolité horniny, ako aj samé rudné koncentrácie. Zaujímavá bola najmä otázka, aký charakter majú amfiboly v hrubozrnných, amfibol-sulfidických rudách. Skúmal sa názor, či ide o amfiboly klastického charakteru, čiže či ide o súčasť tufogénneho vulkanického materiálu alebo o metamorfogénne veľké kryštaloblastické amfibolové jedince, ktoré kryštalizujú zo sedimentárnych, pelitických, vápenato-horečných zložiek. Petrografické štúdium v prvých rokoch výskumu ložísk Malých Karpát viedlo k tretiemu záveru, že ide o kryštalizáciu sulfidických, plynmi silno obohatených, likvačno-pneumatolytických látok, z ktorých porfyricky ako prvé vykryštalizovali vyrastlice amfibolov a za nimi sulfidy. Tieto medzi amfibolmi vytvárajú akúsi základnú hmotu. Petrografia amfibol-sulfidických rúd tomu neodporovala, ba opačne, veľké kryštály idiomorfných amfibolov (od 3 mm do 1 cm) neusmernene kryštalizovaných a krížovite prerastajúcich, uvedený názor podporovali.

Ak dnes upúšťame od názorov likvačno-pneumatolytického obohatenia sulfidmi, treba sa znova zaoberať vysvetlením genézy amfibol-sulfidických rúd a treba vysvetliť najmä pôvod veľkých kryštálov amfibolu v amfibol-sulfidických rudách.

Jedným spôsobom vysvetlenia môže byť rekryštalizačne metamorfný názor, podľa ktorého amfiboly sú kryštaloblastmi, tvoriacimi sa zo zložiek sedimentov vhodného chemizmu (prítomnosť Ca, Mg). Podobné zloženie sedimentov s Ca a Mg zložkami je v niektorých častiach harmónskej série, avšak v tejto oblasti pri silnej metamorfóze nevznikajú amfiboly, ale pyroxény, granát, vezuvián atď. a dochádza iba k nezreteľnej xenoblastickej rekryštalizácii amfibolu a chloritu. Z týchto dôvodov nemožno prijať rekryštalizačný charakter amfibolov zo sedimentárnej zložky vhodného zloženia.

Pri štúdiu amfibolických rúd sa dá zistiť, že prechod týchto rudných koncentrácií s veľkými amfibolmi do rúd s malými amfibolmi (pod 3 mm)

alebo do okolitých, slabo zrudnených amfibolických hornín alebo tiež do kremeň-sulfidických rúd, v podstate je ostrý. Tak je to napr. v starých otvárkach Augustínovej štôlne. Z uvedeného sa dá usudzovať, že rozdielnosť v štruktúrach a v zložení rúd závisí od predmetamorfónnych zvláštností v zložení rúd. Rudy museli už pred metamorfózou vytvárať samostatné, od seba odlišné minerálne asociácie, po stránke genetickej závislé od takých faktorov ako ostatné horninové prostredie. Nie bez námietok môžeme predpokladať, že hrubozrnnosť amfibolov v rudách je iba produktom rekryštalizácie, keď v tesnom susedstve ležiace amfibolické rudy alebo horniny sú jemnozrnné, hoci metamorfónne podmienky boli rovnaké. Niekedy ani metamorfónny stupeň, ktorý je miestami zhodný s epizonálnymi termodynamickými podmienkami, nezodpovedá stupňu dokonalej rekryštalizácie amfibolov.

Aj keď môžeme pripustiť účinný vplyv sulfidov na rekryštalizáciu amfibolov v rudách, nezdá sa byť pravdepodobným, že prítomnosť sulfidov pri metamorfóze je hlavnou príčinou idiomorfónneho vývoja amfibolov, pretože je mnoho prípadov, kde v sulfidických koncentráciách idiomorfónna kryštalizácia sa neuplatnila, na druhej strane zase k idiomorfónnemu vývoju veľkých amfibolov došlo i tam, kde množstvo sulfidov bolo pomerne malé.

Druhé hľadisko by mohlo vychádzať z predpokladu, že veľké amfiboly sú v priebehu vulkanizmu nápadnými monokryštálmi, teda sú osobitným vývojom pyroklastického materiálu. Ak sa prikláňame k tomuto názoru, potom treba odpovedať na otázku, či je vôbec možné, aby také veľké vyrastlice amfibolov mohli byť v procese submarínneho vulkanizmu súčasťou výmetov. Pri vulkanizme na súši vyhadzovanie monokryštálov porfyrických vyrastlíc je bežné, avšak ich vznik vo vodnom prostredí nemožno prijať bez námietok.

Ďalším, nedostatočne vysvetleným zjavom je pozorovanie v oblasti Kuchynskej doliny (oblasť kopca Skalnatěj), kde v slabo zrudnených horninách sedimentogénneho charakteru, akými sú napr. grafiticko-kremité fylity a svory s amfibolmi, ktoré predstavujú tufogénnu zložku bázičného vulkanizmu, že tu prítomný pyrit a sulfidy sa vždy viažu na amfiboly, čiže na pyrogénnu zložku a nie na zložku grafitoidnú. V týchto grafitických horninách pyrit vytvára obyčajne okolo zŕn amfibolov zhluky alebo preniká priamo amfibolmi a ich štiepnymi trhlinami či porušeniami. Túto otázku mobilizácie sulfidov okolo porfyroblastov amfibolov bude treba uspokojivo objasniť. Je pravdepodobné, že tento úkaz závisí od procesu rekryštalizačnej metamorfózy, pretože uvedené horniny sú značne rekryštalizované.

8. Ďalším faktom, o ktorý sa opieral magmatogénny genetický názor na vznik kyzových ložísk, boli výsledky chemických analýz. Podľa polarografických analýz sa sledovali množstvá niklu a kobaltu v kyzových rudách

alebo v pyritoch a v pyrhotínoch izolovane. Ukázalo sa totiž, že percentuálne zastúpenie niklu a kobaltu nezodpovedá výsledkom, ktoré priniesol H e g e m a n n, známy zástanca sedimentogénneho charakteru kyzových ložísk, v početných analýzach rozličných európskych pyritových ložísk. H e g e m a n n v práci z roku 1943 na základe vyše 600 kvantitatívnych spektrálnych chemických analýz pyritu a sulfidov z kyzových ložísk dospel k názoru, že podľa percentuálneho zastúpenia niklu v pyritoch, ako aj podľa vzájomného pomeru niklu a kobaltu, možno určiť, či ide o magmatogénny alebo sedimentogénny typ ložiska. Podľa zákonitosti, ktorú H e g e m a n n vyslovil na základe štúdia analýz rozličných pyritov európskych ložísk, sedimentogénne pyrity majú mať vždy menšie obsahy niklu ako obsahy kobaltu, pričom množstvo niklu nemá nikdy dosahovať desatiny percenta, ale má byť nižšie (stotiny až tisíciný percenta). Naproti tomu množstvo kobaltu v pyritoch možno vyjadriť v desatinách a v stotinách percenta, menej často v tisícinách percenta. Malokarpatské pyrity a kyzы obsahujú nikel spravidla v desatinách a v stotinách percenta, kobalt v stotinách až tisícinách percenta, teda opačne, ako by to malo byť pri sedimentogénnych ložiskách. Kolísanie množstva niklu v jednotlivých kusoch pyritu podľa H e g e m a n n o v ý c h dedukcií tu práve tak svedčí o magmatogénnom charaktere sulfidov. Posudzujúc vec z tohto hľadiska bolo by oprávnené pyritové zrudnenie v Malých Karpatoch pokladať za magmatogénno-epigenetické.

Aj porovnanie kvantitatívnych analýz rozličných sulfidov magmatogénnych ložísk, označovaných dovtedy ako likvačné, ktoré prinášajú práce N o d d a c k o v c o v, s analýzami početných spektrálnych rozborov, vykonaných pri rudách Malých Karpát, ukázalo značnú zhodu v geochemickej asociácii prvkov, ako aj podľa kvantitatívneho odhadu. Tento fakt práve tak viedol k príklonu na názor o možnosti epigenetickej, likvačno-pneumatolytickej až pneumatolyticko-hydrotermálnej genézy kyzových ložísk.

9. Štúdie z rokov 1951—1952 sa obmedzovali jedine na juhovýchodnú, cajlanskú oblasť Malých Karpát. Všetky tieto ložiská sú v metamorfnej mezozóne až katazóne. V rudách má pyrhotín značnú prevahu nad pyritom. I toto pozorovanie ovplyvnilo genetický záver o sulfidických ložiskách, pretože pyrhotín je jedným z minerálov charakteristických pre magmatogénne ložiská. Na základe ložiskového štúdia nedala sa vtedy ešte riešiť otázka pomeru pyritu a pyrhotínu a nebola ešte dokázaná závislosť množstva pyrhotínu v rudách od stupňa metamorfózy okolitých hornín. Pri petrografickom štúdiu rúd sa zistilo, že pyrit je v početných prípadoch mladší ako pyrhotín a často vytvára v pyrhotíne žilky a metasomatické zóny. Aj keď boli známe ojedinelé opačné prípady, kde sa pyrit javil starším ako pyrhotín, predsa sa tomuto faktu nepripisoval väčší význam

a vtedy študovaný materiál potvrdzoval, že ide skôr o výnimočný zjav. Výskumy posledných rokov ukázali, že pomerné zastúpenie pyritu a pyrrhotínu v kyzových rudách závisí od podmienok metamorfózy, a že v oblastiach s menšou metamorfózou pyrrhotín oproti pyritu ubúda. Dokázali to najmä neskoršie otvárkové starých perneckých baní pod Krížnicou a nové otvárkové pyritových rúd pod Misárskym, ktoré sú v pokračovaní rudnej zóny ložiska Augustín, prechádzajúcej smerom SZ—JV z jednej strany Karpát na druhú. Považovanie pyrrhotínu za primárny predmetamorfny minerál viedlo k podpore magmatogénneho epigenetického vysvetlenia pyritových kyzových rúd.

10. Najzávažnejšou okolnosťou, ktorá ovplyvnila genetické názory, boli názory o genéze amfibolických hornín v Malých Karpátoch. Genéza amfibolitov bola riešená tak, že magmatogénny charakter kyzového zrudnenia bol z hľadiska názorov na genézu amfibolitových hornín najpriateľnejší. Podľa Cambelových prác z roku 1950 sa predpokladalo, že väčšina amfibolitov má magmatogénny hypoabysálny charakter. Jedine o amfibolitoch najvýchodnejšej časti pezinsko-perneckého kryštalinika medzi hájovňou Rybníckom a Kuchynskou-Modranskou dolinou sa pripúšťal extruzívny charakter amfibolických hornín, lebo sa tu našiel v zrudnených grafitických svoroch pyroklastický materiál bázičných vulkanitov, reprezentovaný kryštálmi amfibolov v sedimentoch.

Iba vďaka novým banským a povrchovým odkryvom z rokov 1953—1955 sa ukázalo, že časť amfibolických hornín je tufogénna. Zistilo sa, že miestami jestvujú pozvoľné prechody zelených bridlíc do ílovitých a ílovito-grafitických, viac-menej kremitých bridličnatých metamorfítov s menlivým obsahom pyrogeného materiálu. Toto predtým nebolo možné nikde presvedčivo pozorovať.

Pri geologickom výskume v oblasti Modry a Častej sa ukázalo, že bridlice tzv. harmónskej série v horizontoch s karbonátovou sedimentáciou majú početný pyroklastický materiál o rôznej zrnitosti až do veľkosti aglomeratických tufobrekcií. Našli sa tu aj typické extruzívne bázičné vulkanity špongiovitej textúry (Cambel, 1954). Tieto okolnosti, ako aj výsledky výskumu kyzových ložísk potvrdili prítomnosť extruzívneho vulkanizmu v staropaleozoickej geosynklinále. Tieto dôkazy viedli k tomu, že pezinsko-pernecké kryštalinikum bolo treba povrchovým mapovaním znova preštudovať z hľadiska nových poznatkov a tiež so zreteľom na opodstatnenosť sedimentogénneho poňatia genézy kyzového zrudnenia. Bolo treba z jednotného komplexu amfibolických hornín vyčleniť tie časti amfibolickej zelenej bridličnej série, kde sa vyskytujú metamorfity pyroklastík s polohami sedimentogénnych a najmä grafitických vrstiev, šošoviek alebo šmúh, pretože sa ukázalo, že práve tieto oblasti majú pre

prospekciu kyzov najväčší význam. Ukázalo sa ďalej, že bez veľkého počtu umelých odkryvov, sond a vrtov a bez geofyzikálnych meraní nie je možné presné terénne vymedzenie výskytu metamorfovaných pyroklastík oproti magmatogénnym metamorfným amfibolitom. Mikroskopia, najmä pri metamorfovaných amfibolických horninách, tiež nemôže podať jasnú diagnózu, či študované amfibolické horniny sú pravými metamorfovanými magmatikami alebo či ich metamorfovanými tufmi. Najjasnejšie to môžu dosvedčiť terénne pozorovania v odkryvoch. Je to striedanie typického sedimentogénneho, najmä grafitoidného a amfibolického materiálu v horninách.

Okolnosť, že časť metamorfovaných pyroklastík má impregnačné pyritové zrudnenie, ktoré v zóne hypergenézy spôsobuje chemický rozklad a vybielenie hornín, ešte viac sťažovala robiť správne genetické závery o uraliticko-aktinolitických horninách pomocou mikroskopie.

Sedimentogénne polohy aktinolitických hornín majú obyčajne menší rozsah a vystupujú v depresiách, často medzi pruhmi magmatogénnych amfibolitov, ktoré tvoria vrcholčky a svahy údolia. Toto vystupovanie spôsobuje zasutenie depresívnych polôh aktinolitických bridlíc pravými magmatogénnymi, ťažko vetrajúcimi horninami amfibolitov. Tak môžu byť v teréne sedimentogénne pyroklastiká úplne skryté a nepozorovateľné. Preto nie je div, že existenciu metamorfovaných tufogenidov v minulosti prehliadli a nepoznali. I pri dnešných výsledkoch mapovania sa rozsah magmatogénnych amfibolitov v geologických mapách obyčajne zväčšuje oproti skutočnosti, a to z dôvodov zasutenia východov aktinolitických bridlíc.

Výskumy, ktoré sa robili v rámci školských výskumných plánov roku 1955, nielenže vymedzili ďalšie nádejné oblasti výskytu rúd pezinsko-perneckého kryštalinika, ale potvrdili aj názor, že značná časť aktinolitických bridlíc je metamorfovaným tufogénnym materiálom bázičského vulkanizmu, a že v súlade s názormi geológa St. P o l á k a sedimentačný proces pri vzniku aktinolitických bridlíc má dôležitú úlohu. Dokázanie sedimentogénneho charakteru časti aktinolitických bridlíc, v blízkosti ktorých sa nachádzajú zrudnenia, muselo mať vplyv aj na riešenie genetických otázok kyzových ložísk.

Otázkou genézy amfibolických hornín sa musíme zaoberať zvlášť, pretože táto otázka bola pri riešení genetických otázok kyzového zrudnenia vždy základnou.

V predošlých prácach sa predpokladalo (C a m b e l, 1950), že aktinolitické bridlice sú metamorfovanými derivátmi magmatických bázičských hornín a nie ich pyroklastík. K tomuto názoru sa dospelo preto, lebo v oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika ani pri terénnom, ani pri mikroskopick-

kom štúdiu neboli zistené typické sedimentogénne polohy pyroklastík, kde by sa detritický, ílovitý, kremitý, vápnitý alebo grafitoidný materiál striedal s polohami alebo vrstvičkami bázičného vulkanizmu. Naopak, v celej oblasti sa v značnom množstve vyskytovali početné hrubozrnné variety bázičských hornín alebo ich škvrnité metamorfované deriváty. C a m b e l a najmä toto viedlo k názoru, že bázičný magmatizmus bol zväčša intruzívny, najmä hypoabysálny, pričom k extrúziám sa prichádzalo len ojedinele.

Terénnym a mikroskopickým štúdiom metamorfózy amfibolických hornín sa zistilo, že pod vplyvom metamorfózy sa primárne hrubozrnné horniny gabroidného charakteru s jasne rozoznatelnými veľkými amfibolmi a živcami homogenizovali podľa vonkajšieho vzhľadu a menili sa na jemnozrnnejšie zelené horniny alebo na škvrnité amfibolity s porfyroblastmi živcov o rôznom tvare, podľa termodynamických podmienok metamorfózy. Tento proces stierania primárnych štruktúr v priebehu metamorfózy umožnil najmä to, že amfibol sa pri metamorfóze uraliticky členil a jednotlivé členené časti amfibolov sa od seba oddeľovali, vzdľaľovali a postupne menili na drobnejšie ihličkovité aktinolitické amfiboly, ktoré, prenikajúc do živcových zŕn, preplietli celú horninu hustou spleťou uralitu a aktinolitu, čím ju premenili na zelené celistvé amfibolicko-aktinolitické bridlice. Toto pozorovanie, ktoré sa aj dnešným štúdiom potvrdilo, viedlo však k nesprávnemu záveru, že všetky tieto, podľa vonkajšieho vzhľadu homogénne amfibolicko-aktinolitické a aktinoliticko-chloritické bridlice, pri ktorých nemožno voľným okom rozoznať kryštály amfibolov a živcov, sú metamorfovanými derivátmi bázičských vulkanitov. Potvrďovali to aj výsledky chemických analýz z rôznych typov amfibolických hornín v Malých Karpatoch, z ktorých vidieť, že aj aktinolitické bridlice prejavili značnú zhodu v základných kyslíčnikoch hlavných litofilných prvkov s analýzami ostatných amfibolických hornín (C a m b e l, 1950).

Dnešné výsledky výskumu však potvrdzujú názor, že ofiolitový vulkanizmus mal v prevažnom rozsahu extruzívny, najpravdepodobnejšie submarínny charakter, a že hrubozrnné a škvrnité formy amfibolických hornín predstavujú jednak mladšie hypoabysálne až abysálne ofiolitové intrúzie, ktoré prenikajú sedimentami a vlastnými tufitmi, jednak vnútornejšie partie mocnejších výlevov, kde kryštalizácia prebiehala značne pomalšie ako na okrajoch výlevu. Metamorfná premena hrubozrnných variet na jemnozrnnejšie mala na konečný vzhľad hornín značný vplyv a istú časť aktinolitických bridlíc aj podľa dnešného stavu výskumu treba pokladať za pôvodne magmatogénne, epimetamorfované ofiolity, ktoré nemusia mať tufogénny charakter.

Závažnou otázkou, ktorá ovplyvňuje správne posúdenie genézy amfibolických hornín, bolo to, že doteraz nikde v pezinsko-perneckom kryštaliniku

neboli nájsené typické formy extruzívnych štruktúr a textúr hornín bazického vulkanizmu, podobné, aké sa našli v oblasti harmónskej série, kde okrem metamorfovaných tufitov, ktoré tvoria pásiky v karbonátoch, našli sa aj hrubozrnné tufobrekcie a vulkanity so špongiovitými a mandľovcovými textúrami. Táto okolnosť je najviac udivujúca najmä preto, že v oblasti s maximálnou vulkanickou činnosťou, ako je cajlansko-pernecké kryštalinikum, nič podobného sa nevytvorilo, hoci i tu predpokladáme existenciu mohutného submarínneho vulkanizmu.

Očakávali by sme totiž, že v tejto oblasti budú mať sedimenty v blízkosti pôsobenia vulkánov, najmä podmorských, variabilné litologické zloženie, a že horniny budú petrograficky značne inhomogénne, čo by sa malo prejavovať v širokých oblastiach pôsobenia vulkánov. V kryštalických bridliciach cajlansko-perneckej oblasti vo všeobecnom meradle toto práve nepozorovať. Polohy aktinolitických bridlíc v sedimentárnom súvrství, ktoré predstavujú pyroklastický materiál bazických vulkanitov, najčastejšie majú ostrý styk alebo značne rýchly prechod do typických ílovitých alebo ílovitografitických sedimentárnych metamorfitov. Pomerne len zriedkavo badať mocnejšiu zónu, ktorá charakterizuje pozvoľnejší litologický prechod aktinolitických bridlíc do ílovito-kremitých, miestami grafitických metamorfitov. Takéto oblasti, kde sa v horninách súčasne vyskytujú sedimentogénne detritické a pyrogénne zložky, predstavujú pravdepodobne sedimentačnú zónu v najtesnejšej blízkosti pôsobenia drobnejších, často sa však oživujúcich vulkánov, pôsobiacich na zvlášť aktívnych poruchových líniách zemskej kôry. Takýto vývoj bol pozorovaný okrem niekoľkých výskytov v rôznych častiach kryštalinika, a to najmä v zónach kyzového zrudnenia, čiže tam, kde aktívne pôsobenie vulkánov malo za následok aj uplatnenie sa metalogénneho pochodu.

Pri veľkom rozsahu vulkanizmu pezinsko-perneckej oblasti kryštalické bridlice majú relatívne pokojný faciálny vývoj, hoci je zrejmé, že výbuchy sopiek podmorských vulkánov spôsobovali silné kolísanie morského dna, vírenie a premiešavanie kalov, nespevnených sedimentov s pyrogénnym materiálom. Zdalo by sa prirodzené, že by tu bežne mali byť pozorovateľné útržky hornín a lát v sedimentárnych súvrstviach. Neprítomnosť uvedených zjavov nie je doteraz dostatočne vysvetlená. Táto skutočnosť tiež značne prispela k názoru na hypoabysálny až abysálny charakter bazického magmatizmu a na magmatogénny pôvod kyzového zrudnenia.

Z uvedeného o genéze malokarpatských kyzových ložísk vidieť, že sme sa ešte nepriblížili ku konečnému záveru, a že bude treba ďalej pozorne sledovať a zbierať dáta, ktoré sa získavajú najmä v priebehu prieskumných a laboratórnych prác. Aj od detailnejšieho geochemického, chalkografického a petrografického výskumu rúd, s ktorým v dohľadnej dobe začneme, možno

tiež očakávať vyjasnenie mnohých otázok. Doterajšie názory potvrdzujú, že čisto sedimentačný pochod, spojený jedine s koncentrovaním sa sedimentačno-biogénnej síry, v Malých Karpatoch nemá ložiskotvorný význam. Sedimentačný pochod za aktívneho pôsobenia rudotvorných elementov, vychádzajúcich z ofiolitového vulkanizmu už či exhalačnou alebo pneumatolytickou až hydrotermálnou cestou, mal prvoradý význam. Preto v Malých Karpatoch nájdeme na jednej strane rudy nepopierateľne sedimentogénnych testúr a na druhej strane sú tu rudy, pri ktorých takýto pôvod je ťažko potvrdiť. Potom je prijateľnejší názor hydrotermálne-sedimentačného a hydrotermálne-epigenetického poňatia genézy.

V najbližšom období bude sa treba venovať najmä týmto otázkam:

1. Treba objasniť genézu amfibol-sulfidických rúd oproti kompaktným kremeň-sulfidickým rudám. Kremeň-sulfidické rudy treba študovať z hľadiska významu hydrotermálneho procesu pri ich genéze a bude treba určiť fyzikálno-chemické pomery rudonosných hydrotermálnych roztokov. Pri amfibolických rudách s veľkými amfibolmi treba bližšie osvetliť genézu veľkých amfibolov v sulfidoch a treba riešiť pomer týchto hrubozrnných amfibolických rúd k bežným amfibolitom a k aktinolitickým bridliciam viac alebo menej zrudneným, ako aj ku kremeň-sulfidickým rudám.

2. Bude treba študovať geochemiu niklu a kobaltu v malokarpatských pyritoch a pyrhotínoch a ďalej bude treba vysvetliť príčiny vyššieho množstva Ni a Co, ako aj vzájomného pomeru týchto prvkov, ak akceptujeme názor sedimentogénneho vzniku ložísk.

3. Bude treba presvedčivejšie objasniť, akou cestou sa dial prísun sulfidov, síry a železa pri vzniku ložísk. Pritom treba bližšie určiť okolnosti, ktoré spôsobili nepravidelnosť rozloženia rúd v rudonosných zónach bridlíc.

4. Bude treba študovať vplyv metamorfózy na konečné minerálne zloženie rúd a určiť, do akej miery sa uplatnila migrácia rudného materiálu v priebehu metamorfózy. Nakoniec treba objasniť príčiny rozdielov medzi jednotlivými typmi rúd, medzi ich štruktúrami, textúrami a minerálnym zložením. Bude treba sa snažiť určiť príčiny, ktoré uvedenú rozdielnosť v jednotlivých častiach rudonosných zón spôsobili.

5. Treba podať detailnú petrografiю, chalkografiю a geochemiu rúd, pretože doterajšie názory sa o takéto dáta opierajú nedostatočne.

6. Treba riešiť otázky impregnácie pyritu a hydrotermálnu premenu metabázitov v tých oblastiach, kde nie sú grafitoidné polohy a kde nie sú ani v podloží známe pyritové ložiská, pri ktorých metamorfóze by mohli sekundárne-epigeneticky premigrovať sulfidy do nadložných amfibolických hornín. Treba znova študovať, či je správne vysvetlenie, že tu ide o akúsi staropaleozoickú propylitizáciu báziických vulkanitov, najmä v dôsledku intrúzie hypoabysálnych a abysálnych, k ofiolitovému vulkanizmu patriacich

gabrodioritov do tufogénnych a magmatických hornín starších bazických vulkanitov. Treba preštudovať, či impregnačné zrudnenie aktinolitických bridlic v celej oblasti, kde nie sú známe väčšie kyzové ložiská, nie je epigenetickým zrudnením v dôsledku uvedenej impregnácie.

5. V. 1956

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

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrian F., Paul K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. JRGA, XIV, 325—367, Wien.
- Andrusov D., 1940: Mangánové rudy pri Jabložovom. Rukopis.
- Beck H., Vettters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen Beiträge zur Paleontologie u. Geologie Oest.-Ung., XVI, Wien, Leipzig.
- Beck R., Berg G., 1922: Abriss der Lehre von den Erzlagerstätten, Berlin.
- Berg G., 1915: Die mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten, Berlin.
- Bergfest A., 1951: Baníctvo v Pezinku a v jeho okolí (výťah z literatúry). Rukopis.
- Beyschlag F., Krusch P., Vogt J. H. L., 1921: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, II, Stuttgart.
- Cambel B., 1950: Malokarpatské rudné ložiská v oblasti Pezinok—Pernek. GS I, 1, Bratislava.
- Cambel B., 1950: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. GS I, 2—4, Bratislava.
- Cambel B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geologické práce, Zošit 29, Bratislava.
- Cambel B., Kupčo, 1953: Geochemické, geologické a genetické pomery malokarpatských rudných ložísk. GS, Bratislava.
- Cambel B.: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. Geologické práce, Zošit 36, Bratislava.
- Cambel B., 1954: Banské práce v oblasti Modry. GS V, Bratislava.
- Cambel B., Böhmér M., 1955: Cajlanské antimonitové ložisko a chemizmus malokarpatských rúd. Geol. práce, Geotechnika 8, Bratislava.
- Hegemann F., 1943: Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Zeitschrift für angewandte Mineralogie, 122—239.
- Kodym O., Koutek J., Veselý V., 1934: Zpráva o výskytu síry a síru obsahujících nerastných surovín v ČSR. Rukopis.
- Kornhuber G. A.: Excursion in das Gebirge bei Bösing. Verh. d. Vr. für Nat. u. Heilkunde zu Pressburg II., Sitzb.
- Koutek J., Zoubek V., Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. Věst. SGÚ XII, 3—4, Praha.
- Koutek J., Zoubek V., 1936: List Bratislava 4758 — Knih. SGÚ 18, Praha.
- Krusch P., 1916: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies und Antimonerzlagerstätten der Kleinen Karpathen. ZPG 24, Berlin.

- Lachmann R., 1915: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. ZPG 23, Berlin.
- Munda M., 1944: Bösing (Slowakei). Das Antimonerz und Schwefelkies-Vorkommen mit Betrachtungen zu der dort geplanten Schwefelkies-Gewinnung. Bericht. (Rukopis)
- Papp V. K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I, Budapest.
- Pauk F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. SŠBMDŠ I, Banská Štiavnica.
- Polák St., 1954: K otázke hypergénneho obohatenia vrchnoliasových manganorudných polôh v Malých Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava.
- Polák St., 1955: Supergénny siderit z Pezinku. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava.
- Polák St., 1956: Genéza pyritového zrudnenia. Rukopisný výťah z prednášky prednesenej v Mineral.-geol. spol. SAV.
- Polák St., 1955: Príspevok ku topografickej mineralógii Malých Karpát. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava.
- Richarz P. S., 1908: Der Südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. MGG, I, Wien.
- Rost F., 1939: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. Zeitschrift für angewandte Mineralogie. II, 1—27.
- Schneiderhöhn H., 1941: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Jena.
- Schneiderhöhn H., 1949: Erzlagerstätten, Stuttgart.
- Toborffy V. G., 1916: Vorläufiger Bericht über meine petrographischen Beobachtungen in Kleinen Karpathen. Jahreshb., JUGA 1916, I, 134—154.
- Toborffy V. G., 1917: Vorläufiger Bericht über ergänzende geol. Aufnahmen im südlichen Teil der Kleinen Karpathen. Jahresb., Budapest.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. — Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. Věst. SGÚ, XII, 207—239.
- Zoubek V., Gorek A., 1953: Předběžná zpráva o geologické stavbě oblasti kyzových ložisek u Heřpy. Věst. SGÚ, Praha, 42.

БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ

ПРОБЛЕМА РУДООБРАЗОВАНИЯ В МАЛЫХ КАРПАТАХ

В Малых Карпатах различаются четыре типа месторождений, отличающихся друг от друга своим генезисом:

1. Древнепалеозойские пирит-пирротиновые месторождения, генетически связанные с основным осадочно-вулканическим циклом варисской геосинклинали.
2. Гидротермальные жильные месторождения, генетически связанные с гранитоидными породами (руды Au, Pb, Zn, Sb, сульфосоли, Sb_2S_3).
3. Месторождения барита в мелафирах хочского покрова.
4. Месторождения осадочных марганцевых руд в зоне лейасовых (тоарских) мариятальских сланцев (область, расположенная между селениями Боринка и Яблонино).

Особенно большое значение имеют месторождения, находящиеся в кристаллических породах, т. е. залежи колчеданов и залежи антимонита. Прежде считали (Ляхман 1915, Круш 1916), что пиритовое оруденение и антимонитовое оруденение относятся к одному и тому же металлогеническому этапу. В работе Цамбела, опубликованной в 1953 году, доказывалось, что колчеданное оруденение произошло независимо от антимонитового, которое генетически связано с гидротермальной стадией, имевшей место после интрузии гранитоидов. В предлагаемой работе приводятся новые данные, показывающие, что колчеданное оруденение по возрасту старше антимонитового, которое приурочено к гидротермальным процессам, происходившим после интрузии варисских гранитоидов.

Во второй части работы рассматривается невыясненный до сих пор вопрос генезиса колчеданов Малых Карпат. В своих более старых работах (1953), написанных до того, что были предприняты поиски, Цамбел предполагал, что оруденение имело магматогенный эпимагматический характер — от ликвационно-пневматолитического до пневматолитическо-гидротермального. Изучение обширного материала, полученного благодаря тому, что новые горные работы вскрыли различные породы, а также вновь произведенные полевые исследования кристаллических пород показали, что при возникновении колчеданных руд большую роль играл и процесс осадкообразования при активном участии рудоносных элементов, находящихся в связи с офиолитовой магмой. Еще не вполне пролит свет на то, каким путем доставлялись сера и железо — были ли это эксгалации, гидротермальные процессы сингенетические осадконакоплению или даже гидротермально эпигенетические. Повидимому, здесь в различной степени принимали участие процессы эксгалации и осадкообразования, а местами также эпигенетические гидротермальные процессы. Еще не удалось точно выяснить как повлияла метаморфизация на первичные структуры и какие вызвала изменения в ассоциации минералов. Остается еще целый ряд неразрешенных вопросов, что мешает сделать определенное заключение относительно генезиса колчеданных руд. В работе подробно излагаются причины, которые в начале исследования заставляли автора считать, что руды магматогенно-эпигенетического происхождения. Объясняется как постепенно накопились новые данные, учитывая которые автор изменил свою прежнюю точку зрения на генезис колчеданов и стал считать, что руды осадочного, а местами и гидротермального происхождения.

5. V. 1956

*Кафедра полезных ископаемых
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

BOHUSLAV CAMBEL

GENETISCHE PROBLEME DER VERERZUNG IN DEN KLEINEN KARPATHEN

In den Kleinen Karpathen kommen vier genetisch unterschiedliche Typen von Lagerstätten vor:

1. Altpaläozoische Pyrit-Pyrrhotin-Lagerstätten, die genetisch an den basischen vulkanisch-sedimentären Zyklus der Variszischen Geosynklinale gebunden sind.
2. Hydrothermale Ganglagerstätten, die genetisch an die Intrusion der kleinkarpathischen granitoiden Gesteine gebunden sind. (Au-, PbZn-, Sb-Sulfosalz-, Sb₂S₃-Lagerstätten).
3. Baryt-Lagerstätten in den Melaphyren der Choč-Decke (Umgebung der Gemeinde Smolenice).
4. Sedimentäre Manganerzlagerstätten in der Zone der liassischen (mariataler — Toarcien) Schiefer (Gebiet zwischen den Gemeinden Borinka und Jablonové).

Die grösste Bedeutung haben die Lagerstätten des Kristallinikums. Einerseits handelt es sich um Kies-, anderseits um Antimonitlagerstätten. Früher (Lachmann 1915, Kersch 1916) betrachtete man die Pyrit- und Antimonitvererzung als in eine metallogenetische Etappe zusammengehörend. Cambel's Arbeiten vom J. 1953 bestätigen die

Unabhängigkeit der Kiesvererzung von der Antimonitvererzung, die genetisch an die hydrothermale Etappe nach der Intrusion der Granitoide gebunden ist. In der Arbeit werden Beweise über die Unabhängigkeit beider Vererzungstypen (der älteren Kies- und der jüngeren hydrothermalen Vererzung), sowie auch Beweise über die Abhängigkeit der jüngeren hydrothermalen Vererzung von der Intrusion der variszischen Granitoide angegeben.

Zweiter Teil der Arbeit behandelt die Lösung der bisher ungeklärten Frage der Genese der Kiesvererzung in den Kleinen Karpathen. Campbell's ältere (1953) Arbeiten, welche aus dem Zeitraum vor dem Beginn der Schurfarbeiten auf Pyrit stammen, setzen einen magmatogenen, epigenetischen, u. zw. einen liquidmagmatisch-pneumatolitischen bis pneumatolitisch-hydrothermalen Ursprung voraus. Auf Grund eines ausgedehnten Studiums der Aufschlüsse in den neuen Grubenräumen, sowie auch auf Grund einer weiteren Terrainforschung des Kristallinikums der Kleinen Karpathen hat es sich herausgestellt, dass der Sedimentationsprozess unter der aktiven Wirkung erzbildender, aus dem ophiolithischen Magmatismus stammender Elemente bei der Entstehung der Kiesvererzung von grosser Bedeutung war. Es ist noch ungenügend bewiesen, ob die Schwefel- und Eisenzufuhr durch Exhalation, oder durch hydrothermal-syngenetische Sedimentation, beziehungsweise am hydrothermal-epigenetischen Wege vor sich ging. Wahrscheinlich hat sich hier ein Exhalations-Sedimentations-Prozess und auf anderen Stellen ein epigenetisch-hydrothermaler Prozess im verschiedenen Masse geltend gemacht. Bisher wurde der Umfang des Einflusses der Metamorphose auf die primären Strukturen, sowie auch auf die Umwandlung der Mineralassoziation der Erze nicht genau festgestellt. Es gibt bisher viele ungeklärte Fragen, die eine eindeutige Lösung des Problemes der Genese der Kieserze verhindern. In der Arbeit sind die Gründe, die zum Beginn der Forschung den Autor zur magmatogen-epigenetischen Bestimmung der Genese geführt haben, ausführlich angegeben. Es wird hier erklärt, wie man nach und nach die Beweise, die zur Änderung der Ansichten über die Genese zugunsten einer sedimentären und stellenweise hydrothermalen Genese dringlich geführt haben, erworben hat.

5. V. 1956

*Kathedr der Mineralstoffe der Fakultät
für geologisch-geographische Wissenschaften
an Komenský's Universität,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

ERNEST KRIST — MIROSLAV KODĚRA

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY ÚZEMIA JUŽNE OD ZVOLENA A VÍGLAŠA

(Ruské a nemecké resumé, tab. I, II)

ÚVOD

V letných mesiacoch roku 1955 sme vykonali petrografický a geologický výskum územia južne od Zvolena, Lieskovca, Zvolenskej (Veľkej) Slatiny a Vígľaša, na topografickom liste 4562/4. Študované územie je ohraničené na východe hradskou, ktorá vedie z Vígľaša do Kalinky, na západe Neresnickou dolinou, na severe železnicou Zvolen—Vígľaš a na juhu hranicou danou južným obmedzením listu topografickej sekcie, t. j. zhruba čiarou Podzámčok, Vysoká Stráň (753)—Solisko (786)—Drjeň (859) a Veľký Korčín (863). Mapovanie sme robili pre zhotovenie mapy 1:200 000, list Banská Bystrica.

Zo študovaného terénu bola zhotovená geologická mapa 1:25 000 a horniny boli petrograficky spracované.

Územie patrí k východnej časti vulkanického Štiavnického pohoria a doteraz nebolo podrobne mapované. Toto územie prehľadne mapovali pracovníci Viedenského ríšskeho geologického ústavu. S z a b ó, ktorý v rokoch 1877—1887 pracoval v Banskoštiavnickom rudohorí, mapoval podrobne iba centrálnu časť na východe približne po Neresnickú dolinu, teda po západnú hranicu študovaného terénu. Malú časť územia v priestore východne od Môťovej podrobne spracoval F u s á n, ako podklad pre priehradu na rieke Slatine.

GEOLOGICKÉ POMERY

Študované územie je budované týmito jednotkami:

I. neovulkanitmi, t. j. andezitmi a im zodpovedajúcimi aglomerátmi a tufmi,

II. terciérnymi sedimentami,

III. kvartérom.

Takmer celé územie je budované neovulkanitmi. Z geologickej mapy jasne vyplýva, že v území možno rozlíšiť dve podstatne odlišné časti. Hranica medzi týmito časťami prebieha Sekierskou dolinou smeru SZ—JV.

Na západ od tejto hranice v študovanom území silne prevláda pyroklas-

tický materiál, ktorý nám v prevažnej miere predstavujú aglomeráty, menej tufy a len výnimočne tufity.

Andezity v tejto časti najčastejšie budujú najmä hrebene a len v menšom meradle vystupujú na svahoch. Vo vystupovaní andezitov možno pozorovať zreteľnú zákonitosť. Charakter výlevov nadobúda zreteľne žilnú formu a žily andezitov sú viazané na dva systémy tektonických línii. Prvý z nich prebieha smerom SZ—JV, druhý má približne smer V—Z. K prvému systému andezitových žíl patria tri viac-menej súvislé žily.

Prvá z nich prebieha po hrebeni Pomjasla. Je niekoľkokrát prerušená a v našom území vystupuje najjužnejšie v oblasti kóty 744 (Brekini), ďalej v oblasti kóty 753,4, 737,2, odkiaľ možno pozorovať viac-menej súvislé pokračovanie až na kótu 613. Niektoré úseky žily dosahujú dĺžku až 750—1000 m a šírku 30—100 m.

Na východných a západných svahoch dochádzalo k vzniku menších pokrovov (oblasť kóty 737,2 a kóty 613). V oblasti kóty 737,2 žilný charakter andezitu je zvlášť zreteľný aj morfológicky. Časti andezitovej žily, vypreparovanej z aglomerátov a tufov, často z oboch strán tvoria kolmé steny, ktoré dosahujú dĺžku ca 100 m a výšku ca 5—15 m.

Druhá z nich vystupuje na hrebeňoch Závoz. Je pomerne súvislá a možno ju sledovať v dĺžke asi 2,5 km od kóty 716 smerom SZ cez kótu 747 až za kótu 717,5. Jej najsevernejšie pokračovanie predstavuje andezit, ktorý vystupuje v oblasti kóty 609. Na rozdiel od predošlej žily tu vznikli pokrovy len na severovýchodných svahoch smerom do údolia potoka Pomjaslo.

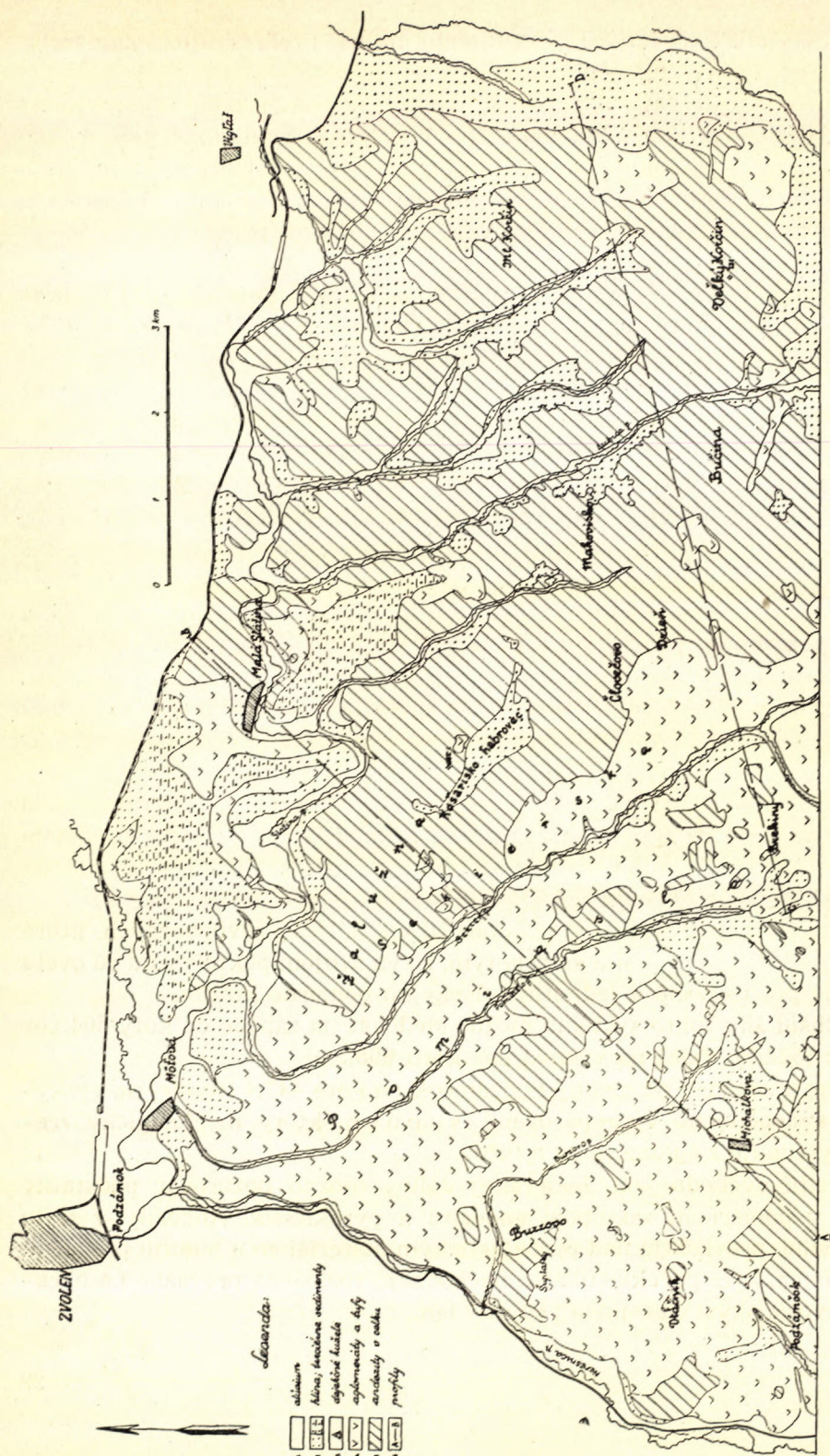
Tretia žila andezitu je vyvinutá najmenej a väčšie rozšírenie nadobúda na južnom okraji (Vysoká Stráň: medzi kótami 753 a 751), na severnom okraji v oblasti Šuplatka, kým v strednej časti k nej patrí snáď andezit v oblasti Virúbaniny (kóta 671,4).

Do druhého systému patrí niekoľko žíl viac-menej rovnobežných, ktoré oproti predošlému systému sa líšia tým, že vo svojom pokračovaní sú oveľa častejšie prerušované a jednotlivé úseky sú pomerne krátke.

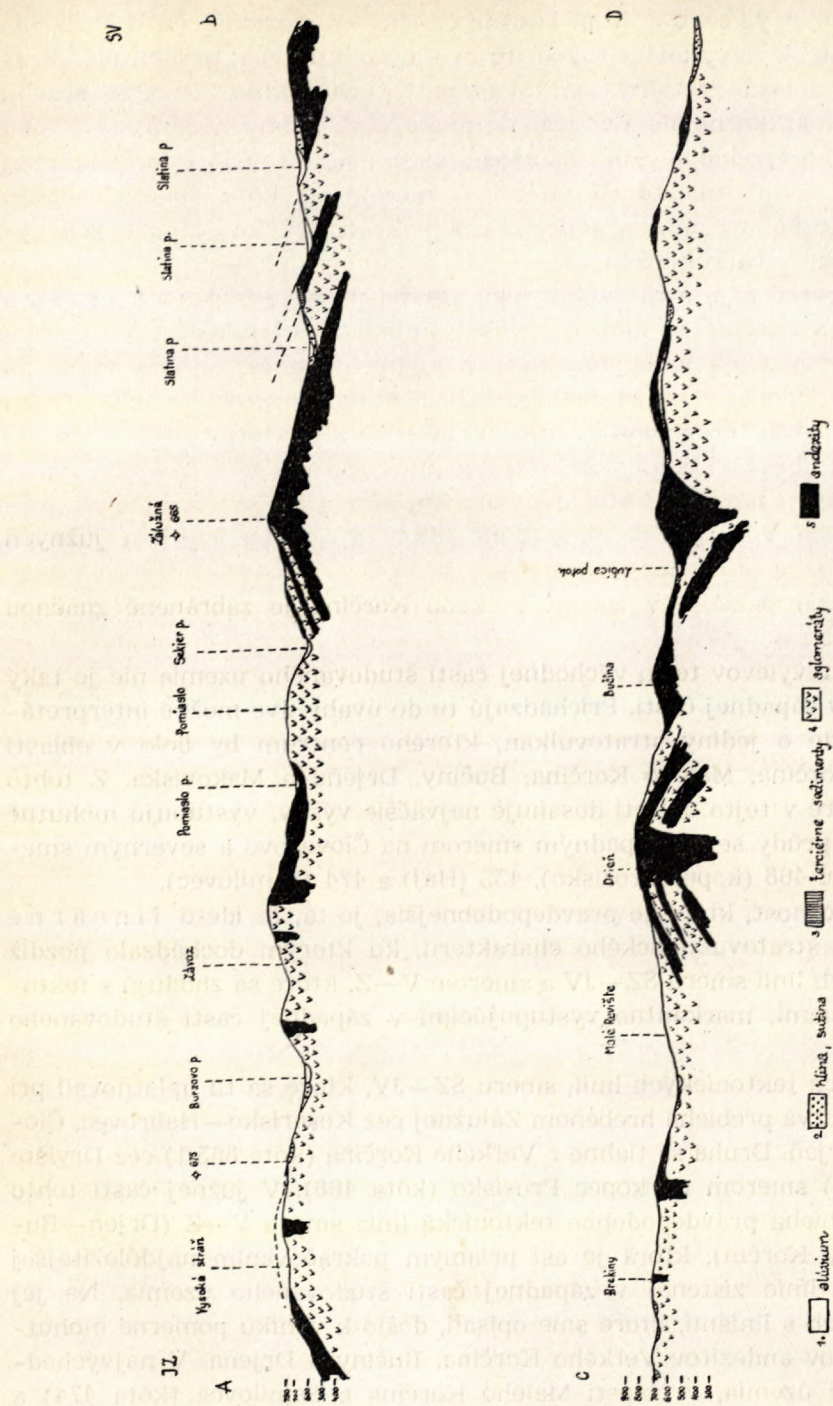
Najdlhšiu žilu tohto systému možno sledovať na západe od kóty 504 cez Ptáčník (622,3), ďalej na východ cez kótu 698,5.

V oblasti západne od dediny Podzámčok na kóte 447,4 (Ruine) sa vyskytuje pravdepodobne vypreparovaný sopúch, ktorý morfológicky zreteľne vystupuje z aglomerátov a tufov.

V území východne od Sekierskej doliny možno pozorovať podstatný rozdiel v pomernom zastúpení andezitu a pyroklastík. Andezity v tejto oblasti silne prevládajú nad pyroklastickým materiálom a budujú prevažnú časť územia, kým pyroklastiká sa nachádzajú rozložené prevažne na okrajoch a tvoria akýsi viac-menej súvislý lem.



Obr. 1. Geologická mapa územia južne od Zvolena a Vígľaša. Zostavili E. Krist a M. Koděra, 1955.



O b. 2. Geologické profily územia južne od Zvolena a Víglaša.

Charakter výlevov je podstatne odlišný od západnej časti študovaného územia. Výlevy andezitov sú tu oveľa mohutnejšie, pričom pri okrajoch nadobúdajú zreteľný stratovulkanický charakter, ktorého stavbu možno najmarkantnejšie sledovať na niekoľkých pekných odkryvoch, ako je to na juhozápadnom svahu Zálužná smerom od kóty 665,4 do Sekierskej doliny. Na tomto mieste od úpätnice smerom na kótu 665,4 dochádza k striedaniu aglomerátov s andezitom štyrikrát. Hrúbka jednotlivých výlevov dosahuje ca 10—15 m.

Menej zreteľná je stratovulkanická stavba na severovýchodnom svahu Zálužnej a v údolí rieky Slatiny. Zvyšky najmladších andezitových pokrovov sa zachovali na juhovýchodných a južných svahoch výšiny Hája, na severovýchodnom svahu za dedinou Malá Slatina. Stratovulkanická stavba tu bola rozrušená erozívnou činnosťou rieky Slatiny, ktorá tu tvorí meandre zarezané do mäkkých aglomerátov a tufov (pozri profil A—B).

S podobnými náznakmi stratovulkanickej stavby sa stretávame na južných svahoch Veľkého Korčína (kóta 863,1) a na západných a južných svahoch Drjeňu (kóta 859,7).

Detailnejšie štúdium v oblasti Veľkého Korčína je zabránené značnou prítomnosťou hliny.

Charakter výlevov tejto východnej časti študovaného územia nie je taký jasný ako v západnej časti. Prichádzajú tu do úvahy dve možné interpretácie. Buď ide o jediný stratovulkán, ktorého centrum by bolo v oblasti Veľkého Korčína, Malého Korčína, Bučiny, Drjeňu a Makoviska. Z tohto centra, ktoré v tejto oblasti dosahuje najvyššie výšky, vystupujú mohutné andezitové prúdy severozápadným smerom na Človečovo a severným smerom na kótu 468 (kopec Prosisko), 435 (Háj) a 474 (Samilovec).

Druhá možnosť, ktorá je pravdepodobnejšia, je tá, že ide o lineárne erupcie stratovulkanického charakteru, ku ktorým dochádzalo pozdĺž tektonických línií smeru SZ—JV a smerom V—Z, ktoré sa zhodujú s tektonickými líniami, markantne vystupujúcimi v západnej časti študovaného územia.

Z hlavných tektonických línií, smeru SZ—JV, ktoré sa tu uplatňovali pri erupciách, prvá prebieha hrebeňom Zálužnej cez Košarisko—Habrovec, Človečovo a Drjeň. Druhá sa tiahne z Veľkého Korčína (kóta 863,1) cez Drvište (kóta 616,2) smerom na kopec Prosisko (kóta 468). V južnej časti tohto územia prebieha pravdepodobne tektonická línia smeru V—Z (Drjeň—Bučina—Veľký Korčín), ktorá je asi priamym pokračovaním najdôležitejšej tektonickej línie zistenej v západnej časti študovaného územia. Na jej priesečníkoch s líniami, ktoré sme opísali, došlo k vzniku pomerne mohutných masívov andezitov Veľkého Korčína, Bučiny a Drjeňa. V najvýchodnejšej časti územia, v oblasti Malého Korčína a Samilovca (kóta 474) a

Plesačka, predpokladáme andezitové prúdy, ktoré sa vylievali smerom severným z oblasti Veľkého Korčína (kóta 863,1).

Pre osvetlenie geologickej stavby študovaným územím sme zhotovili dva profily.

Prvý profil (A—B) je vedený smerom JZ—SV v dĺžke 10 km. Prvá časť profilu na JZ od Sekierskej doliny prechádza územím, v ktorom andezity majú zreteľne žilný charakter. Profil je vedený kolmo na tektonické línie smeru SZ—JV a sú v ňom zachytené štyri žily, a to v oblasti Vysoká Stráň a Závoz. Na severovýchodnom svahu pretína profil pokrov, ktorý zasahuje čiastočne aj na protihľý svah Pomjasla. Druhá časť profilu od Sekierskej doliny po železnicu Zvolen—Víglaš prechádza naprieč Zálužnej a pretína meandre rieky Slatiny. V profile je zachytená stratovulkanická stavba v severnej časti prvej najmohutnejšej lineárnej erupcie. Andezity na severovýchodnom svahu Hája a na severnom svahu za dedinou Malá Slatina predstavujú zvyšky dvoch najmladších andezitických pokrovov. Andezitový masívček severne od Malej Slatiny môže predstavovať buď najvrchnejší pokrov, alebo je už skôr súčasťou lineárnych výlevov pozdĺž druhej tektonickej línie, ktorá by takto pokračovala až na pravý breh rieky Slatiny.

Druhý profil (C—D) je vedený smerom VSV—ZJZ v dĺžke tiež 10 km. Prevažná časť profilu pretína približne naprieč systém lineárnych erupcií smeru SZ—JV. V profile sú zachytené dve predpokladané lineárne erupcie. Zreteľnejšia stratovulkanická stavba je len pri prvej lineárnej erupcii, a to v oblasti Drjeňa. Do profilu sú zakreslené na základe stavby tejto časti územia, ktorú sme predpokladali, teoreticky možné vrstvy aglomerátov v oblasti Drjeňa. Na severných svahoch Veľkého Korčína profil pretína andezitové pokrovy.

PETROGRAFICKÁ ČASŤ

V spracovávanom území z neovulkanických hornín sú zastúpené jedine andezity. Makroskopicky sa od seba veľmi málo odlišujú, a to:

1. farbou, ktorá varíruje v medziach od šedej do tmavošedej, zriedkavejšie nadobúdajú až čiernu farbu,
2. množstvom a veľkosťou fenokryštálov a vzájomným pomerom medzi svetlými a tmavými komponentmi,
3. rôznym stupňom kompaktnosti,
4. rôznymi druhmi deliteľnosti, spôsobených fyzikálnymi podmienkami tuhnutia.

Svojím celkovým vzhľadom pripomínajú andezity Poľany a Sitna.

Na základe mikroskopického štúdia možno rozlíšiť tri viac-menej vyhranené typy andezitových hornín, ktoré, ako sa nám z mikroskopického a terénneho štúdia javí, pravdepodobne patria jednej vulkanickej tavenine,

z ktorej vznikali diferenciáciou v priebehu jednej efuzívnej fázy, a to mladšej. Podobný prípad diferenciácie jeden z nás (E. K., 1955) pozoroval v oblasti Beluje. Opisované andezitové typy zatiaľ uvádzame podľa preštudovaného materiálu asi v pravdepodobnom poradí podľa ich množstva rozšírenia:

1. amfibo!-hyperstén-diopsid-augit andezit ($\pm$ granát),
2. hyperstén-diopsid-augit andezit,
3. amfibol-hyperstén andezit ($\pm$ jednoklonné pyroxény).

Medzi uvedenými typmi možno pozorovať početné prechody z jedného do druhého typu.

1. Amfibol-hyperstén-diopsid-augit andezit ($\pm$ granát)

Tento typ andezitu zdá sa byť ďaleko najrozšírenejším. V území východne od Sekierskeho potoka je zastúpený takmer výlučne, až na menšie časti v oblasti Drjeňa a Bučiny.

Makroskopicky ide o horniny zreteľne porfyrického vývoja, prevažne s afanitickou základnou hmotou. Obyčajne bývajú šedočiernej až svetlošedej farby. V pokročilom štádiu zvetrávania majú šedočervenkastú farbu. Z porfyrických vyrastlíc možno presne identifikovať plagioklasy bielej až žltkastobielej farby a čierne kryštáliky pyroxénov a amfibolov. Ich veľkosť kolíše v medziach ca 0,2—0,6 cm, zriedka možno pozorovať aj väčšie. Ojedinele býva prítomný tiež granát (zistený na troch miestach — Kameňolom v oblasti Šúplatky, kameňolom Pomjaslo a v oblasti Vysoká Stráň východne od Podzámčoku). Granáty dosahujú veľkosť ca 0,5—1,5 cm. Sú hnedočervenej farby, výrazne idiomorfne vyvinuté. Vystupujú jednak v samom andezite, jednak v leukokrátnejších uzavreninách.

Mikroskopicky štruktúra andezitov tohto typu je porfyrická so základnou hmotou prevažne hyalopilitickou s prechodom do pilotaxickej. Vývoj základnej hmoty zriedka nadobúda mikrogranitický charakter. V niektorých prípadoch pripomína trachytickú štruktúru.

Pomer základnej hmoty k vyrastliciám kolíše len málo, spravidla množstvom sa vyrovnávajú, iba ojedinele vyrastlice silne prevládajú, takže hornina dostáva nevadický charakter. Z mikrolitov prevládajú v základnej hmote drobné lištovité plagioklasy. Z ostatných minerálov sa v malom množstve vyskytujú drobné izometrické zrná pyroxénov, ktorých presná identifikácia pre malé rozmery nebola určená. Ojedinele bol zistený biotit, obyčajne fliačkovitého, zriedka lištovitého vývoja. V rôznom množstve je prítomné v základnej hmote sklo a značné množstvo jemného pigmentu magnetitu.

Ako porfyrické vyrastlice sú zastúpené plagioklasy, kosoštvorcové a jednoklonné pyroxény, ďalej čadičový amfibol a miestami granát.

Plagioklasy sú z porfyrických vyrastlíc zastúpené v prevládajúcom množstve. Vyvinuté sú v dvoch generáciách. Do prvej generácie patria obyčajne kryštály, ktoré sa nachádzajú v menšom množstve uzatvárané v tmavých súčiastkach, a to najmä v pyroxénoch a v amfiboloch a veľké porfyrické vyrastlice, ktoré plávajú v základnej hmote. Do druhej generácie patria úzko lištovito vyvinuté plagioklasy základnej hmoty. Porfyrické vyrastlice plagioklasov bývajú väčšinou albiticky dvojčatené, zriedkavejšie prichádzajú zrasty podľa karlovarskeho a periklínového zákona. Vývoj majú prevažne idiomorfny a v intratelurickom

štádiu boli magmaticky natavované. Stavbu majú obyčajne zonárnu. Podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú kyslému až bázičnému labradoritu (18–40°).

Bývajú prevažne čerstvé, iba v malej miere je pri nich pozorovateľná kaolinizácia. Veľmi často obsahujú žltkastohnedé sklo, ktoré je usporiadané buď nepravidelne, alebo je orientovane usporiadané podľa prírastkových zón. Z ostatných uzavrenín zriedkavejšie pozorujeme apatit.

Ďalšou súčiastkou, ktorá patrí k podstatným komponentom, je čadičový amfibol, ktorého množstvo vzhľadom na pyroxény je kolísavé. Veľkosť prevažne idiomorfne vyvinutých fenokryštálov sa pohybuje od nepatrných zŕn do 4 mm. Zriedka býva čerstvý, väčšinou však bol postihnutý magmatickou resorpciou, ktorá na jeho okraji vytvorila opakné lemy, skladajúce sa z oxydických železných rúd, najmä magnetitu. V niektorých prípadoch dochádzalo k jeho úplnej resorpcii. Okrem magnetitu pri tomto pochode vzniká aj drobnozrnný zelenkastý pyroxén, ktorý sa nedá bližšie určiť. Často obsahuje uzavreniny drobných zŕn živcov (prvej generácie), a preto pokladáme ho za mladší. V niektorých prípadoch bolo pozorované zatlačovanie kosoštvorcového pyroxénu amfibolom, čo svedčí o tom, že aspoň časť hypersténu kryštalizovala už pred čadičovým amfibolom.

Nepremenené zrná čadičového amfibolu vykazovali silný pleochroizmus v hnedých farbách γ = žltkastá, β = žltohnedá, γ = hnedá. Zhášanie jedincov (010) na c/γ bolo 6–14°.

Z kosoštvorcových pyroxénov ako fenokryštály prichádzajú hyperstén, ktorý takmer vždy prevláda nad jednoklonnými pyroxénmi. Tvorí silne pretiahnuté jedince o veľkosti do 2 mm, zriedka väčšie. Vývoj býva idiomorfny a býva narušovaný magmatickou koróziou. Pleochroizmus býva obvyklý pre hyperstén α = ružovkastožltá, γ = svetlozelená. Ako uzavreniny v ňom vystupujú magnetit, zriedkavejšie apatit stĺpcovite vyvinutý. Hyperstén takmer vždy býva čerstvý, iba v úlomkoch, ktoré sa nachádzajú v aglomerátoch, je postihnutý serpentinizáciou, postupujúcou od okraja a po puklinách, pričom vzniká šupinkovitý antigorit zelenkastej farby.

Veľmi často bolo pozorované obrastanie a čiastočne zatlačovanie hypersténu jednoklonnými pyroxénmi, čo poukazuje na to, že hyperstény kryštalizovali pred jednoklonnými pyroxénmi.

Jednoklonné pyroxény sú zastúpené diopsidom až diopsidickým augitom a zriedkavejšie pyroxénom, ktorý svojím vzhľadom a optickými vlastnosťami (napr. pleochroizmus, index lomu, dvojlom) je podobný hypersténu, avšak prejavuje malý stupeň šikmého zhášania do 15°.

Ojedinele bola pozorovaná prítomnosť svetlozelenkastého jednoklonného pyroxénu s malým až nulovým uhlom optických osí, čo by zodpovedalo asi pigeonitu.

Z akcesorických súčiastok, ako sme už spomínali, pristupujú magnetit a apatit. K druhotným súčiastkam sa radí malé množstvo kaolinitu, oxydické rudy železa a v andezitoch, vyskytujúcich sa v aglomerátoch, antigorit.

Okrem týchto súčiastok, ako sme už povedali, v hornine ojedinele vystupuje granát, mikroskopicky červenkastej farby, prestúpený nepravidelnými puklinami. Ako uzavreniny boli v ňom skonštatované plagioklasy a zirkón. Podľa predbežného pozorovania ide o granát blízky asi almandínu.

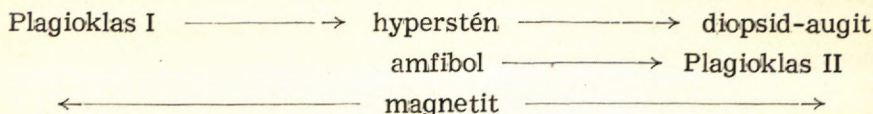
Na základe opisovaných zjavov pri fenokryštáloch sa v hornine uplatňovali tieto pochody:

1. Magmatická resorpcia, ako pochod obyčajne starší, pri ktorej došlo k vzniku opakných lemov až k úplnému nahradeniu čadičového amfibolu magnetitom, čiastočne pyroxénom. V jednom prípade, ako je to na o b r. 1, tento pochod bol mladší.

2. Magmatické natavovanie, ako pochod obyčajne mladší, pri ktorom dochádzalo len k natavovaniu všetkých fenokryštálov najmä na rohoch.

3. Autometamorfóza sa uplatňovala len v malom meradle vo forme kaolinizácie živcov, serpentinizácie a chloritizácie pyroxénov.

Sukcesia minerálov je takáto:



2. Hyperstén-diopsid-augit andezit

Pyroxenický andezit bez amfibolu alebo len s akcesorickým amfibolom sa v študovanom území vyskytuje najmä na západ od Sekierskej doliny, a to najmä na žilách smeru SZ—JV v oblasti Vígľaša a len ojedinele severozápadne od Veľkého Korčína.

Makroskopicky ide o andezity šedej až šedočiernej farby s neobyčajne jemnozrnnou až afanitickou základnou hmotou, v ktorej porfyrické vyrastlice dosahujú najčastejšie veľkosť do 2 mm. Z nich prevládajú živce bielej, prípadne ružovkastej farby. Z tmavých súčiastok sú zastúpené čierne stĺpčky pyroxénov.

Základná hmota v pomere k porfyrickým vyrastliciám kolíše. Spravidla však prevládajú porfyrické vyrastlice. Skladá sa z malých úzkych, lištovite vyvinutých plagioklasov, drobných pyroxénov a zo sklovitej súčiastky. V základnej hmote sa často vyskytujú nedostatočne individualizované živce, ktoré na rozdiel od porfyrických vyrastlíc nevykazujú ani zrasty ani zonárnosť.

Štruktúra hornín tohto typu sa pohybuje od hyalopilitickej cez pilotaxickú až k náznakom nevadickej štruktúry (Pomjaslo pri kótach 613 a 658).

K podstatným súčiastkam, ktoré sú vyvinuté ako porfyrické vyrastlice, patria plagio-klasy, kosoštvorcové a jednoklonné pyroxény.

Plagioklasy majú prevažne idiomorfny vývoj, sú albiticky lamelované a len ojedinele sa vyskytuje tiež zákon periklínový. Na rozdiel od ostatných dvoch opisovaných typov vyznačujú sa väčšou bázicitou. Podľa zhášania v symetrickej zóne patria bázickému andezínu (An_{46}) až kyslému bytownitu (An_{72}). Stavbu majú často zonárnu, niekedy s uzavreninami skla, ktoré tvoria v niektorých živcoch súvislé zóny. V dôsledku autometamorfózy došlo ojedinele k slabej kaolinizácii.

Kosoštvorcový pyroxén-hyperstén býva spravidla v rovnováhe s jednoklonnými pyroxénmi-diopsidom, diopsidickým augitom až augitom a zriedka sa vyskytujúcim jednoklonným pyroxénom, ktorý vlastnosťami pripomína hyperstén.

Hyperstén tvorí dlhé stĺpčekovité kryštálky, spravidla idiomorfne vyvinuté, ktoré sa vyznačujú obvyklým pleochroizmom. V dôsledku chemickej rovnováhy dochádzalo pri nich len ku korózii základnou hmotou. Bývajú čerstvé, miestami obsahujú uzavreniny magnetitu a apatitu.

Z jednoklonných pyroxénov sú najbežnejšie diopsid až diopsidický augit. Bývajú tiež idiomorfne vyvinuté, svetlej, žltkastohnedastej alebo svetlozelenkastej farby, spravidla bez pleochroizmu. Veľmi časté sú až polysyntetické zrasty podľa (100).

Z akcesorií sú zastúpené magnetit a apatit. Sekundárne minerály sú limonit, ktorý vzniká na puklinách a kaolinit.

Pri andezitoch tohto typu, vyskytujúcich sa vo forme úlomkov, v aglomerátoch bola pozorovaná serpentinizácia hypersténu, pri ktorej na okrajoch a po puklinách dochádzalo k vzniku šupinkovitého zelenkastého antigoritu.

Sukcesia minerálov je takáto:

Plagioklas I $\longrightarrow$ hyperstén $\longrightarrow$ jednoklonný pyroxén $\longrightarrow$ plagioklas II
 $\longleftarrow$ magnetit $\longrightarrow$

3. Amfibol-hyperstén andezit ($\pm$ jednoklonné pyroxény)

Andezit tohto typu má v študovanom území len malé rozšírenie a vyskytuje sa na južných svahoch Drjeňa a Bučiny.

Andezity sú svetlošedej až čiernej farby, makroskopicky s afanitickou základnou hmotou, v ktorej možno identifikovať ako porfyrické vyrastlice plagioklasy bielej, prípadne žltkasto-bielej farby a čierne kryštáliky amfibolov a pyroxénov. Veľkosť týchto fenokryštálov sa pohybuje v medziach od 0,1 do 0,7 cm.

Štruktúra andezitov je porfyrická, pričom vývoj základnej hmoty býva hyalopilotaxický až pilotaxický, s kolísavým obsahom skla, ktorý v niektorých prípadoch klesá, tak ako je to vo vzorke, vzatej od kóty 859,7 (Drjeň), asi 500 m na JJV, značne pod 20%. Z mikrolitov sú v základnej hmote prítomné ihličkovite vyvinuté plagioklasy. Z ostatných súčiastok nachádzame tu rozptýlený magnetit a drobné zrníčka pyroxénov.

Podstatné súčiastky, ktoré vystupujú ako porfyrické vyrastlice, sú plagioklasy, amfibol, hyperstén.

Akcesoricky sú zastúpené magnetit, apatit, zirkón, biotit a jednoklonné pyroxény.

Sekundárne minerály sú: limonit, kaolinit, oxydické rudy železa a pyroxén.

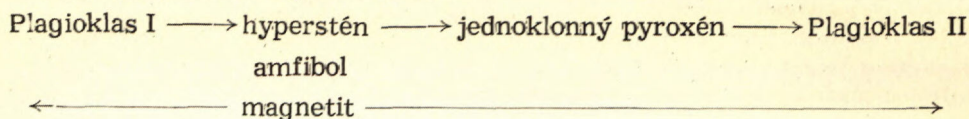
Plagioklasy sú prevládajúcou súčiastkou, tabuľkovité, prevažne idiomorfného vývoja a bývajú magmaticky natavované. Sú albiticky lamelované, pričom lamely bývajú úzke. Menej často sa vyskytujú zrasty podľa periklínového zákona a zriedka aj podľa karlovarského zákona. Stavbu majú veľmi často zonárnu, s úzkymi a početnými prírastkovými zónami. Podľa zhášania v symetrickej zóne zodpovedajú andezínu až kyslému labradoritu (An_{40-52}). Z uzavrenín v nich vystupuje hnedo zakalená sklovitá súčiastka a apatit. Ojedinele možno na nich pozorovať vplyvom autometamorfózy slabú kaolinizáciu.

Amfibol je z tmavých súčiastok obvyčajne najhojnejší. Pod vplyvom magmatickej resorpcie býva nahradzovaný od okraja a pozdĺž puklín magnetitom a malým množstvom svetlozelenkastého pyroxénu. Zachovalé stredné časti zŕn vykazujú silný pleochroizmus v hnedých farbách, ktorý je obvyklý pre čadičový amfibol. Vo vzorke vzatej v oblasti Drjeňa (859,7) amfibol svojím hnedozeleným pleochroizmom sa blíži obvyčajnému amfibolu a býva oveľa slabšie postihnutý resorpciou.

Hyperstén je jediným pyroxénom, ktorý v tomto type andezitu je zastúpený hojnejšie. Množstvom spravidla ustupuje amfibolu. Vyznačuje sa svojím typickým, pomerne silným pleochroizmom. Z uzavrenín prichádzajú v ňom magnetit, apatit a zriedka zirkón. Má prevažne idiomorfný vývoj. Vekový vzťah k amfibolu nie je známy.

Ostatné pyroxény sa vyskytujú len v podradnom množstve (diopsid až diopsidický augit, pigeonit).

Sukcesia minerálov je asi takáto:



Uzavreniny

V andezitoch študovaného územia sa vyskytovalo niekoľko typov uzavrenín:

1. Kryštalizačné zhluky badateľné obyčajne len mikroskopom. Sú holokryštalické a skladajú sa z plagioklasov, pyroxénov a magnetitu.

2. Leukokratné uzavreniny dosahujú väčšie rozmery, asi 1–5 cm a skladajú sa prevažne z plagioklasov. V menšom množstve sú v nich zastúpené jednoklonné (diopsid-augit) a kosoštvorcové (hyperstén) pyroxény, ako aj malé množstvo sklovitej súčiastky. Bolo pozorované, že v týchto uzavreninách sa často vyskytuje granát. (Kameňolom v oblasti Šúplatka, kameňolom Pomjaslo.)

3. Živcovo-amfibolické uzavreniny s akcesorickým biotitom. Veľkosť týchto uzavrenín dosahuje až 10 cm v priemere. Bývajú viac-menej okrúhle, pomerne jemnozrné, škvrnitej farby s bielymi živcami a s hnedočerveným čadičovým amfibolom úplne resorbovaným a nahradeným zmesou oxydických rúd železa. V základnej hmote sa vyskytujú drobné lištičky biotitu a sklo, ktoré je čiastočne rekryštalizované.

Stupeň kryštalinity andezitov

Pri mikroskopickom štúdiu andezitov sme si detailnejšie všimli aj stupeň kryštalinity vzoriek z jednotlivých odkryvov.

Stupeň kryštalinity závisí od viacerých faktorov. Napr. od viskozity magmy, od celkového objemu magmatickej masy, od hĺbky a rýchlosti tuhnutia, od vzdialenosti od centra erupcie, od hĺbky erózie atď. Szádecký (1942) vo svojich prácach poukazuje na možnosti využitia stupňa kryštalinity ako jedného z vyhľadávacích príznakov rudných ložísk. Predpokladá, že stupeň kryštalinity zodpovedá vždy určitej hĺbke erózie masívov magmatických hornín. Na základe toho možno zistiť optimálny stupeň erózie, pri ktorej sa na povrchu objavuje určitá rudná formácia, geneticky viazaná na tento masív. Na základe tohto predpokladu v mladokarpatskej metalogénnej provincii stanovil, že zrudnenie sa viaže na oblasti s vyšším stupňom kryštalinity, pričom Au, Ag rudy a polymetalické Pb, Zn, Cu rudy sa viažu na horniny so stupňom kryštalinity 4–6. Horniny s nízkym stupňom kryštalinity 1–3 sú bez zrudnenia.

S z á d e c k y pri určovaní stupňa kryštalinity vychádzal jednak z množstva skla v základnej hmote, jednak z veľkosti mikrolitov. Stanovil 7 stupňov kryštalinity, ktoré približne zodpovedajú určitým typom štruktúr. Túto stupnicu pre určenie kryštalinity sme použili aj my.

V študovanom teréne sme sa stretli so stupňom kryštalinity 1,5—4, čo zodpovedá hyalopilitickej, hyalopiliticko-pilotaxickej až pilotaxickej štruktúre s nepatrným množstvom skla. Priemerný stupeň kryštalinity pre celé študované územie možno priemerne odhadnúť na 2,5—3, teda je pomerne nízky. Skutočne v tomto území sme sa nestretli ani s náznakmi zrudnenia.

Vyšší stupeň kryštalinity 3—4 sa vyskytuje pri andezitoch v masíve Zálužná, Habrövec a v oblasti Veľkého Korčína. Dá sa to vysvetliť tým, že v týchto miestach sa vyskytujú najväčšie masy andezitov. Smerom k okraju masívov, v typických pokrovoch a v žilných výskytoch stupeň kryštalinity až na malé výnimky je nízky, spravidla 2—2,5.

Pre detailnejšie štúdium kryštalinity, na základe ktorého bude možné urobiť prípadne širšie závery o geologickej stavbe študovaného územia, bude potrebné spracovať oveľa väčší počet vzoriek.

Pyroklastický materiál

Pyroklastický materiál je v študovanom území zastúpený prevažne aglomerátmi, v menšej miere tufmi a zriedka tufitmi. Na severnom svahu Vysokej Stráne (kóta 725,1) boli zriedka nájdené vulkanické bomby o veľkosti do 30 cm.

Najväčšia masa pyroklastického materiálu vystupuje v oblasti západne od Sekierskej doliny, kde úplne prevláda, kým andezit je tu zastúpený v menšom množstve, a to vo forme žíl a menších pokrovov. V strednej časti so stratovulkanickou stavbou vystupujú aglomeráty najmä na svahoch, kde sa striedajú s andezitmi.

Vo východnej časti územia vystupujú len v malom množstve, a to na východných a južných svahoch. Je pravdepodobné, že prevažná časť pyroklastického materiálu bola tu pokrytá andezitovými pokrovmi.

V oblasti Strážnice Hrb a Háj pyroklastický materiál je prikrývaný terciérnymi sedimentami a vystupuje len na svahoch odkrytých eróziou.

Aglomeráty

Materiál aglomerátov býva nevytriedený. Obvykle obsahujú andezitové úlomky od veľkosti lapíl až do veľkosti 60 cm. Ojedinele sa vyskytujú tiež väčšie bloky o priemere až niekoľko metrov. Materiál je prevažne ostrohranný. Množstvo tufového materiálu značne kolíše, spravidla však má iba podradnú úlohu.

Úlomky andezitov patria všetkým trom už opísaným typom.

Tufy

Tufy sú v tomto území oveľa zriedkavejším pyroklastickým materiálom. Vo väčšom množstve sa vyskytujú v oblasti Hája (kóta 403,4), Brekiny (kóta 753,4) a na juhozápadnom svahu Veľkého Korčína. Okrem toho tvoria na niektorých miestach menšie vložky v aglomerátoch.

Tufity

Tufity boli zistené len vo forme malých vložiek v opustenom lome na juhozápadnom svahu Zálužnej a v záreze železnice severozápadne od Podzámčoka.

28. III. 1956

*Fakulta geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Bergfest A., Böhmer M., 1956: Poznámky k Szádeckého teórii kryštalinity. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava.
- Krist E., 1955: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Prenčovom a Beljou južne od B. Štiavnice. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava.
- Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ zoš. 17, Bratislava.
- Szabó J., 1878: Petrographische Studien in der Umgebung von Schemnitz. Föld. közl. Budapest.
- Szádecký, Kardos, 1942: Forläufiges über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung. Mitteilungen der Berg und Hüttenmenischen Abteilung, Sopron, XIII.
- Szádecký, Kardos, 1942: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine in innerkarpatischen Vulkanbogen. Mitteilungen der Berg und Hüttenmenischen Abteilung, Sopron, XIII.

ЭРНЕСТ КРИСТ — МИРОСЛАВ КОДЕРА

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ К ЮГУ ОТ г. ЗВОЛЕН И сел. ВИГЛЯШ

Исследованная область расположена к югу от жел.-дор. линии Зволен—Вигляш. Ее южная граница дана границей листа топографической секции. На западе ее ограничивает Нересницкая долина, на востоке — шоссе, ведущая из сел. Вигляш в сел. Калинка.

Область относится к восточной части вулканических Штиавнических гор. Представлены в ней следующие образования: 1. неовулканические эффузивные породы, т. е.

андезиты, и соответствующие им агломераты и туфы, 2. третичные отложения, 3. четвертичные отложения.

Область делится на две, значительно отличающиеся одна от другой части. Граница между ними проходит по Секиерской долине. На западе сильно преобладает пирокластический материал, состоящий главным образом из агломератов, в меньшей степени из туфов и лишь изредка из туффитов. Андезиты выступают в виде жил, приуроченных к двум системам тектонических линий, идущих в направлениях СЗ—ЮВ и В—З.

На восток от Секиерской долины преобладают андезиты. Агломераты выступают преимущественно по краям, образуя более или менее сплошную кайму. На участке, расположенном к востоку от Секиерской долины до долины Завоз, андезитовые массы вытянуты вдоль трещин направления СЗ—ЮВ; местами (например в районе Залужна) эти массы имеют характер стратовулканов. В самой восточной части области находится большой андезитовый массив с вершиной Велький Корчин, от которого отходят, главным образом в северном направлении, обширные покровы.

Петрографически можно различить три более или менее ясно выраженных типа андезитовых пород, возникших, повидимому, из одной магмы в результате дифференциации в течение одной — самой поздней — фазы эффузий. Эти породы следующие:

1. амфибол-гиперстен-диопсид-авгитовый андезит ($\pm$ гранат),
2. гиперстен-диопсид-авгитовый андезит,
3. амфибол-гиперстеновый андезит ($\pm$ моноклинные пироксены).

В андезитах наблюдаются следующие типы включений:

1. голокристаллические скопления, образовавшиеся в результате кристаллизационной дифференциации (гломеропорфировые скопления кристаллов плагиоклаза, пироксена и магнетита);

2. лейкократовые включения размером в 1—5 см, сложенные главным образом плагиоклазами и небольшим количеством пироксенов, иногда с гранатом;

3. полевошпатово-амфиболовые включения размером до 10 см, в которых преобладают полевые шпаты, базальтическая роговая обманка, изредка содержится биотит.

В средней степени кристалличности (по Садецкому) выражается довольно низкой цифрой: 2,5—3. Никаких признаков оруденения нигде не обнаружено.

Пирокластические породы представлены главным образом агломератами, состоящими из обломков различной величины. Туфы и туффиты не обнажаются в сколько-нибудь значительных массах, а следовательно нет и перспектив для их добычи.

28. III. 1956

*Кафедра минералогии и петрографии
факультета геолого-географических наук
Братислава
университета им. Коменского,*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

ERNEST KRIST — MIROSLAV KODĚRA

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DES GEBIETES SÜDLICH VON ZVOLEN UND VÍGLAŠ

Das studierte Gebiet erstreckt sich südlich von der Eisenbahnlinie Zvolen—Víglaš, seine südliche Grenze wird durch die Begrenzung der topographischen Sektion gegeben. Im Westen ist das Gebiet durch das Tal Neresnická dolina, im Osten durch die Strasse zwischen den Gemeinden Víglaš und Kalinka begrenzt.

Das Gebiet gehört zu dem östlichen Teil des vulkanischen Gebirges von Štiavnica und wird durch folgende Einheiten gebaut:

1. Neovulkanite, d. i. Andesite und ihnen entsprechende Agglomerate und Tuffe,
2. tertiäre Sedimente, 3. Quartär.

In dem Gebiete kann man zwei wesentlich unterschiedliche Teile unterscheiden. Die Grenze zwischen ihnen bildet das Tal Sekierska dolina. Westlich von dieser Grenze herrscht stark pyroklastisches Material, u. zw. überwiegend Agglomerate, weniger Tuffe und nur ausnahmsweise Tuffite vor. Andesite treten hier als an zwei Systeme tektonischer Linien mit NW—SO und O—W Streichen gebundene Gänge auf.

Östlich vom Tal Sekierska dolina herrschen Andesite vor. Agglomerate treten überwiegend an den Rändern auf und bilden einen mehr oder weniger zusammenhängenden Saum. Im Gebiete östlich von Sekierska dolina bis zum Tal Závaz bilden die Andesite lineale Ergüsse längs NW—SO verlaufender Brüche und stellenweise — wie z. B. im Gebiete von Zálužná — erwerben sie einen stratovulkanischen Charakter. Im östlichsten Teil des Gebietes tritt ein grosser Andesitmassiv im Gebiete Veľký Korčín auf, aus dem sich — besonders nordwärts — ausgedehnte Andesitdecken bildeten.

Petrographisch hat man drei mehr oder weniger ausgeprägte Andesittypen unterschieden, welche wahrscheinlich einem Magma gehören, aus dem sie durch Differentiation während einer, u. zw. der jüngsten Effusionsphase entstanden sind. Es sind:

1. Amphibol-Hypersthen-Diopsid-Augit-Andesit ($\pm$ Granat).
2. Hypersthen-Diopsid-Augit-Andesit.
3. Amphibol-Hypersthen-Andesit ($\pm$ monokline Pyroxene).

In den Andesiten wurden Einschlüsse folgender Typen festgestellt:

1. Holokristalline Kristallisationsanhäufungen (Plagioklas, Pyroxene, Magnetit).
2. Leukokrate, 1—5 cm grosse Einschlüsse, die überwiegend aus Plagioklasen und geringen, event. durch Granat begleiteten Mengen von Pyroxenen bestehen.
3. Bis 10 cm grosse Feldspat-Amphibol-Einschlüsse.

Es herrschen in ihnen Feldspate, basaltischer Amphibol und vereinzelt Biotit vor.

Die durchschnittliche Kristallinität (nach Szádecký) ist für das ganze Gebiet verhältnismässig niedrig und beträgt 2,5—3. Tatsächlich haben wir in diesem Gebiet keine Andeutungen von Vererzung getroffen.

Vom pyroklastischen Material herrschen Agglomerate mit Bruchstücken verschiedener Grösse vor. Tuffe und Tuffite treten in dem Gebiete in grösseren Massen nicht² auf, weshalb hier keine Voraussetzungen für ihren Abbau vorhanden sind.

28. III. 1956

*Kathedr für Mineralogie und Petrographie
der geologisch-geographischen Fakultät
an Komenský's Universität,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

EVA KAROLUSOVÁ

PETROGRAFICKÁ A PETROCHEMICKÁ POVAHA TUFOV Z DOLNÝCH BRHLOVIEC A ČAJKOVA

(Ruské a nemecké resumé, tab. III, IV)

V letných mesiacoch roku 1955 som robila petrografický rozbor niekoľkých tufových vzoriek z Dolných Brhloviec a Čajkova. Vzorky mi dodal M. K a t y k, VÚSKM Bratislava. Obidve lokality ležia pri južnom okraji Kremnicko-Štiavnického vulkanického pásma neďaleko od Levíc. (Situácia 1:200 000).

Tufy uvedených lokalít sú dosť rozdielne, i keď v podstate v oboch prípadoch ide o tufy andezitového charakteru. V Dolných Brhlovciach prevládajú šedé, pórovité, veľmi ľahké vitroklastické tufy,¹ ktoré sa striedajú s jemnozrnnými litoidnými² tufmi. Ich špecifická váha je väčšia.

Tufy z Čajkova sú svetlohnedé a voľným okom sa v nich dajú rozoznať jednotlivé minerálne súčiastky, ako živce, biotity a amfiboly. V podstate sú to andezitové tufy vitroklastické, ktoré miestami v nepatrnej miere javia litoidný charakter (tab. III, obr. 1). Mikroskopickú štruktúru majú typicky t u f o g é n n u. Živcové úlomky patria plagioklasom, a to andezínu s priemerným uhlom zhášania 19—20° podľa symetrickej zóny. Labradority sú zriedkavejšie a skoro vždy majú znaky natavenia (tab. III, obr. 2). Z tmavých minerálov je tu zastúpený biotit, ktorý kvantitatívne prevláda, ďalej amfiboly a pyroxény. Amfiboly reprezentuje výlučne obyčajný amfibol. Pyroxény sú zastúpené hypersténom a jednoklonnými pyroxénmi. Jednoklonné pyroxény sa zhášaním približujú egirinaugitu, avšak s ostatnými optickými hodnotami sa zhodujú s diopsidom. Jeho okraje sú zasiahnuté sekundárnymi premenami (chloritizácia?). Okolo biotitových úlomkov je silná limonitická obruba. Analyzovaná hornina okrem minerálnych súčiastok a úlomkov obsahuje aj určitý podiel horninových úlomkov, ktoré

¹ Za vitroklastickú označujem horninu vtedy, keď v sklovitej tufovej základnej hmote sú klastické úlomky sopečného skla, resp. pemzy.

² Tuf litoidný má v sklovitej tufovej základnej hmote úlomky pevných andezitov.

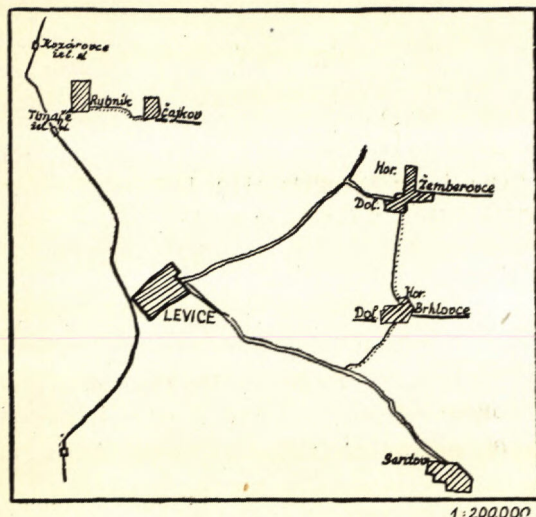
jej dodávajú litoidný charakter. Väčšina týchto úlomkov základnú hmotu má sklovitú, bez porfyrických vyrastlíc, s fluidálnou, miestami silne pórovitou až pemzovitou textúrou. Minerálne súčiastky z nich úplne chýbajú,

iba v jednom prípade som v nich našla drobný biotit a živce, ktoré sú silne resorbované.

Tmelom kryštálovo-minerálnych zlomkov a litoidných úlomkov je vitroklastická hmota s jemnými roztratenými ihličkami živcov (tab. III, obr. 1).

Tufy z Dolných Brhloviec majú iný typ. V zásade sú to dva odlišné druhy, a to: a) vitroklastický tuf veľmi ľahký (pemzovitý), b) litoidný tuf.

Tieto dva druhy sa striedajú v tenších alebo hrubších laviaciach.



Situácia

a) Vitroklastické tufy, označované tiež ako pemzo-

vité, pozostávajú zo svetlejšie šedých pemzovitých úlomkov a z tmavšie šedej „tmeliacej“ sa sklovitej hmoty. Na pohľad robia dojem brekcie, preto niektorí autori ich pomenovávajú názvom brekciovitých tufy. Textúra úlomkov je pemzovitá-fluidálna. Úlomky pozostávajú zo sopečného skla. Póry majú dosť okrúhly alebo pretiahnutý tvar a sú usporiadané zreteľne fluidálne. Veľkosť pórov je rôzna, niektoré majú makroskopické rozmery a dosahujú veľkosť niekoľko milimetrov. Maximálna veľkosť týchto pemzovitých úlomkov nepresahuje 2—3 cm. V tmavšom tmele budia dojem hrubšieho betónu alebo zlepenca. Tmel pemzovitých úlomkov je väčšinou sklovitý, miestami sú v ňom rôzne úlomky, resp. relikty kryštálov-minerálov, tvorené takmer výhradne živcami. Živce zodpovedajú plagioklasu andezínu. Väčšie jedince sú čiastočne natavené, často majú uzavreninky. Okrem minerálnych úlomkov sa v tmele vyskytujú aj drobné litoidné úlomky andezitov s plstovite usporiadanými ihličkovitými živcami. Takýchto úlomkov nie je však priveľa, a preto sa nemôžu považovať za podstatné. V tmele okrem už uvedených komponentov je značné množstvo limonitického pigmentu, ktorý je koncentrovaný do väčších-menších zhlukov. Limonit tu má sekundárny pôvod a pravdepodobne pochádza z vrchnejších polôh, ktoré obsahujú tmavé minerály.

b) Druhým typom dolnobrhloveckých tufov sú tufy litoidné (tab.

IV, obr. 2). Najdôležitejším komponentom tejto horniny sú úlomky rôznych andezitov a pemzy. Tieto sú rôzne veľké, makroskopicky viditeľné a nápadné. Celá hornina je šedá a úlomky v nej sú tmavšie alebo svetlejšie a zaguľatené.

Štruktúra úlomkov pyroxenického andezitu je porfyrická, s plstovite usporiadanými živcovými vyrastlicami. Väčšie jedince živcových vyrastlíc podľa uhla šikmého zhášania, meraného metódou symetrickej zóny, zaraďujú sa medzi labradority. Tmavé súčiastky som v andezitoch nespozovala.

Úlomky pemzy v tomto type tufov sú menšie ako úlomky pyroxenických andezitov. Mnohokrát ani ich ohraničenie nie je presné a splývajú s cementujúcou základnou hmotou.

Okrem horninových úlomkov v základnej, resp. cementujúcej sklovitej tufovej hmote sa vyskytujú aj minerálne jedince, a to vo forme ostrohranných úlomkov kryštálov. Sú to živce, ktoré som určila ako andezín-labradority (metódou symetrickej zóny), rombické pyroxény ako reliktý enstatitu, alebo ich pseudomorfózy a zhluky limonitu.

Obdobné tufy ako v Dolných Brhlovciach sa vyskytujú aj v Horných Žemberovciach. Ich petrografický charakter sa úplne zhoduje, preto ich nebudem zvlášť analyzovať.

Chemické analýzy tufov. (Analyzoval Št. Seiler, VÚSKM, Bratislava):

I. Čajkov. Špecifická váha v g/cm^3 — γ určená pyknometricky v prostredí destilovanej vody na vysušených vzorkách je 2,754.

	Váha %	Mol. kvoc.
SiO ₂	62,83	1046
TiO ₂	st	—
P ₂ O ₅	1,28	009
Al ₂ O ₃	17,81	175
Fe ₂ O ₃	4,48	028
FeO	1,07	015
MnO	st	—
MgO	0,45	010
CaO	5,56	100
K ₂ O	1,60	017
Na ₂ O	1,70	027
Straty žiňaním	2,98	
	99,76	

II. Dolné Brhlovce, vitroklastický tuf. Špecifická váha v g/cm^3 — γ , určená pyknometricky v prostredí destilovanej vody na vysušených vzorkách, je 2,551.

	Váha %	Mol. kvoc.
SiO ₂	57,45	956
TiO ₂	st	—
P ₂ O ₅	1,17	008
Al ₂ O ₃	19,04	190
Fe ₂ O ₃	6,07	038
FeO	1,07	014
MnO	st	—
MgO	0,60	015
CaO	4,02	071
K ₂ O	1,20	013
Na ₂ O	0,88	013
Straty	8,80	
	100,30	

III. Dolné Brhlovce, litoidný tuf.

	Váha %	Mol. kvoc.
SiO ₂	55,97	931
TiO ₂	st	—
P ₂ O ₅	1,17	008
Al ₂ O ₃	22,06	216
Fe ₂ O ₃	5,57	031
FeO	1,07	014
MnO	—	—
MgO	0,80	020
CaO	4,93	087
K ₂ O	1,20	013
Na ₂ O	0,88	013
Straty žíhaním	6,77	
	100,42	

Zavarického hodnoty:

	I.	II.	III.
a	6	3,8	3,77
c	6	5,2	6,31
b	13	21,2	22,35
s	75	69,8	67,47
a'	—	—	—
f'	49	30,92	26,62
m'	6,9	5,15	6,49
c'	69,8	24,96	28,24
n	61	25,00	50,0
t	—	—	—
φ	39,16	26,11	22,07

Niggliho hodnoty:

	I.	II.	III.
si	235,5	247,8	216,0
al	39,42	46,12	47,26
fm	18,24	25,48	22,32
c	22,52	17,23	19,04
alk	19,82	11,17	11,38
k	0,38	0,5	0,5
mg	0,125	0,13	0,19
qz	84,42	103,12	136,80
c/fm	1,23	0,67	0,85
al-alk	19,60	34,95	24,94
al-fm	21,18	20,61	

Z uvedeného prehľadu petrografického štúdia je jasné, že v obidvoch prípadoch — Čajkov a Dolné Brhlovce — ide o andezitové tufy. V Čajkove sú to tufy amfibolicko-biotit-pyroxenického andezitu, kým v Dolných Brhlovciach sa ukazuje bázeickejší ráz tufov, na čo nie v malej miere prispievajú aj hojné úlomky pyroxenických andezitov. Určite zaujímavé výsledky ukážu aj chemické rozboru a ich petrochemický prepočet, ktoré môžu viesť k nejakým záverom, pretože som v tufoch nespozorovala cudzie detritické úlomky.

Doplnkové parametre:

prípád	II. $al < (alk + c)$	III. $(alk + c) < al < (alk + 2c + f,)$	III.
Q	213,47	221,58	190,50
L	58,80	118,71	125,40
M	31,74	64,80	19,62
II	0,33	0,43	0,45
γ	0,102	$\emptyset$	$\emptyset$
α	9,04	11,14	5,6
μ	1,008	= mg = 0,13	= mg = 0,19

Normatívne zloženie podľa CIPW:

	I.	II.	III.
ort	9,45	7,23	7,23
ab	14,15	6,81	6,81
an	20,29	13,07	16,40
c	5,92	11,93	8,67
hy	2,3	3,34	1,84
hem	3,50	6,08	4,48
ap	3,02	2,69	2,69
Q	36,96	40,02	37,02

Zadelenie podľa uvedených hodnôt do CIPW systému:

I. Čajkov.

clas I. persalone order 3 columbare
rang 4 Docalcie subrang 2 sodipotassie.

II. Dolné Brhlovce, vitroklastický tuf:

clas II. dosalanc order 3 hispanare,
rang 4 Docalcie subrang 2 presodic.

III. Dolné Brhlovce, litoidný tuf:

clas I. persalone order 3 columbare,
rang 4 Docalcie subrang 2 sodipotassie.

Petrografický rozbor analyzovaných vzoriek ukázal niektoré sekundárne zmeny, ktoré sa odohrali v tufoch Čajkova a Brhloviec. Predovšetkým je to silná limonitizácia a chloritizácia tmavých súčiastok. Týmto zmenám v chemických analýzach zodpovedá značné zvýšenie trojmocného Fe a nedostatok MgO. Podľa mikroskopického rozboru v uvedených tufoch sa vyskytujú stredne bázičné živce, andezíny a labradority. Niektoré, najmä bázičkejšie, sú silne natavené a miestami tiež kaolinizované. S kaolinizáciou súvisí pravdepodobne tiež znížený obsah CaO, ktorého časť bola pravdepodobne

odplavená. Zvyšujúce množstvo Al_2O_3 a SiO_2 sa potom použilo pri tvorbe sekundárneho kaolinitu, ktorý sa utváral na mieste živcov.

Prepočty chemických analýz poukazujú na príbuznosť k niektorému typu horniny. Z a v a r i c k é h o hodnoty analyzovaných tufov zodpovedajú približne hodnotám pyroxenických andezitov z Mecseku (Maďarsko), alebo z recentných láv zodpovedajú hodnotám labradorického čadiča zo sopky Mauna Loa. Je prirodzené, že v našom prípade hodnota m' je v dôsledku sekundárnych premien oveľa nižšia.

Podľa Niggliho hodnôt tufy z Čajkova a Brhloviec svojím zložením zodpovedajú magme kremitého dioritu.

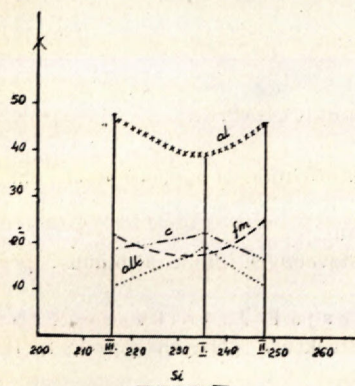
Pre porovnanie uvediem v tabuľke nájdené hodnoty magmy kremitého dioritu a hodnoty tufov z Čajkova a Brhloviec, ktoré sú:

	si	al	fm	e	alk	k	mg
Kremitý diorit (Granodiorit) Mt. Stuart Washingt.	231	33	30,5	17,5	19	26	57
Tuf z Čajkova	235,5	39,4	18,2	22,5	19	38	125
Kremitý diorit Tuf vitroklastický Dol. Brhlovce	247	34	28	17	21	24	42
	247,8	46,1	25,4	17	11	5	13
Quarcglimmerdiorit Chowchilla River Caliř. Tuf litoidný Dol. Brhlovce	218	36	28	20,5	15,5	25	53
	216	47,2	22	19	11,3	5	19

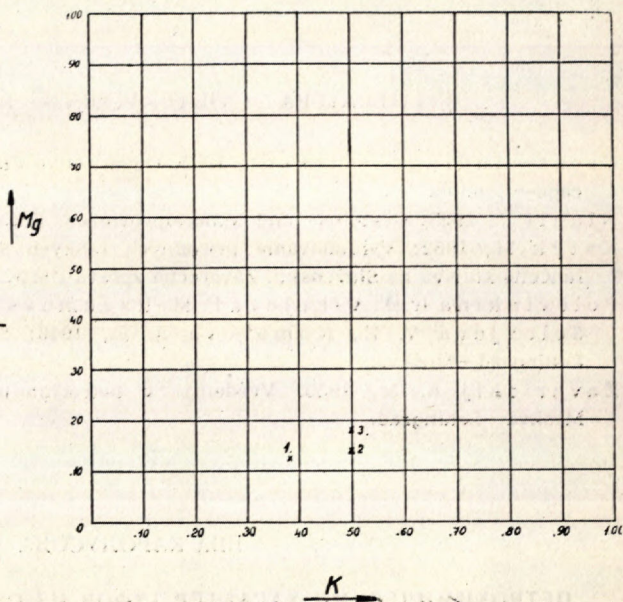
Pre lepšiu názornosť som vyhotovila kryštalizačný diagram analyzovaných tufov podľa Niggliho (diagr. 1) a bodový diagram hodnôt mg a k (diagr. 2). Z diagramu jasne vyplýva, že analyzované tufy čo do obsahu mg a k sú od prirovnávaných Niggliho kremitých dioritov v týchto hodnotách dosť ďaleko a svojimi hodnotami sa skôr približujú aplitickým žulám (Niggli, str. 211). Tieto nezrovnalosti zaiste tiež majú korene v limonitizácii, resp. v malom množstve tmavých súčiastok pre tento druh tufov.

Pri vyhodnotení analýz a pri ich porovnávaní s niektorým typom magmy je nápadná malá hodnota analyzovaných vzoriek fm a mg oproti Niggliho hodnotám. Tento nedostatok sa prejavuje aj pri iných formách prepočtu, najmarkantnejšie však v systéme CIPW pri prepočítaní na minerálne zloženie. Uvedené nízke hodnoty vyplývajú už aj z nedostatku tmavých minerálov, resp. z ich rozkladu. V tufoch z Dolných Brhloviec sú živce rozložené,

a preto je pravdepodobné, že alkálie sú odplavené (nízky obsah alkálií), kým Al_2O_3 zostal na mieste. Najzaujímavejší je však vysoký obsah SiO_2 , ktorý podľa Niggliho hodnôt zodpovedá obsahu kremitého dioritu. Pri petrografických analýzach som však voľný kremeň nikde nespozorovala. Je možné, že tento jeho obsah vyplýva z vitroklastických úlomkov, ktoré sú v horninách obsažené. Analýzou týchto úlomkov môžeme dôjsť k zaujímavým



Kryštalizačný diagram podľa
Niggliho
Diagram 1



K — Mg diagram tufov podľa
Niggliho
Diagram 2

1. Čajkov

2. D. Brhlavce nitroklastický tuf

3. D. Brhlavce lúloidný tuf

záverom. Pri mikroskopovaní nezbadat v nich minerálne úlomky, čiže ich hmota pozostáva viac-menej z SiO_2 , prípadne aj z Al_2O_3 a z málo alkálií. Keďže neobsahujú tmavé súčiastky, nízky obsah *fm* a *mg* pri analýzach je možné odôvodniť aj pomerne vysokým obsahom pemzovitých úlomkov. To-muto by zodpovedali aj hodnoty z Čajkova, kde síce hodnoty *fm* a *mg* sú nižšie ako v uvedenej Niggliho hornine, avšak obsah *alk* je rovnaký a *al* je len o niečo vyšší.

Celkove možno usudzovať, že odchýlky, na ktoré poukazovali prepočty analýz, sú viac-menej zapríčinené vitroklastickými úlomkami obsaženými v analyzovaných tufoch. Ďalej, nie v poslednej miere ich zapríčiňujú sekundárne premeny, limonitizácia a chloritizácia tmavých súčiastok, ako aj silná

kaolinizácia živcov. Pre tieto zmeny a úlomky sa chemickými hodnotami líšia od andezitov, aj keď podľa mikroskopických rozborov sú andezitickými tufmi.

3. IV. 1956

*Výskumný ústav
stavebných konštrukcií a montáží,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Cross—Iddings—Pirsson, 1903: Quantitative Classification of Igneous Rock, Chicago—London.
- Niggli P., 1923: Gesteins- und Mineralprovinzen, Berlin.
- Katyk M., 1952: Vyhľadávanie prírodných ľahkých stavebných hmôt a plnidiel pre ľahčené stavivá na Slovensku. Záverečná správa ÚSHK.
- Polovinkina Ir. J., Vikulova F. M., Razumovskaja E. J., Anikejeva F. N., Solovjeva V. E., Komarova A. E., 1948: Struktura gornych porod, I, II, Leningrad—Moskva.
- Zavarickij A. N., 1950: Vvedenije v petrochimiju izveržennych gornych porod, Moskva—Leningrad.

ЕВА КАРОЛУСОВА

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР ТУФОВ ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕЛЕНИЙ
ДОЛНЕ БРГЛОВЦЕ И ЧАЙКОВ**

В работе дается петрографический и петрохимический анализ вулканических туфов краевой зоны Кремнишко-Штиавницкого Средогорья. Туфы из окрестностей сел. Чайков имеют литондный характер; по своему составу они соответствуют амфибол-биотит-пироксеновым андезитам. В окрестностях сел. Долне Бргловце представлены два типа туфов: витрокластический и литондный.

Образцы туфов были подвергнуты химическому анализу, расчеты числовой характеристики сделаны по методам Заварицкого, Ниггли и CIPW (американскому). Расчеты показали, что по сравнению с соответствующими эффузивными породами туфы содержат мало темных минералов, мало щелочей и довольно много SiO_2 , что объясняется присутствием витрокластических обломков и вторичными изменениями.

3. IV. 1956

*Научно-исследовательский институт
строительных и сборных конструкций,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

PETROCHEMISCHER CHARAKTER DER TUFFE AUS DOLNÉ BRHLOVCE UND ČAJKOV

In der Arbeit wird die petrographische und petrochemische Analyse der Tuffe aus der Randzone des Kremnica-Štiavnicaer Mittelgebirges behandelt. Die Tuffe aus der Gemeinde Čajkov zeichnen sich durch lithoiden Charakter aus und entsprechen der petrographischen Zusammensetzung nach den Amphibol-Biotit-Pyroxen-Andesiten. In der Gemeinde Dolné Brhlovce findet man wie vitroklastische, sowohl auch lithoide Andesittuffe.

Von den Tuffproben wurden chemische Analysen durchgeführt und die Werte nach Zavarický, Niggli und nach dem CIPW-System berechnet. Diese Berechnungen zeigten, dass sich die analysierten Tuffe im Vergleich zu den entsprechenden Gesteinstypen durch einen niedrigen Wert der dunklen Minerale und Alkalien und verhältnismässig hohen SiO_2 -Gehalt, der durch vitroklastische Bruchstücke begründet wird, auszeichnen. Andere Mängel werden durch sekundäre Umwandlungen verursacht.

3. IV. 1956

Forschungsanstalt
für Baukonstruktionen und Montagen,
Bratislava

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

VIERA KANTOROVÁ

O TAKZVANEJ INOCERÁMOVEJ KRIEDE V OKOLÍ SNINY

(*Ruské a nemecké resumé, tab. V, VI*)

ÚVOD

V práci sa hovorí o veku takzvanej inocerámovej kriedy v okolí Sniny. Zistené mikrobiostratigrafické dáta dokazujú, že väčšina sedimentov, pripočítavaných tu tomuto súvrstviu, patrí paleocénu.

V rámci systematického geologického výskumu flyšových oblastí Východných Karpát robil v roku 1955 geologické mapovanie širšieho okolia Sniny B. Leško z Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Materiál ním vyzbieraný pri týchto prácach som dostala k mikropaleontologickému zhodnoteniu.

Časť dodaných vzoriek poskytla zaujímavú mikrofaunu, ktorá je zaujímavá nielen svojím zložením, ale aj stratigrafickou príslušnosťou. Pretože stratigrafické zhodnotenie tejto fauny môže v značnej miere ovplyvniť ďalšie terénne výskumy uvedeného územia, rozhodla som sa podať o výsledku svojich výskumov zpravu.

Z tejto oblasti poskytli mikrofauny, ktorými sa budeme ďalej zaoberať, vzorky z okolia Novej Sedlice, Zboja, Uličského Krivého, Stariny, Jalovej, Stakčina, Pčoliného, Pichní, Sniny, Nechvalovej Poľanky, Zubného, Nižnej Jablonky a Papína (pozri mapku na str. 53), teda z územia dostatočne rozľahlého, čo nasvedčuje tomu, že nejde o lokálny zjav, ale o zjav regionálneho charakteru.

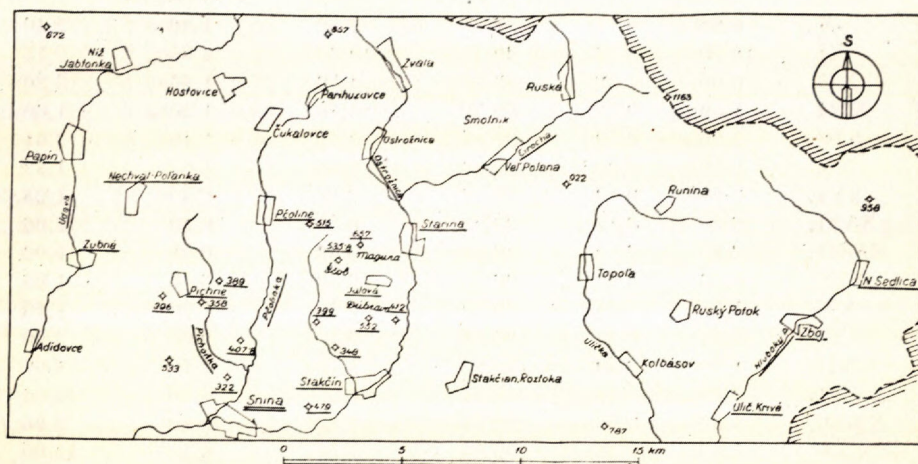
MIKROBIOSTRATIGRAFICKÉ ZHODNOTENIE

Mikrofauna pochádza z pelitického materiálu ílovitých až slienistých bridlíc, vyznačujúcich sa rôznym stupňom zbridlíčnenia. Sfarbenie býva rozmanité: fialové, fialovohnedé, tmavošedé, popolavošedé a žltosedé.

Metodika. Materiál je z najväčšej časti značne diageneticky spevnený, bolo teda potrebné použiť dosť zložité dezintegračné metódy.

Horniny sme drvili na elektrickom čelustovom drviči a ďalej ručným lisom na čiastočky o zrnitosti ca 3 mm, ktoré sme potom striedavo prevádzali v roztoku Glauberovej soli a zmrazovali na teplote -35°C , kým sa hornina nerozpada na jemnú kašovitú hmotu, ktorú sme ďalej normálnym spôsobom plavili.

Aby sme mohli sledovať relatívnu hojnosť mikrofosílií v každej vzorke a aby porovnanie zisťovaných hodnôt bolo ľahké, dezintegračný pochod sme začali s rovnakým množstvom horniny z každej vzorky o váhe 500 g. Odvážaním získaného výplavu sme zistili aj váhu odpravených jemnopelitických súčiastok nižšie 0,07 mm, čo sme vyhodnotili tiež percentuálne. Váhu výplavu sme prehodnotili i objemove, pretože pri vyberaní mikrofosílií je výhodnejšie zisťovať objem malých množstiev, používaných na



násyp, ako ich vážiť. Vydelením objemu celého výplavu objemom vybraného množstva výplavu získame koeficient, ktorý uvádzame v poslednom stĺpci tabuľky. Keď týmto koeficientom vynásobíme zistené množstvo mikrofosílií vo výbere, dostaneme obraz o skutočnej pomernej hojnosti. Teda čím je koeficient nižší, tým väčšie množstvo výplavu bolo vybraté a naopak. Tak napr. koeficient 1 značí, že bol vybratý celý výplav, koeficient 15 znamená, že bola vybratá jedna pätnástina výplavu a pod. Z uvedeného je zrejmé, k akým mylným záverom o kvantitatívnom rozložení mikrofauny môžeme dôjsť, ak neprihliadneme na pomerné zastúpenie veľkostných frakcií a mikrofosílny podiel v skúmanej vzorke. Takto zistené hodnoty sú v tab. 1.

Spracovávané súvrstvie sa až do vykonania tu publikovaných mikrobiostratigrafických výskumov považovalo za vrchnú časť inocerámovej série (Leško, 1951, 1952, 1953) a zaraďovalo sa do vrchnej kriedy.

Vzorka

- V. — Lš. sonda 24. Kóta Vozy 358 m, juhovýchodne od Pichní.
- VI. — Lš. sonda 28. Pod kótou Vozy pri Kadobnom potoku.
- VII. — Lš. sonda 29. Stena východne od Pichní.
- VIII. — Lš. sonda 30. Na kóte Kičurka 1 km severovýchodne od Pichní.
- IX. — Lš. sonda 36. } severne od kóty 479 Magurica na sedle medzi
- X. — Lš. sonda 37 B. } Sninou a Stakčínom.
- XI. — Lš. 3. Jalová
- XII. — Lš. 4. Jalová, sútok potoka.
- XIII. — Lš. 5. Jalová, poľná cesta pri cintoríne.
- XIV. — Lš. 9. Jalová, v brehu potoka v obci.
- XV. — Lš. 11 a) }
- XVI. — Lš. 11 b) } v brehu Udavy medzi Papínom a Nižnou Jablonkou
- XVII. — Lš. 11 c) }
- XVIII. — Lš. 11 d) } v brehu Udavy medzi Papínom a Nižnou Jablonkou.
- XIX. — Lš. 12. Rýha severozápadne od Nižnej Jablonky.
- XX. — Lš. 13. Severovýchodne od Nižnej Jablonky v úvoze pod lipou.
- XXI. — Lš. 15. Papín pri Mlyne.
- XXII. — Lš. 19. Pčolinka.
- XXIII. — Lš. 25. Snina nad cigánskym táborom.
- XXIV. — Lš. 27. Na svahu Brambory, kóta 322, pri Snine v lese nad Červeným domom
- XXV. — Lš. 30. Sútok Hotinky s potokom od Ščobu.
- XXVI. — Lš. 31. Sútok Hotinky s potokom od Ščobu.
- XXVII. — Lš. 35. Hotinka za tankovou záclonou.
- XXVIII. — Lš. 36. Hotinka, 1 km východne od kóty 399.
- XXIX. — Lš. 39. M. Pichne.
- XXX. — Lš. 42. Magura nad Starinou.
- XXXI. — Lš. 44. Dúbrava, kóta 552, severne od Stakčina.
- XXXII. — Lš. 46. Pichne, na sedle Vozy, kóta 358.
- XXXIII. — Lš. 46 a) Stakčín.
- XXXIV. — Lš. 48 a) Potok Hotinka.
- XXXV. — Lš. 51. Južne od kóty 515, v potoku Hotinka.
- XXXVI. — Lš. 53. Západne od kóty Magura, 657 m.
- XXXVII. — Lš. 55. Severne od Nechvalovej Poľanky.
- XXXVIII. — Lš. 55 a) Severne od Nechvalovej Poľanky.
- XXXIX. — Lš. 56. Severne od Nechvalovej Poľanky.
- XL. — Lš. 59. Južne od Jalovej.
- XLI. — Lš. 60. Jalová pri škole v brehu potoka.
- XLII. — Lš. 62. 200 m od vtoku Ostrožnice do Cirochy.
- XLIII. — Lš. 63. 200 m od vtoku Ostrožnice do Cirochy.
- XLIV. — Lš. 68. V potoku Hotinka pod kótou 348.
- XLV. — Lš. 69. Bridlice na sever od kóty 552, Dúbrava.
- XLVI. — Lš. 70. Bridlice na juh od kóty 412, juhovýchodne od Jalovej.
- XLVII. — Lš. 71. V potoku Cirocha severne od Stakčina.
- XLVIII. — Lš. 72. Bridlice zo zárezu železničnej trate pri Stakčíne.
- XLIX. — Lš. 73. Bridlice pod cintorínom južne od Jalovej.
- L. — Lš. 74. Severozápadne od kóty Dúbrava, 552 m, severne od Stakčina.
- LI. — Lš. 76. Bridlice pri UNRRA moste v Starinej.
- LII. — Lš. 80. Bridlice od Jalovej pri moste.

* kyzové jadrá
Blížšie označenie lokalít pozri na str. 54—57.

1
1870
19
1911

Vzorka

LIII. — Lš. 83. Bridlice odobraté južne od obce Nová Sedlica.

LIV. — Lš. 85. Bridlice odobraté južne od Zboja.

LV. — Lš. 86. Bridlice odobraté južne od Zboja.

LVI. — Lš. 87. Bridlice zo zárezu cesty nad Krivým.

Označenie lokalít podľa B. Lešku (Lš.).

Podrobný zoznam a hojnostné zastúpenie mikrofosílií na jednotlivých lokalitách podávam v uvedenom prehľade. Číslom označujem skutočný počet mikrofosílií pozorovaných vo výbere. Značnejšie zastúpenie mikrofosílií (vyše 30 exemplárov) je stanovené odhadom. Približné zastúpenie istej formy v pôvodnom spracovávanom množstve horniny (500 g) zistíme vynásobením koeficientom uvedeným v poslednom stĺpci tabuľky na str. 54.

Pri mikrobiostratigrafickom hodnotení skúmaného materiálu máme spoľahlivú oporu v rade dosiaľ publikovaných prác o prechodných súvrstviach krieda/paleogén v centrálnych, západných a východných Karpatoch, na Kaukaze, ako aj v severovýchodných výbežkoch Álp.

Už H. Hiltermann (1943) vrchnú časť czarnorzeckich vrstiev od Gorlic, Jasla a Krosna, vrchnú časť pestrých slieňov od Wegłóvky a N. Sanoku, ako aj jamnenské pieskovce od Boryslawi a Bitkowa vekove zaradil ako dan-paleocén (?). Vo vrchnej časti czarnorzeckich vrstiev zistil aglutinované spoločenstvá, ktoré charakterizujú celé súvrstvie dan-paleocénu (?) ako formy priebežné, vo viac-menej konštantnom zastúpení. V tomto súvrství sa miestami stretol aj so slabými izolovanými polohami vápnitých foraminifer.

M. Glaessner (1948) v kapitole o stratigrafickom rozmiestení mikrofauny udáva, že aglutinované foraminifery, ktoré patria nadčeladi *Astrorhizidea* a čeladi *Lituolidae* (v zmysle Glaessnerovho systému), sú hojne rozšírené v paleocéne a v spodnom eocéne Karpát, Kaukazu, strednej Ázie, Nového Zelandu a Trinidadu. Žiaľ, nie je nám prístupná Glaessnerova práca o foraminiféroch spodného paleogénu severozápadného Kaukazu (1937), ba nie sú nám prístupné ani iné práce z tejto oblasti, ktoré boli publikované pred druhou svetovou vojnou a ktoré sa stali kľúčom i pre riešenie stratigrafie karpatského flyša.

V. Požaryski (Guzik — Požaryski, 1949) v antiklinále Biecza zistil vo vrchnej časti czarnorzeckich vrstiev (vyvinutých prevažne v podobe bridlíc) výlučne aglutinované spoločenstvá foraminifer, podobného zloženia, ako som zistila v okolí Sniny.

Podľa výskumov V. Pokorného (1954) spodná časť terciérneho súvrstvia magurského flyša v oblasti Chříbov a v podloží juhomoravského výbežku Viedenskej panvy patrí paleocénu; toto súvrstvie petrograficky zodpovedá solánskym vrstvám a nižšej časti belovežských vrstiev v pojmoch

Al. Matějku a Zd. Rotha. Pelitické polohy týchto vrstiev obsahujú spoločenstvá zložené prakticky výlučne z primitívnych nevápenitých foraminifer.

V Pieninách K. Birkenmajer (1954) zistil v bradlovom obale mladé elementy, ktoré podľa nájdenej, takmer výlučne aglutinovanej mikrofauny považuje za dan-sp. eocén; toto súvrstvie starší geológovia (okrem Andrusova, ktorý správne predpokladal mladší vek) považovali za maastrichtské.

V juhozápadnom Poľsku Geroch a Gradzinski (1955) v podsliezskej sérii żywieckého tektonického okna zistili prechodné súvrstvie vrchná krieda — paleogén bez globotrunkán, s absolútnou prevahou aglutinovaných foraminifer, pre ktoré ako pravdepodobný vek udávajú dan-paleocén.

Pretože územie v okolí Sniny bezprostredne hraničí so sovietskou časťou Východných Karpát, budeme tu podrobnejšie hovoriť o biostratigrafických pozorovaniach, ktoré urobila v nedávnej dobe N. I. Maslakova (1955):

V sovietskej časti Východných Karpát M. V. Muratov (1947, 1949) a A. A. Bogdanov (1949) zistili tri tektonické zóny: 1. vnútornú antiklinálnu zónu, do ktorej zahrnujeme kryštálické jadro Karpát (Marmarošský masív). 2. centrálnu synklinálnu zónu. 3. vonkajšiu antiklinálnu zónu, ktorá je charakterizovaná veľkým rozšírením „skľb“.

Maslakova zistila v troch uvedených tektonických zónach Východných Karpát na základe drobných foraminifer, ako aj iných organických zvyškov (*Mollusca*, *Pisces* a *veľké foraminifery*), všetky tri oddiely paleogénu, ako paleocén, eocén a oligocén.

Podľa výsledkov mikrobiostratigrafického bádania Maslakova tzv. jamnenskú suitu vonkajšej antiklinálnej zóny a Ljutsú suitu vo vnútorných častiach Karpát, považované predtým za vrchnú kriedu, začleňuje do paleocénu. Okrem toho do paleocénu kladie tiež vrchnú časť inocerámovej suity, ktorá je vyvinutá v severozápadnej časti vonkajšej antiklinálnej zóny, vo vnútorných štruktúrach.

Paleocén Maslakova tu po prvý raz bezpečne biostratigraficky preukázala, a to jednak spoločenstvami s typickými globorotáliidami a globigerinidami vo vnútornej antiklinálnej zóne a vo vonkajšej antiklinálnej zóne, jednak nevápnitými spoločenstvami aglutinovaných foraminifer v centrálnej synklinálnej zóne a vo vrchnej časti inocerámovej suity.

Ljutská suita, ktorá možno prechádza na naše územie do okolia Sniny a odtiaľ asi zasahuje ešte pomerne ďaleko na severozápad, ako o tom svedčí i autorkin nedávny nález paleocénnej mikrofauny pri Zborove (v materiáli L. Šlahora), na sovietskom území je uložená diskordantne na rôznych starších útvaroch (počnúc paleozoikom), obyčajne však na vrchnokrie-

dových „púchovských vrstvách“. Nad ňou pozorujeme pestré súvrstvie so súvisle sedimentovaným spodným až vrchným eocénom. Predstavujú ju šedé, zväčša masívne a hrubé rôznorodné pieskovce, s tenkými polohami argilitov a so súvrstviami flyša, v ktorých sa striedajú argility a aleurity. Časté sú tiež polohy jemnozrnných konglomerátov.

Jamnenská i ľjutská suita vykazujú mikrobiostratigrafické prvky, ktoré sú zhodné s elburganským horizontom a so suitou „goriačevo kľuča“ Severného Kaukazu, ktoré väčšina bádateľov pripočítava paleocénu a N. N. Subotina (1947, 1949) danu.

H. Küpper (Janoschek, Küpper, Zirkl, 1956) uvádza aglutinovanú mikrofaunu s prvkami veľmi podobnými našim mikrofaunám od Sniny, z niektorých červených slieňov bradlového obalu v okolí Viedne.

Küpper vyslovuje pochybnosti o dosiaľ uznávanom senomanskom veku týchto slieňov a uvažuje o ich vyššom stratigrafickom zaradení. Prípúšťa možnosť, že sú vekove zhodné s tzv. „púchovskými slieňmi“ v Pieninách, ktoré Birkenmajer stratigraficky zhodnotil ako dan-sp. eocén.

S problémom prechodného súvrstvia krieda — paleogén sa nedávno stretol aj Z. Reiss (1952, 1955), ktorý pracoval na Blízkom východe v Izraeli. Tamojšie súvrstvie krieda — paleogén je uložené, pravda, za odlišných faciálnych pomerov ako prechodné súvrstvie v Karpatoch a vyznačuje sa prítomnosťou vápnitých foraminifer (stratigraficky významné globigeríny a globorotálie, ako aj ich niektoré podrody). Reiss na základe vlastných aj iných mikrobiostratigrafických výskumov sa domnieva, že v oblasti Tethydy jestvovala v dobe dan-paleocénu plynulá sedimentácia, preto navrhuje tieto dva stupne spojiť v novú epochu dano-paleocén alebo danomontien a pričleniť ju k terciéru.

ZÁVER

Ako z vykonaných orientačných mikrobiostratigrafických prác v okolí Sniny vysvitá, od ďalšieho výskumu môžeme očakávať značné zjednodušenie doteraz predpokladaných tektonických a paleogeografických pomerov. Už doterajšie výskumy ukázali, že tektonické jednotky, stanovené v paleogéne Východných Karpát na území SSSR, pokračujú na naše územie. Ich tunajší rozsah a rozmiestenie bude však možné stanoviť len po starostlivom a podrobne vykonanom komplexnom geologickom výskume.

21. V. 1956

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

- Brotzen F., 1948: The swedish paleocene and its foraminiferal fauna. Sv. geol. unders., Ser. C., 493, Stockholm.
- Birkenmajer K., 1954: O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach. Instytut geologiczny. Biuletyn 88, Warszawa.
- Geroch S., Gradzinski R., 1955: Stratigrafia serii podślaskiej Żywieckiego okna tektonicznego. Roczn. Pol. Tow. Geol., XXIV, Kraków.
- Glaessner M., 1937: Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. Probl. Pal., 2—3, Moskva.
- Glaessner M., 1948: Principles of Micropaleontology. Wiley, New York.
- Grzybowski J., 1897: Otwornice pokładow naftonosnych okolicy Krosna. Krak. nakl. Akad.
- Grzybowski J., 1901: Die Microfaune der Karpathenbildungen III. Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice. Extr. Bull. Acad. SC, Kraków.
- Guzik K. — Pożaryski W., 1949: Fald Biecza (Karpaty Środkowe). Biul. PIG, 53, Warszawa.
- Hiltermann H., 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. Oel und Kohle, XXXIX.
- Janoschek R., Küpper H., Zirkl E. J., 1956: Beiträge zur Geologie des Klippenreiches bei Wien. Mitteil. Geol. Ges. in Wien, 47, Wien.
- Leško B., 1951: Stavba flyšového územia medzi Sninou a Medzilaborcami. GS II, Bratislava.
- Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Čirochou. Geol. práce, Zášit 35, Bratislava.
- Leško B., 1953: Magurský flyš v oblasti Sniny. GS III, Bratislava.
- Leško B., 1956: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. (Rukopis)
- Leško B., 1956: Zpráva o geológii krosnenského a magurského flyša na liste Stakčín (4368/4) za rok 1955. Geofond, Bratislava.
- Maslakova N. I., 1955: Stratigrafija i fauna melkich foraminifer paleogenovych atloženij Vostočnych Karpat. Materialy po biostratigrafii zapadnych oblastej Ukrainskoj SSR, Moskva.
- Pokorný V., 1954: Základy zoologické mikropaleontologie. Naklad. ČSAV, Praha.
- Reiss Z., 1955: Micropaleontology and the Cretaceous-Tertiary boundary in Israel. Geol. Surv., 5B, I.
- Staesche K. u. Hiltermann H., 1940: Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. Abh. RS. Bodenf. NF, 201, Berlin.

ВИЕРА КАНТОВА

ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ, НАЗЫВАЕМЫХ ИНОЦЕРАМОВЫМ МЕЛОМ,
В ОКРЕСТНОСТЯХ СЕЛ. СНИНА

Геологическую карту „магурского надвига“ в окрестностях сел. Снина составляет Б. Лешко (1951, 1952, 1956). Микробиостратиграфических изысканий в этой области, сложенной в своей значительной части отложениями так называемого „иноцерамического мела“, произведено до сих пор не было. Первые ориентировочные исследования, принятые автором настоящей статьи в 1955 году, сразу же принесли интересные данные, которые должны существенно изменить взгляды на строение этой территории.

В статье сообщается о находке неизвестковой палеоценовой микрофауны „примитивно агглютинирующих фораминифер“ (Покорный, 1954). Обнаружена она была в отложениях довольно разнородного петрографического характера, которые до сих пор считались верхнемеловыми, независимо от того относились они к „кросненской флишевой единице“ или к „магурскому покрову“. Мои наблюдения сходятся с данными других авторов и в частности опираются на результаты работ Г. Гильтермана (1943), М. Глесснера (1937, 1948), В. Пожарьского (1949), В. Покорного (1954), К. Бикренмайера (1945), Героха—Градинского (1955) и Н. И. Маслаковой (1955).

Нужно надеяться, что комплексное геологическое исследование, которое будет произведено в 1956 году на снинском участке „магурского надвига“, принесет новые данные, которые дополнят результаты изысканий карпатских биостратиграфов и приведут к упрощению господствующей в настоящее время концепции строения Карпат.

21. V. 1956

Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура, Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

Объяснение таблиц

Табл. V.

Фиг. 1. Сообщество агглютинирующих фораминифер образца X. — Л.с. скважина № 37 В. К северу от высоты 479 м Магурица. Палеоцен.

Фиг. 2. Сообщество агглютинирующих фораминифер образца XVI. — Л.с. 9. Сел. Ялова, в откосе на берегу ручья. Палеоцен.

Фиг. 3. Сообщество агглютинирующих фораминифер, среди которых четко выделяется вид *Saccamina placenta* (обозначено буквой S) образца XV. — Л.с. 11a. В ложбине ручья Удава между сел. Папин и сел. Нижна Яблонка. Палеоцен.

Фиг. 4. Сообщество агглютинирующих фораминифер с крупными представителями рода ?*Huregammina* (обозначено буквой H) из образца XVI. — Л.с. 11b в ложбине ручья Удава между сел. Папин и сел. Нижна Яблонка. Палеоцен.

Фото Врбовского

Все изображения увеличены в 23 раза.

Табл. VI.

Фиг. 1. Сообщество агглютинирующих фораминифер образца XXX. — Л.с. 42. Магура на р. Старина. Палеоцен.

Фиг. 2. Сообщество агглютинирующих фораминифер образца XXXII. — Л.с. 46. Пункт Пихне на седле Воза, высота 358 м. Полное преобладание имеют чрезвычайно мелкие представители вида *Trochamminoides deformis* (обозначено буквой T). Палеоцен.

Фиг. 3. Сообщество агглютинирующих фораминифер в образце XXXIX. — Л.с. 56. К северу от сел. Нехвалова Полянка. Палеоцен.

Фиг. 4. Сообщество агглютинирующих фораминифер образца XLVIII. — Л.с. 72. Сланцы в выемке ж.-д. полотна близ ст. Стакчин. Палеоцен.

Фото Врбовского

Все изображения увеличены в 23 раза.

ÜBER DIE SOGENANNT INOCERAMENKREIDE IN DER UMGEBUNG VON SNINA

Das Gebiet der „Magura-Aufschiebung“ in der Umgebung der Gemeinde Snina wird durch B. Leško (1951, 1952, 1953 und 1956) geologisch kartiert. Dieses Gebiet, dessen beträchtlichen Teil die Sedimente der sogenannten Inoceramenkreide bedecken, wurde bisher mikrobiostratigraphisch nicht bearbeitet. Schon bei den ersten, durch die Autorin im J. 1955 durchgeführten orientierenden Untersuchungen wurden interessante Angaben, die die bisherigen Ansichten über den Bau des Terrains grundsätzlich ändern, festgestellt.

Im Bericht behandle ich Funde einiger kalkschalerlosen paläozänen Mikrofaunen, von „primitiv agglutinierten Foraminiferen“ (Pokorný, 1954), die wir in der weiteren Umgebung der Gemeinde Snina (siehe Übersicht) in den Sedimenten gewissermassen verschiedenen petrographischen Charakters, die bisher grösstenteils für Oberkreide gehalten wurden, sowohl in der „Krosno-Flyschseinheit“, als auch in der „Magura-Decke“ getroffen haben. Meine Beobachtungen stützen sich besonders auf die Ergebnisse der Mikropaläontologen H. Hiltermann (1943), M. Glaessner (1937, 1948), V. Požárský (1949), V. Pokorný (1954), K. Birkenmajer (1954), Geroch und Grdzinský (1955) und N. I. Maslakova (1955), mit welchen sie übereinstimmen.

Von der komplexen geologischen Forschung, die im J. 1956 im Gebiete der „Magura-Aufschiebung“ bei Snina durchgeführt wird, kann man weitere Daten erwarten, die die Ergebnisse der modernen Biostratigraphen ergänzen und zur Vereinfachung der bisherigen Konzeption des geologischen Baues der Karpathen beitragen werden.

21. V. 1956

*Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Erläuterungen zu den Tafeln

Tafel V.

Bild 1. Assoziation agglutinierten Foraminiferen aus der Probe X. — Lš. Sonde No 37 B. nördlich von der Kote 479 Magurica. Alter: Paläozän.

Bild 2. Assoziation agglutinierten Foraminiferen aus der Probe XIV. — Lš. 9. Im Ufer des Baches in der Gemeinde Jalová. Alter: Paläozän.

Bild 3. Assoziation agglutinierten Foraminiferen mit ausdrucksvoll vertretener Art *Saccamina placenta* (mit S bezeichnet) aus der Probe XV. — Lš. 11 a. im Ufer des Flusses Udava zwischen den Gemeinden Papín und Nižná Jablonka. Alter: Paläozän.

Bild 4. Assoziation agglutinierten Foraminiferen mit grossen Repräsentanten der Gattung ? *Hyperammina* (mit H bezeichnet) aus der Probe XVI. — Lš 11 b. im Ufer des Flusses Udava zwischen Papín und Nižná Jablonka. Alter: Paläozän.

Alle Bilder 23X vergrössert.

Foto Vrbovský

Tafel VI.

Bild 1. Assoziation agglutinierten Foraminiferen aus der Probe XXX. — Lš. 42. Magura-Berg bei Stariná. Alter: Paläozän.

Bild 2. Assoziation agglutinierten Foraminiferen aus der Probe XXXII. — Lš. 46. Pichne, im Sattel Vozy, Kote 358, mit absolut vorherrschenden sehr kleinen Foraminiferen, die der Art *Trochamminoides deformis* (mit T bezeichnet) angehören. Alter: Paläozän.

Bild 3. Assoziation agglutiniert Foraminiferen aus der Probe XXXIX. — Lš. 56.
nördlich von Nechvalova Pořanka. Alter: Paläozän.

Bild 4. Assoziation agglutiniert Foraminiferen aus der Probe XLVIII. — Lš. 72.
Schiefer aus dem Einschnitt der Eisenbahnstrecke bei der Gemeinde Stakčín. Alter:
Paläozän.

Alle Bilder 23X vergrößert.

Foto Vrbovský

LUDOVÍT IVAN

ZPRÁVA O VÝSKUME V SEVERNEJ OBLASTI RIMAVSKEJ KOTLINY*(Ruské a nemecké resumé, tab. VII)*

Roku 1955 som prehľadne geologicky zmapoval v mierke 1 : 200 000 terciér Rimavskej kotliny na území topografického plánu 4664/1 a severnej časti topografického plánu 4664/3. Kvartérne sedimenty som skúmal tiež prehľadne, a to predovšetkým terasové štrky a travertíny.

Mikrostratigrafické rozbory a biostratigrafické začlenenie povrchových a vrtných vzoriek urobila H. Bystričká, chemické analýzy minerálnych vôd P. Lešták.

GEOGRAFICKO-MORFOLOGICKÝ PREHLAD

Študované územie je mierna pahorkatina. V severnej časti, kde sú zastúpené paleozoické útvary gemeríd a veporíd, terén sa nápadne zvyšuje. Vulkanické príkrovy veľmi nápadne, často strmými zrázmi tiež vystupujú nad podložený oligocén, resp. nad staršie útvary. Vulkanické terény vystupujú v študovanom teréne nad vrstevnicu 300. Vulkanity sú značne rozrušené exogénnymi silami a najmä v južnom území a medzi Rimavou a Suchou zostali z nich len charakteristické *ostrovy*. Spomínaným územím zhruba severojužným smerom konzekventne pretekajú rieky Rimava a Suchá, ktoré lemujú na pravom brehu mohutné terasové štrky postavené v niekoľkých horizontoch. Z rozšírenia terasových štrkov možno usudzovať na posuny údolí smerom na východ. Nápadné je tiež rozšírenie údolia týchto tokov od vyústenia z tvrdého gemeridného alebo veporidného komplexu hornín.

Terciérne sedimenty sú plastické, rieky aj potoky v nich ľahko modelujú údolia.

Najvyššie vrcholčeky vulkanitov presahujú niečo cez 500 m. To sú v študovanej oblasti najvyššie výšky. Najnižšie položené miesta sú alúviá riek, ktoré v južných miestach, kde opúšťajú študované územie, aluviálne nivy majú vo výškach okolo 200 m.

Rimavskú kotlinu prvýkrát zmapoval v 60. rokoch minulého storočia Foeterle. Detritické brekciovité vápence na základe nájdených numulitov začlenil do eocénu. Terciérne sedimenty, ako aj vulkanity a ich pyroklastiká považoval za miocén. Pre piesčito-slienitý vývoj týchto sedimentov, ktoré vyplňajú Rimavskú kotlinu, Foeterle prevzal z miestnej ľudovej reči názov *hapoka* — *opuka*. Názov *hapoka* — *opuka* — piesčitý slieň neskôr prebrali aj iní autori. Noszky (1926) opuku a tým aj sedimentárnu výplň Rimavskej kotliny začlenil na základe fauny do oligocénu. Po ňom aj ďalší maďarskí geológovia, ako Jasko (1940), Rozlosznik (1940), Schrétter (1941) a Kulháy (1941) urobili tak. Uvedení autori vykonali geologický výskum najmä v južnej časti Rimavskej kotliny. O oligocéne severovýchodného Maďarska väčší počet hodnotných prác publikoval F. Szentes. Práce L. Jugovicsa sa týkajú predovšetkým čadičov a ich pyroklastík vo Filákovskej vrchovine. Čízskymi minerálnymi prameňmi sa zaoberali viacerí autori, najmä J. Sassy, E. Szebényi, E. Ludwig, V. Lengyel, M. Mahel a J. Janáček.

Vývoj, stratigrafiu a tektoniku oligocénu územia južne a juhozápadne od Lučenca podáva J. Senes (1952). Novšie v južnej časti Rimavskej kotliny pracoval Cílek (1954).

Výskum severnej časti študovaného terénu, najmä gemeríd a veporíd, vykonal M. Mahel (1954). I. Vaškovský (1951) geologicky skúmal územie na východ od Rimavy a na sever od Vyšného Skalníka.

Mikrobiostratigrafickým vyhodnotením oligocénneho súvrstvia Rimavskej kotliny sa zaoberali Majzon, R. Danihelová, Sláviková a v študovanom teréne, ako je v práci uvedené, H. Bystrická. Vo viacerých prácach sa autori zaoberajú tzv. poltárskou formáciou susedných terénov.

Makrofaunu terciéru, okrem terénu, ktorý som študoval z okolia kúpeľov Strelnice, spracovala M. Vaňová (1955). Bazálne, detritické súvrstvie zatiaľ jednoznačne biostratigraficky začleniť nemohla. Uvádza, že ide o vrchný chatt alebo o spodný miocén.

STRATIGRAFIA

Gemeridy-veporidy

V severozápadnej časti listu spod terciéru vystupujú paleozoické útvary, ktoré patria gemerídám a čiastočne veporídám.

Z týchto útvarov je to najviac rozšírená kambrosilúrska séria (predtým porfyroidová, gelnická). Túto v prevažnej miere tvoria rozličné druhy fylitov, ako sericitických, chloritických a piesčitých. V oblasti Kocihy v nej vystupujú porfyroidy.

Vo fylitoch tejto série medzi Kocihou a Príbojom, ako aj v okolí Pondelka vystupuje organogénne súvrstvie, ktoré vytvárajú tmavé lydity, grafitické bridlice a kryštalické svetlé vápence. Toto predstavuje najvrchnejšiu časť kambrosilúrskej série a počíta sa ku gotlandu (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k, 1954). Spomínaná série sa tiahne v smere SV—JZ, a to z oblasti severne od Kraskova smerom ku Kocihe, Selciam, Pondelka, odkiaľ smeruje do severného okolia Lučenca. V tomto úseku je zo severu v tektonickom styku s veporidami pozdĺž jelšavskej línie (Z o u b e k, 1953). Z veporidných členov pri Príboji vystupujú svetlé arkózy permu. Pri Selciach na pomerne krátkom úseku je v tektonickom styku s veporidami (arkózy permu) gemeridný magnezitový karbón, ktorý je tu v prevažnej miere tvorený bridlicami a fylitmi s polohami pieskovcov.

Východne od Seliec v tomto súvrství je vyvinutá malá šošovka kryštalického vápence.

Z druhohorných gemeridných členov sú v tomto území zastúpené verfénske bridlice v obvyklom vývoji. Tieto vystupujú východne od Hrachova spod andezitových aglomerátov a ležia priamo na staršom paleozoiku. Severne od Drieňov spod treťohorných sedimentov a vulkanitov vystupujú súvrstvia svetlých vápencov triasového veku.

Oligocén

Spodný chatt. Oligocénne súvrstvie na študovanom území patrí k najsevernejšej časti terciérneho súvrstvia, ktoré sa rozkladá na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku. Zlepence alebo brekcie pri transgresii oligocénu na staršie podložie v študovanom teréne neboli zistené. V sporadických odkryvoch, ako aj vo vykonaných troch plytkých vrtoch boli zistené svetlé a tmavošedé, jemnozrnné až strednozrnné slienité pieskovce a piesčité sliene monotónneho vývoja. V tomto súvrství sú sporadicky zvyšky zuhoľnatých rastlín a makrofauny, ktorá patrí radom *Pecten*, *Tellina*, *Leda* a *Brissopsis*. Bohatšie nálezisko uvedených organizmov bolo zistené asi 1 km juhovýchodne od Sušian v záreze cesty, ktorá smeruje z obce ku kóte 311. Podľa celkového vývoja sedimentov fauny a podľa výskumov v susedných terénoch oligocénne súvrstvia začleňujem predbežne k spodnému chattu.

H. B y s t r i c k á (1956) urobila zo vzoriek z prirodzených odkryvov, zo sond a z troch plytkých vrtoch mikrobiostratigrafický rozbor. Oligocénne súvrstvie v študovanom teréne začleňuje do spodného chattu. Len v hlbinnom vrte, vykonanom východne od Hrnčiarskych Zálužian pri kóte 255, na území zakreslenom na západnom okraji topografického plánu 4664/1, nebolo jednoznačne vyriešené, či spodnejšie partie vrtu prešli spodným chattom alebo vrchným rupelom. Vrt bol hĺbený do hĺbky 71 m. Do 12 m okrem

kvartérnej skrývky vrt bol razený v poltárskej formácii, od 12 do 54 m v spodnom chatte. Súvrstvie od 54 m do 71 m na základe asociácie mikro-organizmov má značný rupelský charakter.

Oligocénné súvrstvie bolo sedimentované na okraji rozsiahleho zálivu, ktorý sa rozkladá na južnom Slovensku. Zdrojom sedimentácie boli predovšetkým horniny veporíd a gemeríd, ktoré tvorili okraj terciérnej depresie. Zuhloňateľé zvyšky suchozemských rastlín tiež svedčia o blízkosti pevniny. Regresívne vrchnochattske sedimenty v študovanom území neboli zistené. Vo vrchnom chatte tu bola pravdepodobne súš. Po usadení spodného chattu nastala denudácia, ktorej podľahla časť súvrstvia (nie je vylúčené, že aj vrchný chatt, ktorý mohol byť vyvinutý v južnej časti študovaného územia).

Staršie neogénne sedimenty neboli zistené. Vo vrchnom neogéne väčšia časť oligocénného územia v študovanom teréne bola prikrytá andezitickými aglomerátmi, tufmi a tufitmi. V pliocéne na juh od študovaného terénu sa rozliali čadiče. Tiež v pliocéne na SZ oligocénné súvrstvie bolo prikryté sedimentami poltárskej formácie.

Z niekoľkých menších odkryvov a plytkých vrtov sa veľmi ťažko dajú uzatvárať tektonické pomery. Tektonické línie prebiehajú zhruba údoliami Rimavy a Suhej, teda v smere SZ—JV. Na tento smer zlomov priečne prechádzajú zlomy zhruba v smere SV—JZ. Na dislokácie smeru SZ—JV sa pravdepodobne viažu aj výlevy andezitov a ich pyroklastiká. Priečnymi zlomami nastáva zmladzovanie starších zlomov, vytvárajú sa poklesy rozsiahlejších území v pliocéne v severozápadnej časti, ktoré boli vyplnené jazernou vodou, kde sa usadili vrstvy tzv. poltárskej formácie.

Neogén

Vulkanity. Na chattsom súvrství a na starších útvaroch ležia mladé vulkanity, a to andezity a ich pyroklastiká. Väčšinou sú zastúpené tufy, aglomeráty a brekie. Smerom na juh východne od Rimavy v spodnejších polohách vystupujú andezitové tufity a tufitické piesky rozličných vývojov. Vulkanické horniny pokrývajú staršie horniny východne od Rimavy v súvislej ploche niekoľkých desiatok km². Tento, pôvodne súvislý komplex, bol exogénnymi silami rozčlenený na niekoľko častí. Predovšetkým potoky a rieky svojou eróziou rozdelili pôvodnú súvislú vulkanickú prikryvku. Vulkanický komplex má mocnosť priemerne 100—150 m. Na okrajoch vulkanických komplexov často pozorujeme ojedinelé *ostrovy* vulkanitov, ktoré boli od pôvodnej súvislej masy oddelené exogénnymi silami. V tufitoch a v tufoch som zistil odtlačky listov a vetvičiek. Miestami sa nachádzajú prekremenelé vetvičky a kmene pestrých farieb. V odkryvoch tufitických pieskov a v tufitoch som nezistil faunu; mikrofaunistické rozbery boli tiež

sterilné. Zatiaľ analogicky vulkanické andezitické komplexy možno stratigraficky začleniť k mladšiemu miocénu.

Východne od Rimavy neogénne vulkanity sú rozložené pomerne na malom území. Sú to len zvyšky pôvodného príkrovu, ktorý bol exogénnymi silami značne zmenšený. Najväčšiu plochu, asi 2 km², zaberajú tufy a aglomeráty v skupine Kamenná hora, ktoré smerom k rieke Suchej podliehajú zosuvom.

Niektoré variety andezitových tufov sú výborným stavebným materiálom. V minulosti v nich boli založené početné lomy pre miestnu potrebu. Väčšie budovy v Rimavskej Sobote boli vystavané z andezitových tufov.

Štrky a piesky tzv. poltárskej formácie ležia na vulkanickej andezitickej formácii. Geologickú pozíciu poltárskej formácie a vulkanitov možno dobre pozorovať v nižších polohách v okolí Kamennej hory (kóta 360).

Na okrajoch vulkanickej formácie možno pozorovať pukliny zhruba rovnobežne v smere k väčším depresiám terénu, na ktoré sa viažu pukliny v smere zhruba kolmom. Odlúčené masy vulkanitov sa posunujú po oligocénnom súvrství. Istý podiel na posune jednotlivých krýh má aj voda, ktorá pomerne ľahko prechádza priepustnými vulkanickými tufmi a aglomerátmi. Cirkulácia vody býva zastavovaná na menej priepustnom podložnom oligocéne. Po klzkom oligocénnom súvrství potom ľahko dochádza k posunom oddelených krýh vulkanitov a často i k zosuvom.

Agglomeráty od Zmeškala pustý, kóta 333, L. K a m e n i c k ý začlenil ku strednoporfyrickému pyroxenickému andezín-hyperstenickému andezitu.

Pliocén

Jazerné sedimenty na opísanom území sa rozkladajú západne od Rimavy. Sú tu zastúpené piesky, štrkopiesky, štrky, piesčité íly a íly. Uvedené sedimenty v novšej geologickej literatúre sú uvádzané pod názvom poltárska formácia (A n d r u s o v, 1950). Sladkovodné sedimenty vyplňajú pôvodné pliocénne panvy v podhorí Spišsko-gemerského rudohoria, ich význačným znakom je náhla zmena facií. Prínos sedimentačného materiálu sa dial z blízkych gemeríd a veporíd, išlo tu o krátky transport predovšetkým predpliocénnych zvetralín a o ich usadenie v plytkých jazerách. Okolité zloženie hornín malo na sedimentáciu tiež podstatný vplyv. V blízkosti kremencov a arkóz usadzovali sa predovšetkým kremité piesky, mäkkšie fylitické horniny presedimentovali ako íly a piesčité íly, alebo v pieskoch tvoria ílovitý tmel.

Vystupovanie pliocénnych súvrství v rozličných výškach súvisí jednak s konfiguráciou pliocénnych panví, avšak vplyv bude tu mať iste zmladzovanie zlomov, ktoré sa dialo jednak za sedimentácie, jednak aj po nej.

Značná časť klastických pliocénnych sedimentov bola denudáciou pre-

miestená do nižších polôh. Početné odkryvy nás na tento zjav upozorňujú. Najčastejšie, najmä na východnej strane od riečky Suhej, vystupujú štrky. Sú priemerne menšie ako terasové štrky Rimavy, petrograficky však oboje štrky sú takmer rovnaké. Pliocénne jazerné štrky majú obyčajne v priemere 3—6 cm, menej často mávajú veľkosť päste. Valúny sú prevažne z kremeňa a kvarcitu, v menšom percente sú zastúpené žuly a kryštallické bridlice gemeríd a veporíd. Sporadicky možno v štrkoch pozorovať valúny z podložných oligocénnych hornín.

Najmä na východe od riečky Suhej v štrkoch sladkovodnej formácie sa častejšie nachádzajú valúny neogénnych andezitov, opálov a tufov. Štrky obyčajne prechádzajú do štrkopieskov s ílovitou medzíhmotou.

V okolí Suhej, Pondelka a Seliec sú prirodzené i umelé odkryvy pomerne čistých kremitých pieskov, ktoré môžu prísť do úvahy ako sklárske, resp. zlievárenské suroviny. Pliocénne piesky sú obyčajne ílovité a mávajú šedo-bielu farbu. Podľa facií často sa mení aj pestrosť farieb. V niektorých polohách piesky majú od kysličníkov mangánu tmavohnedú až čiernu farbu.

Íly a piesčité íly sú zastúpené najmä v západnej časti študovaného územia. Sú šedobielej až šedohnedej farby.

V b a n i a c h sú mocné niekoľko metrov. Vývojom a kvalitou sú podobné blízky ílom z poltárskych b a n í, ktoré sú známou surovinou šamotových výrobkov.

Z ílov obyvatelia Hrnčiarskych Zálužian a Sušian v minulosti i teraz vyrábajú hrnčiarsky a šamotový tovar.

V študovanom teréne údolie Suhej rozdeľuje sladkovodnú formáciu na dva odlišné vývoje. Toto údolie je tektonické a tiež sedimentácia v pliocénnom jazere sa pravdepodobne diala syntektonicky, lebo na území východne od riečky Suhej na vystúpnuť kryhe sú v značnom množstve zastúpené piesky a štrky, západne od Suhej na poklesnutej kryhe sú zastúpené prevažne íly, piesčité íly a piesky.

Tento zjav je komplikovanejší v bývalých pliocénnych horských zátokách Spišsko-gemerského pohoria, kde, ako sme už uviedli, istý vplyv malo podložie, konfigurácia terénu, ako aj lokálne a tektonické podmienky.

Vetraním a soliflukciou štrky ako odolnejší materiál zostali na povrchu a mäkké substancie boli vodami ľahšie odplavené, takže na povrchu terénu sú štrky značne rozšírené na dosť veľkom priestore a na prvý pohľad budia dojem širokého a mocného rozšírenia. Podrobný prieskum a najmä vykonaný vrt dokazujú pestrosť pliocénnej sedimentácie.

Asi 2 km juhovýchodne od obce Sušany pri kóte 311 bol urobený hlbinný vrt do hĺbky 52,80 m. Vrt od 3—36 m prešiel pestrým pliocénnym súvrstvím. V podloží je oligocén. Profil je tiež dôkazom častej zmeny sedimentácie. Striedanie pliocénnych sedimentov v spomínanom vrte je takého:

- 3,00— 7,00 červený íl s vložkami šedých ílov pomerne veľmi zvetralý,
 7,00— 7,80 červenkastohnedý hrubozrnný ílovitý piesok,
 7,80— 8,00 svetlošedý piesok tmelený ílom a nepravidelne sfarbený červenými šmuhami,
 8,00— 9,00 sľudnatý hnedý ílovitý jemný piesok,
 9,00— 9,60 sľudnatý hnedý ílovitý hrubozrnný piesok,
 9,60—10,00 svetlý hrubozrnný ílovitý piesok,
 10,00—11,40 hrubozrnný svetlošedý piesok, ktorý má asi 90 % valúnov kremeňa, zostatok valúnov, teda 10 % sú rozličné typy hornín gemeríd a veporíd,
 11,40—12,00 mastný plastický hnedý íl,
 12,00—13,00 šedý íl plastický, červenožilkovaný,
 13,00—14,00 šedý ílovitý piesok jemnozrnný,
 14,00—15,00 piesčitý šedý íl,
 15,00—15,50 svetlohnedý piesčitý íl s valúnkami kremeňa,
 15,50—16,00 hnedý íl so svetlými škvrnami, silne piesčitý,
 16,00—16,40 silne ílovitý hrubozrnný hnedý piesok so svetlými škvrnami,
 16,40—17,00 hnedý ílovitý hrubozrnný piesok, ktorý obsahuje značné percento valúnov, až 7 %. Štrky sú zložené z kremeňov a z hornín veporíd a gemeríd. Niekoľko valúnov je aj z andezitových tufov.
 17,00—19,00 štrkopiesky s ílovitou prímiesou,
 19,00—19,70 hrubozrnný ílovitý piesok sfarbený kyslíčnikmi Mn, obsahuje tiež valúny,
 19,70—20,00 hnedý hrubozrnný ílovitý piesok,
 20,00—20,20 tmavý hrubozrnný piesok s ílovitým tmelom (tiež valúny kremeňa),
 20,20—21,00 svetlý ílovitý hrubozrnný piesok,
 21,00—22,00 svetlohnedý ílovitý piesok s ojedinelými valúnmi,
 22,00—24,00 plastické mastné íly s hnedými žilkami,
 24,00—25,85 svetlohnedý hrubozrnný ílovitý piesok s valúnni kremeňa,
 25,85—29,00 šedý mastný íl,
 29,00—29,10 piesčitý šedý mastný íl,
 29,10—30,00 šedý ílovitý hrubozrnný piesok s veľkými valúnmi, až 12 cm. Valúny sú z kremeňa, kvarcitu, zriedkavejšie z grafitických kremencov,
 30,00—36,00 šedé ílovité štrkopiesky, valúny až 12 cm, značné percento kremeňa.

V sladkovodnej formácii nebola zistená ani mikrofauna ani makrofauna. Hojné sú zvyšky rastlín, predovšetkým stromovitých, ktoré v hlbších panvičkách mohli dať vznik lignitom. Zo zle zachovaných zvyškov rastlín sú tu zastúpené rody *Abies* sp., *Betula* sp., *Pinus* sp., *Salix* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp. a *Fagus* sp.

Flóra pripomína pliocénny vek. Sedimenty sladkovodnej formácie, ako sme už uviedli, ležia na mladších neogénnych vulkanitoch. Na základe uvedených zjavov, ako aj na základe výskumu v iných oblastiach (Ivan, 1952), sladkovodnú formáciu začleňujem k pliocénu.

Kvartér

Väčšia časť územia je pokrytá eluviálnymi a aluviálnymi hlinami. Toky rieky Rimavy a Suhej lemuju terasové štrky. Tieto sa rozprestierajú stupňovite najmä na pravom brehu riek. Lukniš vykonal výskumy rieč-

nych terás v Gemeri. Podľa rukopisnej mapy terasové štrky rozdelil takto: I. pliocén, II. donau, III. gúnz, IV. mindel, V. riess, VI. würm, VII. holocén.

Ako sme už uviedli, terasové štrky sú rozšírené takmer len na pravom brehu Rimavy a Suchej, z čoho sa dá usúdiť posun údolí týchto tokov smerom na východ.

Na vulkanitoch leží masťná ílovitá hlinka červenej farby. Mohutný vývoj tejto hlinky je rozšírený na vulkanickom plató v okolí obce Záhorany. Jej vznik sa viaže na rozklad andezitického pyroklastika. Veľká časť týchto hlin bola denudáciou odplavená. Terra rossa je vyvinutá na mezozoických vápencoch v okolí Drieňan.

Sprašové hlinky sa rozkladajú v nižších polohách. Medzi Suchou a Hrnčiariskými Zálužanmi z minerálnych prameňov sa vytvorili travertíny nad aluviálnou nivou riečky Suchej. Z minerálnych prameňov travertíny vznikajú aj teraz. Vek najmladších travertínov je teda holocénny. V nižších polohách sa dajú predpokladať travertíny aj staršieho veku.

Minerálne pramene

V študovanom teréne prýšči 8 minerálnych prameňov. Minerálne pramene vystupujú na dislokáciách, ktoré prebiehajú zhruba údolím riečky Suchej, teda smerom SZ—JV a v smere priečnom na tok Suchej, a to v smere SV—JZ. Teplota prameňov je okolo 10 °C. Pramene sú bohaté na kyslíčnik uhličitý a miestnemu obyvateľstvu slúžia za pitnú vodu (Šťavica). Bohatý obsah kyslíčnika uhličitého v uvedených minerálnych prameňoch má pravdepodobne vznik v podloží paleozoických, prípadne mezozoických vápencoch, ktoré sú uložené pod oligocénom.

Minerálny prameň v Hrnčiariských Zálužanoch obsahuje značné množstvo chloridov, 250 mg/l. Bohatý obsah chloridov možno vysvetliť infiltráciou fosilnej morskej vody z podloží oligocénnych vrstiev.

12. IV. 1956

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v roku 1946 a v rokoch predošlých. PŠGÚ, Zošit 20, Bratislava 1950.
- Andrusov D., Zorkovský V., Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. PŠGÚ, Zošit 20, Bratislava 1950.
- Biely A., Geologické pomery v okolí Lovinobane. Geol. práce, Zprávy 2 (za r. 1954), Bratislava 1955.
- Bystrická H., Mikrofaunistický rozbor a biostratigrafické začlenenie povrchových a vrtných vzoriek z oligocénu južného Slovenska. GÚDŠ, Bratislava 1956 (rukopis).

- Cílek V., Geologické poměry širšího okolí lázní Čízu na jihovýchodním Slovensku. Rozpravy ČSAV, Zošit 6, Praha 1954.
- Čekalová V., Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava 1954.
- Danihelová R., Predbežná zpráva o mikrofaune juhoslovenského oligocénu. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava 1954.
- Foetterle F., Vorlage der geologischen Detailaufnahmekarte der Umgebung von Rimaszombat. VGRA, Wien 1867.
- Fusán O., Máška M., Zoubek V., Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišskogemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava 1955.
- Gregor M., Prehľad sklárstva a keramiky v teórii a praxi. Bratislava, SAV, 1953.
- Hano V., Kuraň J., Seneš J., Zpráva o geologickom prieskume na Fe-rudy v širšom okolí Podrečian. Archív GÚDŠ, Bratislava 1951.
- Homola V., Stratigrafie a paleografie Juhoslovenského krasu. Sborník ÚÚG, XVIII, Praha 1951.
- Ivan L., Geologické pomery na území topografického plánu 4664/3 (Jesenské). Zpráva — archív GÚDŠ, Bratislava 1952.
- Ivan L., Zpráva o geologickom mapovaní medzi Dolnou Slanou a Rimavou. Geol. sborník IV, 3—4, Bratislava 1953.
- Jaskó A., A Rima és Tarna közének Oligocén rétegei. FK IXX, Budapest 1940.
- Kulhay L., Zpráva o geologických prácach vykonaných v Čízskej kotline v roku 1941 (rukopis).
- Lešták P., Zpráva a rozbore minerálnych vôd v okolí Hrnčiarских Zálužian. Bratislava 1955 (rukopis).
- Mahel M., Zpráva o geologických výskumoch územia severne od Lučenca. Archív GÚDŠ, Bratislava 1954.
- Mahel M., Príspevok k poznaniu poltárskej formácie. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava 1954.
- Marková M., Vaňová M., Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chválovej. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava 1954.
- Matula M., Inžiniersko-geologické rajónovanie údolia rieky Slanej. Geol. sborník, Bratislava 1954.
- Mišík M., Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník IV, 3—4, Bratislava 1953.
- Neurad E., Závěrečná zpráva o průzkumu žáruvzdorných jílů v Ipeľské kotline. Archív GÚDŠ, Brno 1952.
- Noszky E.-st., A magyar középhegység északkeleti pliocén-miocén rétegei: I. oligocén. Annales Musei Nat. Hung. XXIV, Budapest 1926.
- Rozlosznik P., Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Rechk és Mátraballa községek között. MFIEJ (1933—1934), Budapest.
- Rozlosznik P., Czízfürdő új vízszerzési lehetőségei, 1940 (rukopis).
- Seneš J., Oligocén medzi Šahami a Lučencom. Geol. sborník III, 1—2, Bratislava 1952.
- Seneš J., Zpráva o geologickom mapovaní územia medzi Lučencom a Raďovcami. Archív GÚDŠ, Bratislava 1949.
- Schréter Z., Nagybátony környéke. A magyar tájak földtani leírása. II, Budapest 1940.
- Schréter Z., A czizi sós, jódos, brómos gyógyvíz hydrologiai viszonyai. HK, XXI, 1941.
- Stacha E., Prieskum žiaruvzdorných surovín na Slovensku. Kalinovo 1954 (posudok).
- Szentes F., A Bükk-széki kísérleti bánya földtani tanulságai. Magyar állami földtani intézet évkönyve XL, Budapest 1951.

- Szentes F., Öszefoglaló jelentés az 1948—1949. évi pestkörnyéki felvételről. Magyar állami földtani intézet 1949. évi jelentéséből, Budapest 1952.
- Vachtl J., Zpráva o orientačnīm průzkumu ložisek jílů v poltárské oblasti (Slovensko). Archiv ÚUG, Praha 1951 (posudok).
- Vaňová M., Zpráva o vyhodnotení fauny z kúpeľov Strelnica (topografická sekcia 4564/4). Archiv GÚDŠ, Bratislava 1955 (rukopis).
- Vaškovský L., Geologická stavba a rudné výskyty medzi Zálužanmi a Kameňanmi. Zpráva, archiv GÚDŠ, Bratislava 1951.

ЛЮДОВИТ ИВАН

СООБЩЕНИЕ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РИМАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Котловина окаймлена палеозойско-мезозойскими породами гемерид и вепорид.

Самыми древними отложениями, заполняющими котловину, являются олигоцен-вые; представлены они главным образом слюдистыми песчанистыми мергелями. На основании микрофауны эти слои приурочены к верхнему хэтту. На них лежат продукты вулканической деятельности, главным образом туфы, агломераты и туффиты. Андезиты встречаются спорадически. В туффитах не обнаружено ни макро-, ни микрофауны. Проявления вулканизма нужно отнести, по всей вероятности, к верхнему неогену.

Самые молодые слои, налегающие на вулканические породы, представлены пресноводными отложениями полтарской формации (галечники, пески, песчанистые глины, глины) плиоценового возраста. Флора в них найдена, но фауны не обнаружено.

12. IV. 1956

*Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура, Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

LUDOVÍT IVAN

BERICHT ÜBER DIE UNTERSUCHUNG IM GEBIETE DES RIMAVAEER BECKENS

Der Rand des Beckens wird durch paläozoisch-mesozoische Gesteine der Gemeriden und Veporiden eingesäumt.

Die älteste Füllung des Beckens besteht aus Oligozänschichten, wo in erster Reihe glimmerhältige, sandige Mergel vertreten sind. Die Mikrofauna der Oligozänschichten im studierten Gebiet deutet auf oberen Chatt. Auf dem oberen Chatt liegen Vulkanite, hauptsächlich Tuffe, Agglomerate und Tuffite. Andesite sind nur sporadisch vertreten. In den Tuffiten hat man weder Makro-, noch Mikrofauna festgestellt. Es handelt sich wahrscheinlich um einen oberneogenen Vulkanismus.

Der jüngste, auf den Vulkaniten liegende Süßwasserschichtenkomplex, die sogenannte Poltärer Formation (Schotter, Sande, sandige Tone, Tone) wurde in Analogie mit anderen Gebieten in Pliozän eingegliedert. In den Pliozänschichten wurde nur eine Flora, bisher aber keine Fauna festgestellt.

12. IV. 1956

*Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

LUDOVÍT IVAN

GEOLOGICKÉ POMERY STREDNEJ ČASTI BÁTOVSKEJ KOTLINY

(*Ruské a nemecké resumé, tab. VIII*)

BÁTOVSKÁ KOTLINA

Podunajská nížina na severovýchode vybieha úzkym, zužujúcim sa jazykom Bátovskou kotlinou do juhozápadnej časti Štiavnického pohoria. Tento výbežok Podunajskej nížiny — Bátovská kotlina — v Hromádkovom pojatí predstavuje intravulkanickú brázdnu. Názov Bátovská kotlina do geografickej a geologickej literatúry na návrh prof. J. Hromádku uviedla Názvoslovná komisia. Bátovská kotlina je na severnej strane lemovaná vulkanitmi Štiavnického pohoria a jej východnú a juhovýchodnú hranicu až ku Kmeťovciam tvoria tiež vulkanity. Od Kmeťoviec až k Leviciam Bátovskú kotlinu lemujú jednak neogénne sedimenty, jednak veľa neogénnych vulkanitov. Najmä neogénne vulkanity (andezity, aglomeráty, tufy), ktoré sú pevnejšie a odolnejšie proti vetraniu ako sedimenty, morfológicky veľmi nápadne sa vypínajú nad rovinu južnej časti Bátovskej kotliny a tvoria prirodzenú hranicu.

Bátovská depresia je dlhá ca 25 km a široká priemerne 4—7 km, na severovýchodnom konci sa zužuje na šírku 1—2,5 km. Na juhu medzi Kozmálovcami a Levicami je široká až 9—12 km.

Severná časť je od juhu oddelená Bohunicou bránou širokou ca 1,5 km. Andezitové príkrovy Háj, kóta 326 a Kováčov, kóta 304, ktoré súvisle naväzujú na vulkanickú masu, túto bránu ohraničujú. V tejto najsevernejšej časti vystupujú z neogénnych usadenín ostrovtité aj podložné andezity. Neogénne sedimenty sú tu miestami mocné aj vyše 120 m, priemerne však 40—70 m. Značná časť týchto neogénnych sedimentov je zvetraná a časť bola odplavená. Potoky si tu vyhlodali hlboké korytá. Nadmorská výška sa tu pohybuje okolo 300—400 m, šírka kotliny je 2,5—1 km.

Druhá južnejšia časť sa tiahne od Bohunickej brány až k hornému toku Fialového potoka (Gondovo). Má charakter náhornej plošiny. Nadmorská výška sa tu pohybuje okolo 240—270 m. Povrch je takmer vodorovný

a skladá sa z rozličných typov hĺn, predovšetkým spraší. Táto časť je odvodňovaná Devičianskym potokom, ktorý sa pri Kmeťovciach vlieva do Sikenice. Šírka tejto časti je 5—7 km. Odkryvy v tejto časti sa vyskytujú len na juhozápade na strmých svahoch, ktoré sú rozrušené početnými jarkami, smerujúcimi do horného toku Fialového potoka. Táto druhá časť oproti tretej sa vypína nápadným terénnym stupňom, ktorý dosahuje niekoľko desiatok metrov. Od južnej časti je pravdepodobne oddelená zlomovou líniou.

Tretia časť Bátovskej depresie predstavuje rovinu, ktorá je položená priemerne o 40—70 m nižšie ako druhá časť. Jej západná hranica prebieha dedinami Rybník, Hronské Kosihy a Podlužany. Nadmorské výšky tejto oblasti sa pohybujú okolo vrstevnice 200. Neogénnych odkryvov je tu málo, možno ich zistiť len pri päte pohoria.

Štvrtá, najjužnejšia časť, je takmer vodorovná rovina. Pôvodný neogénny reliéf bol zarovnaný činnosťou rieky Hron. Táto časť predstavuje typickú nížinu bez zvlnenia terénu. Nadmorská výška v tejto štvrtej časti je 165—175 m.

Severnú polovicu Bátovskej kotliny odvodňuje Sikenica, ktorej tok prebieha po juhovýchodnom a južnom okraji panvy. Všetky potoky a jarky, takmer pod pravidelným uhlom, rozbrázdňujú terén v smere SZ a ústia do Sikenice. Južnú polovicu Bátovskej kotliny odvodňuje Fialový a Čajkovský potok, ktoré sa pri Podlužanoch spájajú a pod menom Podlužanka južne od Levíc medzi Šarovcami a Sudovom ústia do Hrona.

Koncom spodného panónu sa začína v Bátovskej kotline súš. Pomerne značné výškové rozdiely zapríčinili intenzívnu denudáciu a vznikla hydrografická sieť Bátovskej kotliny. Sikenica si vyeroďovala úzke skalné údolie, najmä v najsevernejšej časti, medzi Kmeťovcami a Huršou sa údolím kaňonovitého typu prediera v neovulkanitoch. Južnejšie v okolí Kalinčiakova Sikenica tečie na podloží neovulkanitov, a to na triasových horninách. Časť údolia Sikenice južne od Kmeťoviec v okolí Kalinčiakova je epigenetická, lebo pôvodne bola založená v nadložných mladších, mäkkších neogénnych usadeninách a vulkanitoch.

Rieka Hron v období vymieľania vyeroďovala južne od Kozárovskej brány široké údolie smerom do Bátovskej kotliny. Hronské nánosy štrkov som zistil až 6 km od terajšieho toku. Ich báza pri Podlužanoch bola navŕtaná v 14-metrovej hĺbke. Hron v tejto oblasti od začiatku pleistocénu urobil teda značný posun údolia na západ a musel oderodovať značnú časť vulkanitov (Mochovských pahorkov) svojho pravého brehu a takto vyrovnat tok. Predmetom štúdia bola stredná časť Bátovskej kotliny.

Prvé stručné záznamy o tomto území máme z konca stredoveku a zo začiatku novoveku z banských polí Devičany—Pukanec, keď sa tu intenzívne dolovalo.

Toto územie prvý raz geologicky vymapovali pracovníci Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni v 60. rokoch minulého storočia.

Sedimentárnu výplň Bátovskej kotliny H. Wolf a A. Ott považujú za cerítiové vrstvy. Vulkanity tu považujú za trachyt a brekcie.

F. A d r i a n roku 1866 v práci *Das südwestliche Ende des Schemnitz — Kremnitzer Trachytstockes* sa o vulkanických komplexoch juhozápadnej časti Štiavnického pohoria zmieňuje iba stručne.

V susednom teréne v katastri obce Rybník n/Hr. na ľavej strane Hrona pri mlyne Mola D. Š t ú r (1867) v tufitoch určil sarmatskú flóru a faunu.

V teréne od nášho na juh geologické mapovanie v predchádzajúcich rokoch vykonal E. I v a n (1952, 1955).

Výskum hrónskych terás začiatkom 40. rokov tohto storočia robil F. I s p a i t s.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Pretože študované územie je pomerne veľmi malé, je veľmi ťažko zhodnotiť paleogeografické pomery.

S mladšou horotvornou štýrskou fázou pravdepodobne súvisí aj vulkanizmus v našom území. Staršie andezity sa vyliali v tortóne, lebo na týchto transgresívne ležia už spodnosarmatské vrstvy. Že vulkanizmus jestvoval tiež v sarmate a v spodnom panóne, dokazujú tufitické polohy v sedimentoch Bátovskej kotliny.

Prerušenie vrstiev medzi sarmatom a spodným panónom som nezistil, ide tu teda o jednotný sedimentárny cyklus sarmatu a spodného panónu.

Bátovská kotlina nebola izolovanou kotlinou, ako sú napr. kotliny Svätokrížska, Slatinská a Zvolenská, ale súvisela so sarmatským morom, ktoré sa rozkladalo v Panónskej kotline. Nájdené zvyšky fauny sú preto podobné zvyškom z ostatných známych odkryvov v severovýchodnej oblasti Podunajskej nížiny.

Bátovská kotlina predstavuje syntektonickú a synvulkanickú sedimentáciu. Táto sedimentácia sa tvorila, ako sme už uviedli, od spodného sarmatu a pokračovala aj v spodnom panóne. Ide o okrajovú panvu, pretože vo všetkých polohách sedimentov sa nachádzajú zvyšky rastlín.

Doteraz tu neboli zistené staršie sedimenty, ako spodnosarmatské, nie je však vylúčené, že v južnej časti Bátovskej kotliny budú zistené aj staršie vrstvy. Poukazuje na to tiež vystúpnutá tortónska kryha na južnej hranici panvy.

Ani vrstvy vrchného panónu neboli zistené. Zdedená tektonika pokračuje tiež v kvartéri, čo dokazujú hronské terasové štrky, ktoré dosahujú hĺbku až 16 m, kým na pravej strane Hrona vystupujú asi 5—7 m nad alúvium Hrona.

Tektonickú závislosť má aj mohutné pramenište, ktoré vystupuje na severnom okraji obce Rybník. Pramenište má výdatnosť celkove 5,5—6,0 l/sek. Osem prameňov vyteká v okruhu ca 100 m², z nich najmohutnejší má výdatnosť 2,1 l/sek., teplota vody je 18 °C. Meranie výdatnosti prameňov a teploty vody urobil v dňoch 28. IV. 1956 a 16. V. 1956 geológ M. Talian z GÚDŠ. Pramenište vystupuje na tektonickej línii, na styku vulkanitov Štiavnického pohoria so sedimentami. Tektonická línia teda prebieha severným okrajom južnej časti Bátovskej kotliny a pravdepodobne naprieč tejto línie prechádza poruchové poklesové hronské pásmo.

STRATIGRAFIA

Tortón

Bátovskú kotlinu vyplňajú vrstvy sarmatu a spodného panónu, nie je však vylúčené, že pod sarmatom sú aj staršie terciérne stupne. Poukazuje na to tá skutočnosť, že vrchnotortónske súvrstvie lemuje na juhu Bátovskú kotlinu vo Fialovej doline. Totiž v situovanom vrte vo viniciach Novej Vsi asi 250 m severozápadne od kóty 203 hlbinný vrt prešiel aj vrchným tortónom. E. Brestenská, ktorá vyhodnotila hlbinný vrt orientačne, mikrobiostratigraficky na základe spoločenstva mikroorganizmov zistila vrchnotortónsku asociáciu.

Pomer k nadložnému sarmatu zatiaľ nebol zistený. Hranica medzi tortónom a sarmatom sa dá predpokladať na základe mikrofauny medzi 34—35 m. Hlbinný vrt prešiel tiež sedimentami a andezitickým materiálom, z čoho vyplýva, že vo vrchnom tortóne jestvovala v blízkosti vulkanická činnosť. Dôkazom toho je aj to, že spodný sarmat v iných oblastiach transgreduje na staršie, pravdepodobne vrchnotortónske vulkanity.

Tortónske vrstvy relatívne vystupujú nad sarmatskú a spodnopanónsku výplň Bátovskej kotliny, je ich treba počítať za vystúpnutú kryhu podľa dvoch systémov zlomov. Tieto zlomy boli konštatované v paleozoicko-mezozoickom pruhu Levice—Horné Turovce (L. Ivan, 1952). Je veľmi pravdepodobné, že krídla predterciérneho pohoria klesali relatívne hlbšie ako stred. Na juhu od spomínaného pruhu pod sarmatom vystupuje tortón tiež v Bielovciach. V strede bývalého pohoria na mezozoiku transgresívne leží sarmat.

Spodnosarmatské vrstvy transgresívne ležia, ako sme už uviedli, na starších andezitoch a na ich pyroklastiku. Transgresiu spodnosarmatských sedimentov možno pozorovať v prirodzených odkryvoch s faunou od Rybníka až po Gondovo v podhorí Štiavnického pohoria. Transgresia sa začína polohami tufitov, štrkov a pieskov, ktoré majú prevažne andezitický materiál. Na základe zistenej fauny možno túto transgresiu klásť do vyššieho spodného sarmatu. Podľa nomenklatúry Pappa (z Viedenskej panvy) túto transgresiu možno klásť do vyšších polôh rissových až erviliových vrstiev.

Sarmatské sedimenty aj na južnej strane transgredujú na staršie andezity a na ich pyroklastikum. Túto transgresiu možno pozorovať pri osade Kamenec, kde štrky, piesky a zlepence transgredujú na andezitické vulkanity; podobne aj južnejšie na vulkanickom venci, ktorý tvorí južnú hranicu Bátovskej kotliny, medzi Podlužanmi a Levicami.

Ďalej tiež dobre patrná transgresia spodného sarmatu na staršie andezitické vulkanity je vo východoch v okolí majerov Zmeškal a Svätý Kríž. I tu som v tufitoch a v tufitických pieskoch vyzbieral faunu, v ktorej sú zastúpené najmä rody *Cardium*, *Mohrensternia*, *Ervilia*. Podľa asociácie bazálne transgresívne súvrstvie možno začleniť k spodnému sarmatu.

Spodnosarmatské súvrstvie prudko klesá do panvy. V strede panvy sa nachádzajú v značnej hĺbke. Celková mocnosť neogénneho súvrstvia nebola zistená. Vrtnými prácami do 100 metrov nikde nebolo zistené podložie sarmatu. Strednosarmatské a vrchnosarmatské vrstvy boli zistené na severnom okraji panvy medzi Čajkovom a Rybníkom pri kóte 178. Vrt prešiel do hĺbky 105 m a v jadre vrtu sa našla bohatá fauna, ulity sú žiaľ veľmi rozbité. Z tohto vrtu som určil túto faunu:

- Gibbula* sp.,
- Calliostoma* sp.,
- Bulla* sp.,
- Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* M. Hoernes.,
- Hydrobia* sp.,
- Mohrensternia* sp.,
- Cerithium* sp.,
- Pirenella disjuncta disjuncta* Lorrerby,
- Pirenella* sp.,
- Donax*,
- Mactra vitaliana eichwaldi* Laskarev,
- Mactra* sp.,
- Ervilia* sp.,

Irus (Paphirus) gregorius dissitus Eichwald,
Irus (Paphirus) gregorius Partsch.,
Theodoxus sp.,
Cardium vindobonense brevipennis,
Cardium sp.

Podľa zistenej fauny vrt prešiel vrstvami stredného a vrchného sarmatu podľa Pappovej nomenklatúry (Viedenská panva) M—V. V ostatných vrtoch nebola zistená charakteristická makrofauna. Veľmi zriedka sa nachádzajú časti rozbitých ulít gastropód a lamelibranchiát. Podľa mikropaleontologického vyhodnotenia E. Brestenskej vrtné jadrá z vrtov Bi-1, Bi-3, Bi-4, Bi-10 možno považovať za spodnopanónske.

Vrt Bi-2 v hĺbke 65—106 m prešiel sarmatským súvrstvím a nad 65 m je súvrstvie spodnopanónske. Vrtne profily tiež dosvedčujú poklesovú tektoniku Bátovskej kotliny. Medzi sarmatom a spodným panónom, ako sme už uviedli, nebolo zistené prerušenie sedimentácie. Vrstvy sarmatu do spodného panónu prechádzajú plynule. Sarmatská a spodnopanónska výplň predstavuje teda jeden sedimentačný cyklus. Vo vrstevnom slede sa často opakujú vrstvy a šošovky s vulkanickým materiálom, čo dokazuje blízku vulkanickú činnosť. Sedimentácia je teda synvulkanická. V niektorých profiloch možno často pozorovať náhle vyklinovanie a nasadzovanie vrstiev. Často možno tiež pozorovať križové vrstvenie, čo svedčí o nepokojnej sedimentácii, najmä počas vulkanických erupcií.

Na okrajoch Bátovskej kotliny sú vyvinuté sedimenty hrubšieho zrna, v strede panvy sú väčšinou jemnejšie sedimenty. Tieto sú oproti prvým značne poklesnuté, celkove predstavujú pokleslú kryhu. V niekoľkých odkryvoch som pozoroval dosť strmý úklon vrstiev do panvy. Uvedené zjavy potvrdzujú syntektonickú sedimentáciu. Mohutnejšie poklesy pravdepodobne vznikli až po usadení panónu.

Sedimenty spodného sarmatu na okrajoch panvy sú relatívne vyššie ako výplň panvy. Ich značná časť z južného úbočia Štiavnického pohoria bola už oddenudovaná. Výrazné abrázne plošiny spod sarmatu sa rozkladajú okolo vrstevnice, ktorá prebieha vo výške 270 m. Pobrežie sarmatského mora bolo rozorvané, členité, sedimenty sa miestami noria hlbšie do Štiavnického pohoria. Napr. severne od Čajkova, severne od kóty 233 v údolí Čajkovského potoka sa rozkladajú sarmatské sedimenty mocné niekoľko desiatok metrov, ktoré teraz nesúvisia priamo so sedimentami výplne panvy. Exogénnymi silami boli od panvy izolované. Sedimenty sú pelitické až psefitické. Pravdepodobne sa usadili v tichom zálive sarmatského mora.

Sedimentácia Bátovskej kotliny sa tvorila v blízkosti pevniny, čoho dôkazom sú aj početné odtlačky vetiev a listov rastlín. Miestami sú vyvinuté

polohy lignitov. Ako sme už uviedli, v poklesnutej kryhe v strede panvy sú zastúpené horniny s väčším percentom ílovitých zložiek. Sú to najmä piesčité, sľudnaté, slienité, najčastejšie však šedobiele íly, piesky a tufity. Miestami sú polohy štrkov prevažne s vulkanickým materiálom. Jednotlivé súvrstvia sa často striedajú. Vo vystúpených kryhách materiál je piesčitejší. V poklesových i vystúpnutých kryhách sa často opakujú horniny s vulkanickým materiálom. Smerom k nadložíu možno pozorovať, že vulkanický materiál ubúda.

Neogénne sedimenty sú prikryté niekoľkým mocným súvrstvom pleistocénnych a aluviálnych nánosov. Pretože okolie Bátovskej kotliny je topograficky vyššie postavené, na okrajoch panvy sa hromadí sutina a hlina, ktorá vznikla rozrušením okolitých andezitov a ich pyroklastika.

Klastické sedimenty výplne panvy ľahko podliehajú zvetraniu, preto aluviálna mocnosť je značná. V južnej časti neboli zistené väčšie mocnosti spraše. Spraš je degradovaná a väčšinou odplavená.

VÝZNAMNEJŠIE ODKRYVY S FAUNOU

Asi 1 km severne od Čajkova, na začiatku hlbokého jarku, transgreduje spodný sarmat na andezitové tufy. Priamo na tufoch transgresívne ležia štrky, miestami sú spevnené v zlepence. Ich mocnosť v odkryve je 25–35 cm. Valúny sú dosť dobre opracované. Materiál je takmer andezitický, len zriedka sa nájdu valúny z kremencov alebo z kremeňa. Niektoré valúny majú veľkosť aj mužskej hlavy. Priemerne majú veľkosť 4–6 cm. V nadloží valúnov sú hrubozrnné tufitické piesky žltej farby, ktoré smerom k nadložíu prechádzajú do jemnejších šedých pieskov. Piesky sú mocné asi 80 cm a náhle prechádzajú do šedobielych tufitov. Piesky majú tenké pružky hrdzavej farby. V pieskoch som našiel *Cardium*. V pelitických tufitoch som určil túto faunu a flóru:

Čajkov

Hydrobia sp.,

Mohrensternia inflata (Andrzejowski),

Mactra vitaliana eichwaldi Laskarev,

Mactra sp.,

Ervilia sp.,

Syndesmya reflexa Eichwald,

Ervilia dissita dissita Eichwald,

Irus (*Paphirus*) *gregarius dissitus* Eichwald,

Modiola sp.,

Cardium vindobonense vindobonense (Partsch.) Laskarev,

Cardium pseudoplicatum Friedberg,
Cardium gracile Pusch.,
Salix sp.,
Cardium sp.,
Almus sp.

Gondovo (Solmoš)

V záreze cesty asi 1 km severovýchodne od Gondova po dĺžke ca 7 m vystupujú nepravidelne vápenité tufity a sliene, tieto prechádzajú do organogénnych vápencov. V sliňoch a vápencoch sú lumachely, predovšetkým s cerítiami. Schránky sú veľmi poškodené. Určil som tu túto faunu:

Irus (Paphirus) gregarius dissitus Eichwald,
Ervilia sp.,
Cerithium (Theridium) rubiginosum,
Gibbula hoernesii Jekelius,
Gibbula angulata spirocarinata,
Irus (Paphirus) gregarius Partsch.,
Macra vitaliana eichwaldi Laskarev,
Macra sp..

Tekovská Nová Ves

Západne od majera Žeberky, západne od potoka ca 60 m vystupujú v jarku jemné svetlé tufity, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do jemných pieskov. Piesky majú polohy hrubozrnných pieskovcov mocných 0,5—4 dm. Celková mocnosť odkryvu je 6 m. V tufitoch som určil tieto organizmy:

Hydrobia sp.,
Macra sp.,
Ervilia sp.,
Cardium sp.,
Salix sp.,
Almus sp.,

Tekovská Nová Ves

Asi 300 m severovýchodne od kóty 243, na začiatku širokého jarku, ktorý smeruje ku sútoku potôčkov obtekajúcich andezitový pahorok (kóta 233), je osem menších odkryvov do hĺbky 3—5 m v štrkopieskoch, ktoré tu ťažili obyvatelia z okolia. Štrkopiesky obsahujú prevažne vulkanický materiál.

Ďalej obsahujú kvarcity, kremeň a kryštalinikum. Priemerná veľkosť valúnov je 3—5 cm a sú dobre opracované. Sedimentácia sa diala v plytkom mori, o čom svedčí tiež krížové vrstvenie štrkopieskov. Miestami sú šošovky a nepravidelné polohy zlepcov. Stmelené sú vápnitým tmeľom a drobnejším pieskom.

Zo zlepcov som určil túto faunu:

Mastra vitaliana eichwaldi Laskarev,

Cerithium sp.,

Pirenella sp.

12. IV. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Adrian F.: Das südwestliche Ende des Schemnitz — Kremnitzer Trachytstockes. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1866.
- Andrusov N.: Kerčenskij izvestnik i jeho fauna. Zap. Imp. Petrograd. Min. Obsč. 26, Petrograd 1890.
- 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.
- Hromádka J.: Všeobecný zeměpis Slovenska. Slovenská vlastiveda I., Bratislava 1943.
- Ispaits F.: Teraszmorfológiai megfigyelések a Garama mentén Zsarnócától a torkolatig. Földrajzi közlemények. Budapest 1943.
- Ivan L.: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. práce, zoš. 32, Bratislava 1952.
- Ivan L.: Zpráva o geologickom výskume v severnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava 1955.
- Kettner R.: Všeobecná geologie I. a II., Praha, 1952.
- Kolesnikov V.: Sur les Cardiidés de l'étage sarmatique. Trav. Mus. géol. Acad. des Sciences de l'URSS 2, Moskva 1929.
- Kolesnikov V.: Die sarmatische Mollusken. Paleontologia SSSR X, 2, Moskva—Leningrad 1935.
- Kolesnikov V.: Sarmatskie molliuski. Paleontologia SSSR. X, 2, Leningrad 1935.
- Korobkov I. A.: Molliuski srednego miocena Marmarošskoj vpadiny Zakarpattia. Trudy Vsesoj. naučno-isledov. Geologo-razv. instituta. Nov. ser. vyp. 29, Leningrad—Moskva 1951.
- Ott A.: Geologische Aufnahme der Umgegend von Báth, Magyarád und Visk. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1866.
- Pantocsek J.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, Berlin 1903.
- Papp A., Thenius E.: Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens Mitt. der. Geol. Gesellschaft in Wien 1953.

- Papp A.: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien, Bd. 45. (1952), Wien, 1954.
- Štúr D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener- und ungarischen Becken. Jahrb. geol. R. A., Viedeň, 1867.
- Wolf H.: Mineralquellen von Szantó, Magyarád und Bori. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1858.
- Wolf F.: Der Vulkanismus, I. Band, Stuttgart, 1914.

ЛЮДОВИТ ИВАН

ГЕОЛОГИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАТОВСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Подунайская низменность заходит на северо-востоке в виде узкого языка в юго-западную часть Штиавнических вулканических гор. Этот язык носит название Батовской котловины. Предметом нашего изучения была его южная часть.

Батовская котловина представляет собой синтектонический и синорогенический бассейн, заполненный сарматскими и верхнепаннонскими отложениями. Наблюдается постепенный переход сарматских слоев в паннонские. Близ южной границы бассейна выступают осадочные породы верхнего тортон. Нижний сармат налегает на юге трансгрессивно на более древние продукты вулканической деятельности. В нескольких обнажениях найдена богатая фауна. Наличие нижнего тортон установлено на основании микрофауны.

12. IV. 1956

*Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура, Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

LUDOVÍT IVAN

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM SÜDLICHEN TEIL DES BÁTOVER BECKENS

Die Donauebene läuft am Nordosten in der Form einer, sich verengender Zunge in den südwestlichen Teil des vulkanischen Štiavnicaer Gebirges aus. Diese Zunge heist Bátorovská kotlina (Becken). Der Gegenstand des Studiums war sein südlicher Teil.

Der Becken Bátorovská kotlina ist ein syntehtonischer und synvulkanischer Becken. Er ist mit sarmatischen und Oberpannonischen Sedimenten gefüllt. Sarmat geht allmählich in den Pannon über. An seiner südlichen Grenze tritt sedimentärer Obertorton auf. Untersarmat transgrediert im südlichen Teil auf die älteren Vulkanite. In einigen seinen Aufschlüssen befindet sich eine reiche Fauna. Unterpannon wurde auf Grund der Mikrofauna festgestellt.

12. IV. 1956

*Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JOZEF ŠVAGROVSKÝ

NEOGÉN ŠIROKÉHO OKOLIA KOŠÍC

(Ruské a nemecké resumé)

I. ÚVOD

Geologická stavba širokého okolia Košíc je neobyčajne pestrá. Sú tu vyvinuté útvary najrôznejšieho geologického veku, počínajúc starším paleozoikom a končiac recentnými uloženinami. Medzi nimi sú zastúpené sedimentárne, vyvrelé a metamorfované horniny. Predmetom môjho štúdia je územie v podstatnej miere tvorené neogénnymi horninami. Starším útvarom ako sú miocénne venujem pozornosť len potiaľ, kým sa nachádzajú na okrajoch neogénnej panvy, alebo kým vystupujú uprostred neogénu ako menšie izolované ostrovy. Preštudované územie budované neogénom sa rozkladá na severovýchod a na východ od Košíc. Západné obmedzenie opisovaného terénu prebieha južne od Tepličian k Ťahanovciam, pozdĺž rieky Hornád, len na juhozápad od Košíc prechádza na pravý breh Hornádu do okolia Myslav. Východnú hranicu medzi Vajkovcami a Hrašovíkom tvorí rieka Torysa, severné obmedzenie je pozdĺž čiary spojujúcej Tepličany a Budimír, prebiehajúcej po severnom úpätí kopca Viničná. V oblasti, ktorá sa rozkladá na východ od Košíc, prebádané územie sa rozkladá aj na ľavej strane Torysy a siaha k obci Ďurďošik. Južné obmedzenie študovaného územia sa tiahne pozdĺž čiary západovýchodného smeru, ktorá prebieha vo vzdialenosti asi 1 km na juh od Košickej Novej Vsi a Košických Olšian.

Čiastka vymedzeného územia bola už po geologickej stránke študovaná. Zo starších autorov zmienku zasluhuje Hauer (1867—1871), od ktorého pochádza prehľadná mapa zahrnujúca aj našu oblasť. Neskoršie Posewitz (1915) opäť prebádal časť nášho územia, najmä však tú, ktorá sa rozkladá medzi údoliami Torysy a Hornádu. Zisťuje, že najmladší sediment, mimo pokryvných útvarov, vytvára tu mohutné polohy štrkov. Z mladších prác je potrebné uviesť štúdiu Švagrovského (1950), ktorý prvýkrát oddelil varhaňovské štrky spodného tortónu od mladšej, tzv. košickej štrkovej formácie. Tento názor potvrdil Seneš (1955), ktorý po geologickej stránke prebádal terén prilahlý k západným úpätiám Prešovsko-tokajských hôr v ich severnej časti. Štrkové súvrstvia Košickej

kotliny po petrografickej stránke študoval Mišík (1955), ktorý sa zaoberal sedimentárno-petrografickými analýzami štrkových sedimentov značnej časti Košickej kotliny. Podobné problémy riešil Slavík (1953). Výsledky petrografických analýz uvedených autorov mali veľký význam predovšetkým pre poznanie vzťahu neogénnych sedimentov k vulkanitom. Z nášho terénu však preskúmali len veľmi obmedzený počet odkryvov. Stratigrafické pomery severnej časti Košickej kotliny, najmä na okolí Prešova, stanovil Andrusov (1951) v súvislosti s riešením veku a pôvodu tamojších solných ložísk. Neskoršie (1954) sa dotýka nášho územia pri určovaní veku štrkových formácií stredného a východného Slovenska. Markazitové ložisko pri Tepličanoch dalo podnet k podrobným geologickým štúdiám, ktoré sprievádzali prieskumné vrty, šachtice a kutacie štôlne. Geologickým prieskumom širokého okolia ložiska sa zaoberali Kantorová a Kantor (1955). Ich štúdiá rieši stratigrafiu, úložné pomery a genézu ložiska. Prieskumné práce vykonávané na ložisku vyhodnotil Ilavský (1955), ktorý štrky Tepličian považuje za súčasné s ílmi. Zrudnenia dáva do súvislosti s neogénnym vulkanizmom, podobne ako už uvedení autori. Ložisko začleňuje k zmiešanému efuzívno-sedimentárnemu typu. Pre poznanie úložných pomerov a genézy markazitového ložiska pri Tepličanoch cenný prínos predstavujú práce, ktoré uverejnili Kantorová a Kantor (1955), ako aj Ilavský (1955). Pre stanovenie veku jednotlivých vrstiev neogénu tejto oblasti však rozsah terénu, ktorý preštudovali, nepostačoval. Tak sa stalo, že niektoré horizonty, a to najmä tie, ktoré sú bez organických zvyškov, neboli stratigraficky presne začlenené. Týmito otázkami sa budem zaoberať ďalej. Predneogénne útvary západného obmedzenia nášho terénu, ktoré patria k juhovýchodným výbežkom Čiernej hory, boli v posledných rokoch predmetom štúdia F. Rösinga (1949) a O. Fusána (1954). Terasy Hornádu medzi Obyšovcami a Košicami opísal Hromádka (1930).

II. MORFOLÓGIA ÚZEMIA

Geologicky preštudované územie v podstate predstavuje zvlnenú pahorkatinu, ktorá sa rozkladá medzi Hornádom a Torysou a na východ siaha približne až po údolie Olšavy. Pahorkatina je rozčlenená širokými alúviami riek v západnej časti Hornádu, stredom preteká Torysa a východnejšie Olšava. Uvedené riečne toky sledujú pozvoľný sklon terénu smerom na JV. Najvyššie položené miesta na území tvorenom neogénom predstavuje kopec Viničná (kóta 410) na severovýchod od Košíc. Jeho svahy pozvoľna klesajú smerom na západ do údolia Hornádu, ale úpätia tohto kopca, ktoré susedia s aluviálnou nivou rieky, sú veľmi strmé, aj keď nie sú príliš vysoké. Tieto morfológické tvary podmieňuje geologická stavba územia. Prudšie morfolo-

gické sklony spôsobil aj Viničný potok, ktorý sa na severných svahoch kopca zaerodoval do mäkkých neogénnych uloženín. Smerom na východ kopec Viničná pozvoľna klesá do údolia Torysy.

Na sever od Košickej Novej Vsi sa tiahne horský hrebeň približne severo-južným smerom a nazýva sa Košická hora, s najvyšším bodom kótou 385. Severozápadná časť hrebeňa klesá do plytkého sedla, ktoré sa rozkladá na juhovýchod od Viničnej. Sedlom preniká autostráda, ktorá spojuje Košice a Prešov. Do východných svahov Košickej hory sa zaerodovalo niekoľko menších potokov, z ktorých najväčšie sú na juhozápad od Beniakoviec a na západ od Hrašovíka.

Oblasť rozkladajúca sa medzi riekami Torysa a Olšava svojím morfológickým charakterom sa neodlišuje od západnejšej, lenže výškové rozdiely medzi údoliami a hrebeňmi, ako aj medzi vrcholmi kopcov nedosahujú také rozmery ako v predošlom prípade. Vrcholy kopcov sa od seba výškovo málo odlišujú, čo vedie k predpokladu, že ide o pôvodnú rovinu, ktorá vznikla koncom pliocénu a ktorá bola neskôršie riekami a potokmi rozbrázdnená do dnešných morfológických tvarov.

Na pravej strane Hornádu, na západ a juhozápad od Košíc, rozkladá sa tiež mierne zvlnená pahorkatina, ktorá smerom na sever prechádza do svahov Spišsko-gemerského rudohoria. Na juhovýchode sa stýka s morfológicky nápadným stupňom terasy s aluviálnou rovinou Hornádu.

Naše územie morfológicky susedí na západe s najvýchodnejšími výbežkami Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré západnejšie prechádza v mohutné horské masívy. V ostatnej časti prebádaný terén nie je ohraničený výraznejšími morfológickými celkami.

III. STRATIGRAFICKÉ POSTAVENIE A LITOLOGICKÝ CHARAKTER HORNÍN

A. Útvary predneogénne

Staršie geologické útvary ako je neogén na povrch vystupujú len v západnej časti preštudovaného územia. Tu pozdĺž ľavej strany Hornádu severne od Ťahanoviec tvoria súvislý, niekoľko km dlhý pruh. Na obmedzených územiach ich nachádzame aj východnejšie, kde vo forme ostrovov sa vynárajú spod mladotretihorných až štvrtohorných uloženín. Takýto ostrov je južne od Košíc, niekoľko ostrovkov je severovýchodne od Ťahanoviec a juhovýchodne od Tepličian. Smerom na východ od poruchového pásma, zvaného hornádsky zlom, predneogénne komplexy klesajú do podložia miocénu. Zastupuje ich staršie paleozoikum vyvinuté v podobe krýštalicových bridlíc, medzi ktorými prevládajú ruly, svory, chloritické bridlice a amfibolity. Na povrch vystupujú pozdĺž ľavého brehu Hornádu

juhozápadne od Tepličian. Ruly v tejto oblasti prechádzajú miestami do tmavošedých svorov. Svory sú silne bridličnaté, na plochách bridličnatosti s hojným muskovitom. Inde sú v nich vložky amfibolitov, ako napr. na východ od kóty 223, kde v nich môžeme aj makroskopicky zistiť tenké zelené ihličky amfibolov.

Druhý ostrov staršieho paleozoika je na juh od Košíc na pravej strane Hornádu. Sú to ruly v podstate málo odlišné od už opísaných rúl.

Kryštálické bridlice sú tektonicky silne porušené a zvrásnené. Organické zvyšky sa v nich nenašli, preto ani ich vek v tomto úseku nemôžeme presnejšie stanoviť. Vo všeobecnosti podľa analógie s podobnými horninami, ktoré sa vyskytujú západnejšie na rozsiahlych plochách, považujú sa za predkarbónske.

Na okrajoch aluviálnych náplavov Hornádu horniny staršieho paleozoika vytvárajú prudké stupne, niekedy až zvislé steny. Juhozápadne od Tepličian a južne od Košíc na týchto horninách sa nachádzajú terasy Hornádu.

Žula v našom teréne na povrch vystupuje len v oblasti na severnom a severozápadnom okolí Ťahanoviec. Vytvára kopec zvaný Darius (kóta 331), počínajúc jeho juhovýchodným úpäťm až po severozápadné, odkiaľ je odkrytá pozdĺž ľavého brehu Hornádu až do severnej časti Ťahanoviec. Štruktúra žuly je holokryštálická, s makroskopicky viditeľnými kryštálmi kremeňa, živcov, pričom sľuda ustupuje do pozadia, zato sa však dajú stanoviť aj kryštáliky muskovitu a biotitu. Býva svetlošedej farby, niekedy má zelenkastý odtieň, a to na miestach tektonicky silne porušených, kde sa biotit zmenil v chlorit. Mikroskopické a chemické analýzy týchto žúl uvádzajú Kantorová a Kantor (1955), porovnávajú ich s gemeridnými žulami a prichádzajú k záveru, že žuly okolia Ťahanoviec sú tatridné a prináležia k pásnu Čiernej hory. Do tohto pásma ich zadeľujú aj Fušán (1954) a Ilavský (1955). Verukáno zastupujú prevažne arkózy svetlošedej farby. Vystupujú na severnom okraji Ťahanoviec v koryte potoka Kripovec.

Mezozoikum prináleží spodnému a strednému triasu. Spodný trias predstavujú kremence vyvinuté len na obmedzenom území chrbta, ktorý vybieha na SZ od kóty 372 na ľavej strane Hornádu.

Stredný trias je vyvinutý v podobe dolomitov a dolomitických vápencov. Karbonátové horniny sú tmavošedej farby. Miestami bývajú brekciovité a rozpadajú sa na dolomitický ostrohranný piesok a štrk, inde sú kompaktné. Sú masívnej povahy bez pozorovateľnej vrstevnatosti. Na povrch vystupujú juhovýchodne od Tepličian na kopci zvanom Onderlivá a v niekoľkých menších, avšak dobre odkrytých ostrovkoch severovýchodne od Ťahanoviec. Máme za to, že patria najskôr k tatridnej jednotke masívu Čiernej hory.

Vyššie stupne mezozoika v našej oblasti na povrch nevystupujú. Môžu sa očakávať v podloží neogénnych uloženín, kam sa dostali tektonicky, poklesom pozdĺž hornádskej poruchovej sústavy.

B. Neogén

Podstatná časť preštudovaného územia tvorí kotlinu vyplnenú horninami neogénu. Tu boli zistené uloženiny stredného miocénu, helvétu a tortónu a na viacerých miestach v nadloží tortónu sú vyvinuté ryolitové tufy a tufity, ktoré zaeľujú do vrchného miocénu (sarmatu). Pliocén faunisticky nebol dokázaný, avšak na základe vzťahu k iným súvrstviam do pliocénu sa zaeľuje štrková formácia, ktorá pokrýva značnú časť celého preštudovaného územia. Spodný miocén (akvitán a burdigal) v tejto oblasti na povrch nevystupuje.

1. Stredný miocén — helvét, tortón

Stredný miocén je vyvinutý v oblasti na juh od Tepličian, na ľavej strane Hornádu, kde vystupuje priamo na povrch na viacerých miestach. Ide v podstate o ílovité alebo slienito-ílovité, prípadne aj jemnopiesčité uloženiny, ktoré v niektorých prípadoch obsahujú aj pomerne bohatú mikrofaunu zastúpenú najmä foraminiferami. Na základe uvedenej mikrofauny bol stanovený aj vek týchto uloženín, keďže zatiaľ sa tu nenašli zvyšky makrofauny.

a) Helvét

Na juh od Tepličian na ľavej strane Hornádu sú odkryté na viacerých povrchových prirodzených odkryvoch šedé, prípadne zelenkasté, hrdzavoškvrnité a pruhované jemnopiesčité íly. Miestami obsahujú tenké jemnopiesčité vložky, ktoré sa striedajú v tenkých vrstvách s pevnými, bridličnato sa rozpadajúcimi vrstvami slienitých ílov. V súvrství sa zatiaľ nenašli zvyšky makrofauny, ale výplav vzorky z jemných piesčitých ílov poskytol pomerne bohatú asociáciu mikroorganizmov, predovšetkým foraminifer, ktorá dovolila bezpečne stanoviť vek súvrstvia na vrchnohelvétsky.

Vek slienitých ílov od Tepličian bol už známy a dokázali ho Kantarová a Kantor (1955), ktorí v jednom z viacerých vrtoch zistili bohatú asociáciu foraminifer, ktoré patria asi do dvanástich čeľadí. V nadloží slienito-ílovitého a piesčito-ílovitého súvrstvia v okolí Tepličian sa nachádzajú hrubozrnné, štrkovito-piesčité vrstvy, ktoré obsahujú časté piesčito-ílovité polohy a šošovky. Spodné časti tohto hruboklastického súvrstvia sú zrudnené markazitom. Jemnopelittické vrstvy podložia štrkopieskov nie sú zrudnené. Celý terén v južnej oblasti od Tepličian, pokiaľ je tu tvorený piesčito-

ílovitým súvrstvím, je postihnutý staršími mohutnými zosunmi, o čom svedčí nápadná morfológia takého územia. I l a v s k ý (1955) predpokladá pozvoľný prechod ílovitého súvrstvia podložia markazitového ložiska smerom nahor do štrkov a pieskov, teda uvažuje o rovnakom veku obidvoch formácií. K a n t o r o v á a K a n t o r (1955) medzi obidvoma súvrstviami predpokladajú diskordanciu, pričom ílovité súvrstvie začleňujú do helvéty a štrky podmiennečne do sarmatu, považujúc ich za morský pobrežný sediment. Po preštudovaní rozsiahlejšieho územia prichádzam k záveru, že názory, ktoré vyjadrili K a n t o r o v á a K a n t o r (l. c.), sú pravdepodobnejšie ako názory I l a v s k é h o (l. c.). I l a v s k ý pri štúdiu terénu okolia markazitového ložiska a pri lito-logicko-faciálnom vyhodnocovaní vrtných vzoriek z okolia Tepličian zrejme zistil striedavé uloženie piesčito-štrkovitých a piesčito-ílovitých polôh. Šošovky piesčitých ílov sú známe v košickej štrkovej formácii, ale tieto piesčité íly sa podstatne odlišujú od ílov vrchného helvéty podložia markazitového ložiska, a to najmä tým, že podložné íly obsahujú pomerne bohatú mikrofaunu. V ílovitých vložkách košickej štrkovej formácie však okrem alochtónnych úlomkov ihlíc kremitých húb sa iné organické zvyšky nevyskytujú. Zdanlivo striedavé uloženie štrkov a ílov, ktoré je pozorovateľné pri povrchovom štúdiu tohto územia, môže vyplývať z porušenia terénu zosunmi. Okrem uvedených pozorovaní treba zdôrazniť ešte tú okolnosť, že štrkovité súvrstvia sú v Košickej kotline vyvinuté na rozsiahlych plochách a ležia na vekove rôznych stupňoch nielen treťohôr, ale aj starších komplexov, a to začínajúc starším paleozoikom (okolie Ťahanoviec) a končiac sarmatom (napr. východne od Košických Olšian). Aj na južnom okolí Tepličian sú štrky na dolomitoch stredného triasu a južnejšie na kryštálických bridliciach staršieho paleozoika bez toho, aby mali vo svojom podloží ílovité súvrstvie vrchného helvéty. Tieto pozorovania, ako sa zdá, potvrdzujú rôzny vek slienitých ílov podložia markazitového ložiska od Tepličian a štrkovej formácie za predpokladu, že štrky okolia Tepličian sú vekove totožné s košickou štrkovou formáciou, za aké sa doteraz považujú.

Helvétske uloženiny v ostatnej časti preštudovaného územia okrem ľavej strany Hornádu južne od Tepličian na povrch nevystupujú. Budú tu asi pokryté mladšími uloženinami neogénu. O možnosti vývinu helvéty v podloží mladších uloženín sa zmienim v stati o tektonike.

b) Tortón

Tortónske sedimenty v prebádanej oblasti sú vyvinuté najmä v podobe ílov, slienitých ílov, jemnopiesčitých ílov, v menšej miere aj ako jemné piesky. Vek týchto uloženín sa podarilo stanoviť na základe zvyškov mikroorganizmov, najmä foraminifer. V prevažnej časti terénu však nachádzame

ily a jemnopiesčité ily, prípadne aj piesky, v ktorých okrem niekedy dost hojných ihlíc kostier a iných kostrových útvarov silicispongií nenachádzajú sa žiadne iné skameneliny. V ojedinelých prípadoch v týchto uloženinách sa vyskytujú veľmi zriedkavé schránky foraminifer alebo aj ojedinelé schránky radiolárií, často poškodené, ktoré poukazujú na ich preplavenie a druhotný výskyt. Vek týchto uloženín bez význačných skamenelín je veľmi ťažko stanoviť, pretože aj vrstvy v podloží týchto paleontologicky nemých uloženín (helvétske) obsahujú okrem foraminifer aj množstvo ihlíc kostier kremitých húb, tiež vrstvy mladšie, ako horizont problematického veku v bežných prípadoch poskytli z výplavov väčšie množstvo ihlíc skeletov silicispongií. Stratigrafické postavenie takého súvrstvia riešime potom len na základe jeho polohy a zo vzťahu k ostatným vrstvám, ktorých vekové zadelenie je dokázané na základe skamenelín. Pokiaľ sa v týchto vrstvách skameneliny nenajdú, môžeme ich podmiennečne zadeliť k tortónu, a to k spodnej časti vyššieho tortónu a môžeme ich považovať za sedimenty sladkovodného pôvodu.

Skamenelinami dokázané tortónske sedimenty, ktorých vek mohol byť stanovený na základe mikrofauny, na povrch vystupujú v oblasti rozkladajúcej sa na ľavej strane Torysy na východ od Košických Olšian a Rozhanoviec. Východne od Košických Olšian na severnom úpätí kopca označeného kótou 323, na pravej strane štátnej cesty, ktorá smeruje na Ďurďošík, na juh od kóty 215 sa nachádza menší odkryv, v ktorom vystupujú svetlošedé jemné zelenkasté piesčité slienité ily vo vrchných polohách s hojnými konkréciami uhličitanu vápenatého. Výplav z týchto piesčitých ílov poskytol tortónsku asociáciu, ktorá sa skladá prevažne z foraminifer a z úlomkov skeletov kremitých húb.

Z ďalšieho odkryvu, ktorý je v nie veľkej vzdialenosti od predchádzajúceho, smerom na východ vystupujú na povrch svetlošedé jemné plastické ily, ktoré sú mierne slienité. Aj vo výplave týchto uloženín sa našla asociácia foraminifer, ktorá silne pripomína predchádzajúcu a hojnú spikuly silicispongií.

Nedoriešenou zostáva zatiaľ otázka stratigrafického postavenia niektorých pelitických sedimentov, odkrytých na ľavej strane Torysy východne od Košických Olšian a Rozhanoviec. Uloženiny neobsahujú buď vôbec žiadne skameneliny, alebo len ihlice skeletov silicispongií, prípadne preplavené schránky iných mikroorganizmov. V teréne nebol vykonaný žiadny vrt, ktorý by aspoň čiastočne osvetlil túto otázku. Takéto súvrstvia vystupujú v potoku východne od Rozhanoviec, kde v nich nachádzame zriedkavo poškodené ihlice kremitých húb. Podobné ily sa nachádzajú tiež východne a juhovýchodne od Košických Olšian na svahoch kopca označeného kótou 323 a v jarku juhovýchodne od Košickej Novej Vsi.

V severnejšej oblasti, teda na území, ktoré sa rozkladá medzi riekami Torysa a Hornád, v hlbokých rokliach potokov alebo väčšinou suchých jarkov pozorujeme prirodzené odkryvy, v ktorých vystupujú slienité, jemnopiesčité íly, ktoré prechádzajú miestami do aleuritov. Najväčšie odkryvy podobného charakteru sú v údolí hlboko zaerodovaného jarku na severovýchodnom úpätí Košickej hory, na juhozápad od obce Beniakovce.

V niektorých prípadoch je dosť zreteľný vzťah takýchto horizontov k podložíu alebo k nadložíu o známom veku. Východne od Rozhanoviec a Košických Olšian ich nachádzame v podloží ryolitových tufitov a tufov pravdepodobne sarmatského veku. V oblastiach priliehajúcich k terénom s nejasným stratigrafickým začlenením sú vyvinuté tortónske uloženíny morského pôvodu. Z toho sa dá usudzovať na tortónsky vek problematických vrstiev, zatiaľ však bez bezpečných dokladov. Chýbanie autochtónnych mikroorganizmov by sa mohlo objasniť aj tým, že ide o sladkovodné jazerné uloženíny.

2. Vrchný miocén — sarmat

Sarmatské uloženíny morského pôvodu, ktoré by mohli byť dokázané pomocou skamenelín, na našom území nevystupujú na povrch. Na území východného Slovenska sú dobre vyvinuté a dokonale odkryté aj v oblasti rozkladajúcej sa na juhovýchod od nášho terénu, na západných úpätiach južnej a strednej časti Prešovsko-tokajských hôr, kde značnú časť sarmatských uloženín zastupujú ryolitové tufity. Tie sa usadzovali na dne brakického spodnosarmatského mora, takže obsahujú bohatú mikrofaunu aj makrofaunu, pomocou ktorej ich vek mohol byť jednoznačne určený (Š v a g r o v s k ý, 1950, 1953, 1955).

Ryolitové tufy a tufity nachádzame na mnohých miestach aj na našom území. Avšak na rozdiel od ryolitových tufitov južnej a juhovýchodnej časti Košickej kotliny tie, ktoré sú v našom teréne, neobsahujú faunu. Zrejme ide o uloženíny, ktoré budú mať rovnaký vek s predošlými. Usadzovali sa však buď v sladkovodnej panve, ktorá bola vyvinutá neďaleko od severozápadného pobrežia spodnosarmatského mora, alebo sedimentovali na suchej zemi. V podloží ryolitových tufitov v našom teréne nachádzame slienité íly alebo jemnopiesčité íly, miestami aj piesky, ktoré obsahujú zvyšky morských mikroorganizmov, takže ich vek mohol byť bezpečne stanovený ako tortónsky alebo v iných prípadoch vrchnohelvétsky. V nadloží ryolitových tufitov sú vyvinuté štrky košickej štrkovej formácie. Z toho dôvodu vek ryolitových tufitov je zrejme potortónsky a k ich vzniku muselo dôjsť pred usadením sa košickej štrkovej formácie. Takýmto spôsobom pre stanovenie veku ryolitových tufitov máme dvojaké kritériá: 1. Vo východnejších a ju-

hovýchodnejších oblastiach je dokázaný pomocou makrofauny a mikrofauny. 2. Poloha ryolitových tufitov našej oblasti v nadloží tortónu a v podloží košickej štrkovej formácie.

Odkryvy v ryolitových tufitoch nášho terénu nachádzame na pravej strane Hornádu, teda v západnej časti územia. Vo väčšej miere sú vyvinuté vo východnej a severnej časti študovanej oblasti.

Môžeme ich pozorovať tiež na ľavej strane Torysy, a to na území, ktoré sa rozkladá na východ od Košických Olšian a na juhovýchod od Rozhanoviec. Východne od Košických Olšian je niekoľko menších odkryvov na kopci, ktorý je označený kótou 355. Sú to svetlošedé, mierne piesčité, ľahko rozpadavé ryolitové tufity. Skladajú sa z úlomkov živcov, pemzy, kremeňa, obsidiánov, zriedkavejšie aj z iných minerálov. Sú tu v podloží nie hrubejšie vrstvy košickej štrkovej formácie. Vystupujú v umelých odkryvoch, pretože miestne obyvateľstvo tufity používa na stavbu obytných domov, pokiaľ sa v ich nadloží nenachádza mohutnejšia poloha pokrývných útvarov. Iný menší odkryv ryolitových tufitov je na severovýchod od Košických Olšian, na severnom úpätí kopca označeného kótou 323 neďaleko od štátnej cesty. Tu vystupujú svetlé, šedivasté až biele jemnozrnné alebo hrubozrnné piesčité ryolitové tufity, ktoré sa ľahko rozpadajú. Severnejšie odtiaľ na juhovýchod od Rozhanoviec je ešte niekoľko menších prirodzených odkryvov v ryolitových tufitoch, ako je to na pravej strane potoka, na okolí kóty 263 a v poľnej ceste na západ od uvedenej kóty, ako aj na severovýchod od kóty 215. Iný odkryv v ryolitových tufitoch sa nachádza na východ od Rozhanoviec v potoku, ktorý tečie východne od kóty 302, kde sa petrograficky nelíšia od prv opísaných. Vystupujú v malom odkryve na severovýchodných svahoch kopca Viničná. Je tu menší opustený lom, v ktorom sú odkryté ľahko rozpadavé ryolitové tufity šedej alebo celkom svetlej farby.

Na pravej strane Hornádu je menší odkryv v ryolitových tufitoch, v oblasti, ktorá sa rozkladá na juhozápad od Košíc, pri ceste vedúcej do lomov na magnezit. Je to svetlošedý až tmavošedý piesčitý tufit so zreteľným krížovým zvrstvením. Celý komplex je hrubovrstevnatý. V ich nadloží sú hrubé vrstevnaté štrky s polohami tenkých vložiek piesčitých hrdzavých a zelenkastých ílov. V štrkoch prevládajú valúny fylitov, ktoré sú málo obrúsené a dosahujú veľkosť orecha až päste. V menšej miere sú zastúpené valúny iných kryštálických bridlíc.

Ryolitové pyroklastiká podobného charakteru zo severnejších oblastí Košickej kotliny a zo západnej časti Potiskej nížiny uvádzajú S e n e š (1954, 1955), G a š p a r í k (1955) od Hlinného, Zamutova a Kokošoviec. Označené sú ako hrabovcecké tufity a začleňujú ich tiež do spodného sarmatu. K u t h a n (1948) ich uvádza pod názvom nadložné tufity.

Faunisticky dokázaný vek podložia ryolitových tufitov bol zistený v ob-

lasti na východ od Košických Olšian a na severovýchod od vrchola kopca Viničná. Vo všetkých prípadoch boli to uloženiny ílovité alebo piesčité, tortónskeho alebo helvétskeho veku.

3. Košická štrková formácia — panón

Prevažnú časť prebádaného územia pokrývajú hrubé polohy štrkov, ktoré v literatúre nesú názov košická štrková formácia. Pod pojmom košická štrková formácia sa rozumejú hruboklastické uloženiny, ktoré sa v podstate skladajú z dokonale obrúsených valúnov najrôznejších hornín, medzi ktorými prevládajú tvrdé a odolné horniny proti vetraníu a transportu. Podstatná časť hornín pochádza zo Spišsko-gemerského rudohoria. Medzi valúnmi štrkovej formácie prevládajú žuly, pegmatity, dolomitické vápence a dolomity. Hojné sú kremence, kremene, kremité porfýry, ruly, svory a fylity. Vyskytujú sa v nich arkózy a bridlice verukána, podradne tiež valúny andezitov. Vo formácii prevládajú štrkovité polohy, vyskytujú sa v nej však aj vrstvy, vložky a šošovky pieskov, prípadne piesčitých ílov. Spodné polohy štrkovej formácie obsahujú vrstvy limonitických a markazitických konglomerátov, ako aj pieskovcov, ktoré sú najlepšie vyvinuté v oblasti medzi Ťahanovcami a Tepličanmi na svahoch Viničnej. V celej formácii sa zatiaľ nenašli skameneliny, ktoré by umožnili jednoznačne stanoviť jej vek. Predbežne sa podmienene zadeľuje do panónu. Takéto jej stratigrafické postavenie zatiaľ mnohí autori prijímajú (Andrusov, 1954, Mišík, 1955, Seneš, 1954, 1955, Gašparík, 1954, Švagrovský, 1950, 1955), hoci na jej vek sú aj iné názory (Ilavský, 1955, Kantorová — Kantor, 1955).

Košická štrková formácia sa nachádza v nadloží útvarov najrôznejšieho geologického veku a tvorí najmladší sediment študovanej oblasti, pravda, okrem štvrtohorných pokryvných útvarov. Na juh od Tepličian je v nadloží kryštalickej bridlice staršieho paleozoika a dolomitov stredného triasu. Severne od Ťahanoviec leží na žulách a severovýchodne od spomenutej obce na strednotriasových dolomitických vápencoch. Južne od Tepličian leží diskordantne na strednom miocéne (helvéte), ktorý tu bol dokázaný pomocou mikrofauny. Vo východnej časti študovanej oblasti košická štrková formácia sa nachádza na tortóne a na ryolitových tufitoch pravdepodobne sarmatského veku. Z toho vyplýva, že vek košickej štrkovej formácie bude pomerne mladý, najskôr posarmatský.

Najlepšie odkryvy v košickej štrkovej formácii nachádzame v oblasti, ktorá sa rozkladá na východ a severovýchod od Košíc. Na východnom okraji mesta pri štátnej hradskej, vedúcej z Košíc do Sečoviec, je asi 15—20 m vysoký umelý odkryv so skoro zvislou stenou v štrkoch. Štrky na tomto

odkryve vystupujú vo dvoch polohách, ktoré sú od seba oddelené asi 1 m hrubou vrstvou tmavošedých slienitých ílov. Íly sú jemnopiesčité, takže nadobúdajú povahu aleuritov. V ílovitej vložke sa našli úlomky zuhoľnatých rastlinných zvyškov, ktoré sa však nedajú presne určiť a tým ani použiť pri stanovení veku košickej štrkovej formácie. Vo východnejších polohách tohto mohutného odkryvu sa nachádzajú hrubopiesčité polohy, ktoré sa striedajú so štrkovitými polohami. V týchto miestach pozorujeme zreteľnú krížovú vrstevnatosť štrkovej formácie. Ďalšie menšie odkryvy v štrkoch sa nachádzajú na severovýchod od Košíc v prirodzených odkryvoch — hlbokých rokliach. Časť štátnej cesty, ktorá vedie z Košíc do Prešova, má umelé zárezy najmä na južných svahoch kopca Chvalabohu tiež v týchto štrkoch. Prirodzené odkryvy nachádzame na severovýchod od Ťahanoviec v hornom toku jarku zvaného Kripovec. Umelé odkryvy sú na juhovýchodnom okolí Tepličian. Na pravej strane rieky Hornádu na západ od Košíc sú štrky košickej formácie tiež značne rozšírené. Väčšie prirodzené odkryvy v tejto oblasti sa vyskytujú na južnom okolí Kalvárie a na západ od Zeiningerovho majera.

Štrky formácie na mnohých miestach obsahujú ílovitejšie polohy alebo aj vrstvy a šošovky pieskov. Ani piesky ani íly netvoria vrstvy, ale často aj na krátku vzdialenosť sa vyklinujú a nahrádzajú štrkami. Ílovité polohy neposkytli žiadne skameneliny, ktoré by prispeli na určenie veku košickej štrkovej formácie. Obsahujú buď ihlice skeletov kremitých húb, alebo sú celkom bez organických zvyškov. Takéto ílovité polohy dosť často vystupujú v oblasti rozkladajúcej sa na západ od Košíc, a to na severných svahoch kopca Kalvária v údoliach tamojších potokov a boli aj umele odkryté na dne výkopu amfiteátra v jeho západnej časti. Menšie prirodzené odkryvy môžeme pozorovať na západ od Zeiningerovho majera a na severovýchod od neho. Na ľavej strane Hornádu ílovité polohy v štrkoch sa nachádzajú v oblasti na severovýchod od Košíc v prirodzených odkryvoch a pozdĺž štátnej cesty, ktorá vedie z Košíc smerom na Prešov na východných úpätiach Viničnej.

V dobe vzniku košickej štrkovej formácie naše územie predstavovalo časť subsidenčnej panvy. Rieky stekajúce zo Spišsko-gemerského rudohoria uložili tu svoje náplavy. Krížové zvrstvenie pozorovateľné vo formácii najmä na východ od Košíc, ďalej časté faciálne zmeny (striedanie hrubých štrkov s tenšími a s polohami pieskov alebo ílov) potvrdzujú názor o ich riečnom pôvode. Okrem toho krížové zvrstvenie poukazuje na sedimentáciu možnú v nejakej rozsiahlej riečnej delte.

Uloženíny štvrtohorného veku zastupujú riečne terasy, aluviálne náplavy riek a pokryvné hlinité útvary.

Riečne terasy sú vyvinuté najmä po obidvoch stranách rieky Hornádu. Môžeme ich pozorovať v oblasti rozkladajúcej sa na ľavej strane tejto rieky na úseku medzi Tepličanmi a Ťahanovcami. Štúdiom terás sa zaoberal H r o m á d k a (1930). Na pravej strane Hornádu nachádzame tiež zvyšky pleistocénnej riečnej terasy, ktorá silne pripomína terasy vyvinuté severozápadne od Ťahanoviec, avšak na rozdiel od týchto teras na juhozápad od Košíc je tvorená prevažne štrkovitými polohami. Terasové uloženiny v menšej miere nachádzame aj na obidvoch stranách Torysy, kde ich zastupujú štrky. Vyvinuté sú na juh od Beniakoviec na pravej strane.

Aluviálne náplavy sú v údoliach riek, a to najmä Hornádu. Na severozápad od Ťahanoviec si Hornád kliesni cestu úžinou tvorenou žulami, avšak južnejšie, na sever od Košíc, dostáva sa na mäkké neogénne uloženiny, ktoré ľahko podľahli jeho erózii, takže v týchto oblastiach sa alúvium rieky začína silne rozširovať. Podstatnú časť alúvia tvoria štrky, v menšej miere sú vyvinuté aj piesky a preplavené hliny. Morfológia terajšieho územia sa začala formovať od konca panónu tým, že rieky stekajúce zo Spišsko-gemerského rudohoria a z paleogénneho flyšového územia sa zaerodovali do mäkkých neogénnych uloženín. Hrebene podliehali denudácii. Vznikli riečne údolia severo-južného smeru. Opakované klesania území spodného toku riek počas pleistocénu najmä na Hornáde podmienili vytvorenie sa niekoľkých terasových stupňov, ktoré sa zachovali až dodnes, pokiaľ v ich podloží sú pevné horniny napríklad staršieho paleozoika, prípadne žuly.

IV. TEKTONIKA A PALEOGEOGRAFIA

K prvej morskej transgresii v miocéne na našom území dochádza vo vrchnom helvéte. Staršie uloženiny miocénu v našej oblasti sa zatiaľ nenašli. Transgresia mora bola podmienená poklesom časti starej pevniny pozdĺž zlomov. Pred transgresiou vrchnohelvétskeho mora územie na východ od Košíc predstavovalo suchú zem ako súčasť rozsiahlej pevniny, spájajúcej dnešné Spišsko-gemerské rudohorie na západe a na severozápade masívy Čiernej hory a Braniska, na juhu a juhovýchode zemplínsky paleozoický ostrov. K vzniku zlomov, prípadne k oživeniu prv jestvujúcich zlomov dochádzalo až začiatkom stredného miocénu, keď sa vytvoril mohutný zlom pozdĺž severného okraja zemplínskeho paleozoického ostrova a kryha, rozkladajúca sa od neho na sever, poklesla. Je to zlom severozápadno-juho-východného smeru, ktorý približne sleduje priebeh hrebeňa Karpát, preto

smer týchto zlomov nazývam karpatským a zlom môžeme pomenovať zemplínsky. Severný okraj poklesnutej kryhy sa stýkal s flyšom centrálno-karpatského paleogénu v severnej časti Košickej kotliny a na severe Po-tiskej nížiny. Zemplínsky zlom je dosť výrazný pozdĺž severného obme-dzenia zemplínskeho paleozoického ostrova, najnápadnejší je však v jeho západnej časti, a to na juh od Tepličian, kde oddeľuje kryštálické bridlice staršieho paleozoika od slienitých a piesčitých ílov vrchného helvéty. Zre-teľne vystupuje aj v Ruskovskom sedle, kde na juh od neho sú sarmatské uloženy úpätia masívu Hradová, na sever sú to sladkovodné uloženy pravdepodobne panónu, zatiaľ však faunisticky nedokázané. Z toho vyplýva, že zemplínsky zlom jestvoval už v helvéte a na poklesnutú kryhu transgre-dovalo strednomiocénne more, ktoré na nej zanechalo slienito-ílovité sú-vrstvie. Západné ohraničenie transgredujúceho mora nie je celkom jasné. Mohli by sme usudzovať, že poklesnutú kryhu obmedzovalo hornádske tektonické pásmo, pretože západnejšie od tohto pásma nie sú helvétske ulo-ženiny. Helvétske uloženy severovýchodne od Malej Viesky ohraňuje varhaňovský zlom, ktorý pri Varhaňovciach oddeľuje bazálne štrky tortónu od jeho vyšších ílovitých pásem (S e n e š, 1955). Z toho vyplýva, že varha-ňovský zlom bol oživený aj po tortóne. Jeho priebeh je približne kolmý na zemplínsky zlom. Podľa takého priebehu zlomov musí sa predpokladať transgresia mora do nášho územia, postupujúca od severovýchodu, prípadne od východu. Helvétske sedimenty sa však nezistili na povrchu vo východ-nejších oblastiach Košickej kotliny. Tento úkaz môžeme odôvodniť tektonic-kými pochodmi, ktoré prebiehali po helvéte. Na rozhraní helvéty a tortónu dochádza k ďalším tektonickým poruchám, za ktorých sa pôvodný sedimen-tačný priestor, zaberajúci naše územie, rozdelil pozdĺž toryského zlomu na západnú časť, oblasť rozloženú medzi Hornádom a Torysou a na východnú časť, rozkladajúcu sa na východ od Torysy. K oddeleniu obidvoch kryh došlo pozdĺž zlomu severo-južného smeru. Východnejšia kryha poklesla a na ňu transgreduvalo tortónske more. Západná kryha sa stáva pevninou, ktorá sa už ďalej neponorila pod hladinu mora. Na tejto kryhe prebiehala denudácia, ktorej mäkké, slienito-ílovité a piesčité sedimenty helvéty mohli ľahko podľahnúť. Zachovali sa len na tých kryhách, ktoré po helvéte poklesli, ako je napríklad priekopová prepadlina pri Tepličanoch. K vzniku priekopovej prepadliny a tým aj k oživeniu porúch hornádskeho, severojuž-ného smeru mohlo dôjsť aj po uložení helvéty. Vtedy dochádza k vzniku sústavy zlomov aj v samom hornádskom poruchovom pásme. V doterajšej literatúre sa hornádsky zlom uvádza ako jednoduchá tektonická línia seve-rojužného smeru, prebiehajúca údolím Hornádu. Ako posledné výskumy ukázali, ide o sústavu porúch hornádskeho smeru, ktoré križujú poruchy karpatského priebehu. Celá sústava porúch je celkom nápadná v prieko-

povej prepادلne v oblasti Tepličian. Priekopovú prepادلnu vyplňajú vrchnohelvétske slienito-ílovité uloženiny, na ktorých leží diskordantne košická štrková formácia. Helvét sa tu stýka na juhu s kryštalicými bridlicami, na západe so žulami, na severe a východe prevažne s tatrídňým mezozoikom masívu Čiernej hory. Z takého uloženia geologických komplexov môžeme usudzovať na ďalšie poruchy. Západnú časť priekopovej prepادلiny obmedzuje zlom prebiehajúci údolím Hornádu. Na východe priekopovej prepادلiny je niekoľko zlomov, z ktorých najvýraznejší oddeľuje dolomity od slienitých ílov vrchného helvéu, východnejšie je ďalšia porucha, pozdĺž ktorej dolomity a prípadne aj ostatné členy mezozoíka poklesli do podložia neogénu. Táto porucha prebiehala po západných svahoch Viničnej až do okolia Ťahanoviec. Severnú časť priekopovej prepادلiny ohraňuje už spomínaný varhaňovský zlom a južnú časť zemplínsky zlom. Vek varhaňovského zlomu je potortónsky, čo by potvrdzovalo názor o možnosti denudácie helvéu z čiastky územia, ktoré sa po helvéte stalo pevninou.

Priebeh hornádskeho poruchového pásma je badateľný aj južne od Košíc, kde po pravej strane Hornádu vystupujú kryštalicé bridlice staršieho paleozoíka, kým východnejšie je vyvinutý neogén zastúpený košickou štrkovou formáciou. Porucha v týchto miestach je pokrytá širokými alúviami Hornádu.

Uloženíy tortónskeho mora nachádzame len na poklesnutej kryhe, rozkladajúcej sa na východ od torýského zlomu. Z takého rozloženia helvétskych a tortónskych sedimentov je zrejmé, že sedimentačné priestory na našom území sa už počas samého stredného miocénu podstatne zmenili a rozšírenie transgresie helvétskeho mora nezodpovedá tortónskej. V niektorých oblastiach východného Slovenska tortónske more zasiahlo širšie oblasti ako helvétske (S e n e š, 1954). Na našom území tortón neprenikol na západnú kryhu. Sedimenty tortónu obsahom mikrofauny poukazujú na morský pôvod, avšak ak čiastka súvrství, ktoré neobsahujú skameneliny, je tiež tortónskeho veku, ale sladkovodného pôvodu, potom môžeme usudzovať na kolísanie hladiny tortónskeho mora, čo možno pozorovať nielen v iných oblastiach východného Slovenska, ale aj vo Viedenskej panve (Bílek, 1955). Takýmto spôsobom mohli na našom území vzniknúť tortónske uloženiny nielen morské, ale aj sladkovodné, najmä v obdobiach čiastkových regresii mora, keď sa na jeho okrajoch vytvorili sladkovodné jazerá. Počas tortónu dochádza aj k celkovej regresii mora z nášho územia, ktoré sa ani počas sarmatu neponára pod morskú hladinu, ale stáva sa trvale pevninou.

Denudácia a erózia počas časti tortónu a sarmatu zarovnáva terén. Morfológické depresie podmienili vznik jazerných panví, v ktorých pokračovala sladkovodná sedimentácia. Na jej priebeh poukazujú rýolitové tufity, ktoré

nachádzame nielen na poklesnutej kryhe, ale aj na západnejšej kryhe, ba sú známe aj z oblasti rozkladajúcej sa na západ od hornádskeho poruchového pásma.

K úplnému zarovnaniu terénu dochádza po uložení košickej štrkovej formácie, počas vzniku ktorej územie predstavovalo miernu a pozvoľna klesajúcu subsidenčnú panvu. Riečna erózia a denudácia od pleistocénu dodnes toto územie morfológicky sformovala do dnešného tvaru.

11. V. 1956

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

Vysvetlivky skratiek

GP — Geotechnika — Geologické práce — Geotechnika, Bratislava

GP — Zprávy — Geologické práce — Zprávy, Bratislava

GS — Geologický sborník, Bratislava

JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien

JUGA — Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest

Práce ŠGÚ — Práce Štátneho geologického ústavu, Bratislava

Sbor. ÚÜG — Sborník Ústředního ústavu geologického, Praha

ИОЗЕФ ШВАГРОВСКИЙ

НЕОГЕН ОКРЕСТНОСТЕЙ Г. КОШИЦЕ

К востоку от г. Кошице находится депрессия, заполненная неогеновыми отложениями. Более древние породы выступают лишь вдоль западной границы депрессии. Представлены они кристаллическими сланцами нижнего палеозоя, гранитами, кварцитами нижнего триаса, доломитами и доломитовыми известняками среднего триаса.

Самыми древними слоями неогена являются верхнегельветские, развитые к северу от г. Кошице на левом берегу р. Горнад, в грабене к югу от сел. Тепличаны и на северных склонах холма Винична. Это мергелистые и песчанистые глины, иногда тонкие пески. Возраст их был определен по ассоциации фораминифер.

Тортонские отложения выступают восточнее долины р. Торыса. Сложены они тонкими мергелистыми глинами, выходы которых находятся восточнее сел. Кошичке Олшаны. Приурочены они к тортону на основании микрофауны. В описываемой области встречаются также отложения литологически очень похожие на предыдущие но без окаменелостей. Изредка в них попадаются органические остатки — аллюхтонные спиккулы кремнистых губок или другие микроорганизмы, на основании которых установить стратиграфическое положение слоев нельзя. Условно их относят к тортону, причем считают за пресноводные озерные осадки.

В рассматриваемой области не было обнаружено сармата морского происхождения.

К сармату приурочивают риолитовые туффыты, так как дальше к юго-востоку, у подножия Прешовско-Токайских гор, выступают риолитовые туффыты с богатой солоноватоводной сарматской фауной. Считается, что наши риолитовые туффыты того же возраста, но что отложились они на суше или в пресноводных бассейнах. Обнажения в риолитовых туффытах находятся к востоку от р. Торыса, на северных склонах холма Винична и на правой стороне р. Горнад к юго-западу от г. Кошице. Туффыты лежат на палеозое, гелльвете и тортоне. В кровле туффытитов развита кошицкая галечниковая формация.

Самые молодые осадки — не считая четвертичных покровных отложений — представлены этой галечниковой формацией. Сложена она главным образом валунами самых различных пород, среди которых преобладают граниты, пегматиты, доломитовые известняки, доломиты, кварциты, кварцы, кварцевые порфиры, гнейсы, слюдяные сланцы и филлиты. Реже встречаются валуны аркозов, сланцев веррукано; попадаются единичные валуны андезитов.

В галечниках, которые занимают преобладающее место в описываемой формации, находятся тонкие слои и линзы глин, песчанистых глин и песков. В низах формации развиты лимонитовые и марказитовые конгломераты, иногда песчаники. Оруденелых слоев больше всего на холме Винична между селениями Тепличаны и Тягановце. Большая часть материала галечниковой формации происходит из Спишско-Гемерских Рудных гор. Органических остатков в ней не обнаружено.

Галечники налегают на горные породы различного геологического возраста. К югу от сел. Тепличаны они покрывают кристаллические сланцы нижнего палеозоя, к северу от сел. Тягановце — гранит. Дальше к югу они лежат на доломитовых известняках среднего триаса. Южнее сел. Тепличаны они образуют кровлю верхнегельветских мергелистых глин, восточнее реки Торыса под ним находятся глины тортона, к востоку от сел. Кошичке Олшаны и на северных склонах горы Винична — риолитовые туффыты по всей вероятности сарматского возраста. Возраст галечников остается невыясненным. Господствует мнение, что их следует отнести к верхнему палеозою, но высказываются и другие взгляды, а именно, что они гелльветские или сарматские. Особенно широкого развития достигает галечниковая формация к северо-востоку и к востоку от г. Кошице.

Плейстоцен представлен речными террасами, голоцен — наносами рек и покровными отложениями.

К северу от сел. Тягановце речные террасы расположены по обеим сторонам реки Горнад, к юго-западу от г. Кошице терраса находится лишь на правой стороне реки. Террасы эти образовались вследствие опускания участка, на котором расположено нижнее течение реки. Аллювиальные наносы развиты в долинах рек, и главным образом вдоль р. Горнад южнее сел. Тягановце и реки Торыса. Состоят они из галечников, песков и перебитых суглинков.

Наступление среднемиоценового моря на нашу область было вызвано тектоническими движениями, в результате которых образовался крупный разлом, называемый земплинским, который ограничивает земплинский палеозойский остров с севера. Направление разлома приблизительно соответствует направлению карпатского хребта. Эти факты дают все основания предполагать, что и в восточной части нашей области под более молодыми отложениями находится гелльвет. Западная граница опустившейся глыбы проходила, по видимому, вдоль горнадской зоны дислокаций. После отложения гелльвета произошли новые тектонические движения, при которых образовались разломы северо-южного (горнадского) направления. Область оказалась разделенной на два участка. Западный, расположенный между р. Горнад и р. Торыса, остался в первона-

чальном положении или был слегка приподнят, восточный опустился вдоль торысского разлома. На опустившийся участок трансгредировало тортонское море. Микрофауна, содержащаяся в отложившихся осадках, свидетельствует об их морском происхождении. Если обнаруженные на этом участке отложения неопределенного возраста без хороших окаменелостей также относятся к тортону и являются пресноводными, то ясно, что дно тортонского моря испытывало колебания, и морская седиментация сменилась пресноводной.

От конца тортона область становится сушей. Сарматский риолитовый пирокластический материал отлагается либо на суше, либо в озерах.

В плиоценовое время область вероятно представляла собой часть опускавшегося бассейна. Реки, стекавшие со Спишско-Гемерских Рудных гор, отлагали осадки кошицкой галечниковой формации. Косая слоистость и частые изменения фации (чередование крупной гальки с более мелкой и со слоями песков и глин) говорят в пользу предположения, что мы имеем здесь дело с речными наносами.

В конце плиоцена область представляла собой выравненную поверхность, слегка наклоненную к югу. В течение плейстоцена и голоцена ее разбродили реки, и она приобрела характерные для нее в настоящее время морфологические формы слабо волнистого холмогорья.

11. V. 1956

*Кафедра геологии и палеонтологии
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JOZEF ŠVAGROVSKÝ

NEOGEN DER WEITEREN UMGEBUNG VON KOŠICE

Das sich östlich von der Stadt Košice erstreckende Gebiet stellt eine mit neogenen Ablagerungen ausgefüllte Depression dar. Ältere, als neogene Gesteine treten nur längs der westlichen Begränzung der Depression auf. Sie werden durch altpaläozoische kristallinen Schiefer, Granite, untertriadische Quarzite, mitteltriadische Dolomite und dolomitische Kalke repräsentiert.

Die ältesten Neogensichten gehören dem Oberhelvet an. Sie sind nördlich von der Stadt Košice, an der linken Seite des Flusses Hornád im Grabenbruch, südlich von der Gemeinde Teplicany und auf den nördlichen Abhängen des Berges Viničná entwickelt. Sie werden durch mergelige und sandige Tone, beziehungsweise durch feine Sande vertreten. Ihr Alter wurde auf Grund einer Foraminiferenfauna festgestellt.

Die Torton-sedimente kommen östlich vom Torysa-Tal auf der Erdoberfläche vor. Es handelt sich um feinmergelige Tone, die östlich von der Gemeinde Košické Olšany aufgeschlossen sind. Ihre Einreihung in Torton hat die Mikrofauna ermöglicht. In diesem Gebiete findet man lithologisch ähnliche Sedimente, die aber keine Versteinerungen enthalten. Von seltenen organischen Resten befinden sich in ihnen nur allochtone Silicispongiennadeln, und andere Mikroorganismen, die nicht gestatten ihre stratigraphische Stellung zu bestimmen. Diese Sedimente werden bedingungsweise dem Torton zugegliedert, aber als limnische Sedimente betrachtet.

Marine Sarmatablagerungen wurden auf unserem Gebiete nicht gefunden. Rhyolithuf-

fite werden in Sarmat eingereiht u. zw. deshalb, dass man südöstlicher an den Füßen der Prešov-Tokajer Berge Rhyolithuffite mit reicher brackischen Fauna findet. Die Rhyolithuffite sind für gleich alt zu halten mit denen, die Fauna enthalten, sind jedoch auf dem Festlande, oder in Süßwasserbecken entstanden. Die Aufschlüsse in den Rhyolithuffiten befinden sich östlich von dem Fluss Torysa, auf den nördlichen Abhängen des Berges Viničná und an der rechten Seite des Flusses Hornád, südwestlich von der Stadt Košice. Im Hangenden der Tuffite ist die Košicer Schotterformation entwickelt.

Das jüngste Sediment, ausser dem Quartär ist in diesem Gebiete die Košicer Schotterformation. Es handelt sich wesentlich um Schotter, die aus Rollsteinen mannigfaltigster Gesteine, zwischen welchen Granite, Pegmatite, dolomitische Kalke, Dolomite, Quarzite, Quarze, Quarzporphyre, Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite vorherrschen, zusammengesetzt sind. Seltener kommen Arkosen-, Verrucanoschiefer- und vereinzelt Andesitrollsteine in ihnen vor.

In den Schottern, die in der ganzen Formation vorherrschen, befinden sich dünnere Schichten und Linsen von Tonen, sandigen Tonen und Sanden. In den unteren Lagen der Formation sind Limonit- und Markasitkonglomerate, beziehungsweise Sandsteine entwickelt. Vererzte Lagen kommen am häufigsten auf dem Berge Viničná, zwischen den Gemeinden Tepličany und Ťahanovce vor. Der wesentliche Teil des Materiales der Schotterformation stammt aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge. Organische Reste wurden in der Formation vorläufig nicht gefunden.

Die Schotter der Formation liegen auf den Gesteinen verschiedenen geologischen Alters. Südlich von Tepličany liegen sie auf den altpaläozoischen kristallinen Schiefern, nördlich von Ťahanovce auf den Graniten, östlicher auf mitteltriadischen dolomitischen Kalken, südlich von Tepličany auf oberhelvetischen mergeligen Tonen, östlich von der Torysa auf den Tortontonen und östlich von Košické Olšany und auf den nördlichen Abhängen des Berges Viničná im Hangenden der, wahrscheinlich sarmatischen, Rhyolithuffite. Ihr Alter ist problematisch, aber den allgemeinen gültigen Ansichten nach werden sie dem Oberpanon eingegliedert. Es gibt auch andere Ansichten, nach welchen als Alter der Schotterformation Helvet, oder Sarmat angegeben wird. Die grösste Verbreitung erreicht diese Formation nordöstlich und östlich von der Stadt Košice.

Pleistozän wird durch Flussterrassen, Holozän durch Flussanschwemmungen und quartäre Überdeckungen vertreten.

Flussterrassen findet man auf beiden Seiten des Flusses Hornád; nördlich von der Gemeinde Ťahanovce und südwestlich von der Stadt Košice befindet sich die Terrasse auf der rechten Seite des Flusses. Die Entstehung dieser Terrassen hängt mit der Senkung des Gebietes des unteren Flusslaufes zusammen. Alluviale Anschwemmungen kommen in den Flusstälern, besonders des Flusses Hornád südlich von der Gemeinde Ťahanovce und des Flusses Torysa, vor. Sie bestehen aus Schottern, Sanden und angeschwemmten Lehmen.

Die mittelmiozäne Meertransgression wurde in diesem Gebiete durch tektonische Bewegungen bedingt, die einen mächtigen Bruch (sog. Zempliner Bruch), welcher am Norden die Zempliner paläozoische Insel begrenzt, zur Folge hatten. Seine Richtung ist annähernd mit der Richtung des Karpathenkammes übereinstimmend. Aus diesem Grunde sind helvetische Ablagerungen auch im östlichen Teil unseres Gebietes, im Liegenden der jüngeren Sedimente zu erwarten. Die westliche Begränzung der versenkten Scholle verläuft wahrscheinlich längs der Hornáder Störungszone. Nach dem Helvet kam es zu neuen tektonischen Bewegungen, bei welchen in nordsüdlicher Richtung Brüche entstanden sind. Damals hat sich unseres Gebiet in zwei Schollen geteilt. Die westlichere Scholle, zwischen den Flüssen Hornád und Torysa ist an ursprünglicher Stelle geblieben, vielleicht wurde sie auch gehoben, die östlichere ist längs des Torysa-Bruches gesunken. Auf die

gesunkene Scholle transgredierte das tortonische Meer. Es hat Sedimente, deren Mikrofauna einen Meeresursprung beweist, hintergelassen. Wenn die erwähnten Sedimente eines problematischen Alters und ohne charakteristischen Versteinerungen, die auf dieser Scholle beruhen gleichfalls tortonisch und Süsswasserablagerungen seien, dann kann man die Oszillation des Meeresspiegels während des Torton und eine Abwechslung der Meeressedimentation durch Süsswassersedimentation voraussetzen.

Um die Wende des Torton ist dieses Gebiet Festland geworden. Sarmatische, rhyolitische, pyroklastische Sedimente sedimentieren entweder auf dem Festlande, oder in den limnischen Becken.

Im Pliozän musste dieses Gebiet einen Teil des subsidenten Beckens darstellen. Die aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge fliessenden Flüsse lagerten hier Schotterablagerungen der Košicer Schotterformation ab. Die Kreuzschichtung der Formation und oftmalige fazielle Änderungen (Wechselagerung grober und feiner Schotter mit Sand- oder Tonlagen) bestätigen die Ansicht über eine Flusssedimentation.

Gegen Ende des Pliozäns war das Gebiet eine ausgeglichene, mässig zum Süden geneigte Ebene, welche während des Pleistozäns und Holozäns durch die Tätigkeit der Flüsse in die heutigen morphologischen Formen — ein mässig gewölbtes Hügelland — umgewandelt wurde.

11. V. 1956

*Kathedr für Geologie und Paläontologie
der Fakultät für geologisch-geographische
Wissenschaften an Komenský's Universität,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

MIROSLAV IVANOV — LADISLAV KAMENICKÝ

ZPRÁVA K PREHLADNÉMU MAPOVANIU KRYŠTALINIKA MALEJ FATRY

Pri prehľadnom geologickom mapovaní kryštallického jadra Malej Fatry, ktoré je súčasťou jadrových pohorí Centrálnych západných Karpát, spracovali sme jeho severovýchodnú a centrálnu časť. Kryštalinikum je budované relatívne málo zastúpeným komplexom regionálne metamorfovaných sedimentov (juhovýchodné svahy Martinských hôľ) a prevládajúcim komplexom granitoidov.

Geologické a petrografické štúdium kryštalinika Malej Fatry ukázalo, že preintruzívne sedimenty vo svojom predmetamorfnom vývine zodpovedali ílovitým bridliciam a pieskovcom s ílovitými vložkami. Ich sedimentácia bola sprevádzaná ofiolitovým vulkanizmom. Jednotnosť predmetamorfovaného vývinu sedimentov kryštalinika západných Karpát konštatoval už Zoubek a porovnával ho s epizonálne metamorfovaným paleozoikom gemerid. Presná chronologická paralelizácia jednotlivých členov je však pre katazonálnu metamorfózu jadrového kryštalinika Malej Fatry ťažká. Pararuly Malej Fatry sú zastúpené kremencovými a nadložnými biotitickými rulami a zodpovedajú stupňom metamorfózy Jung-Rockovej zóny vrchných rúl. Muskovit je v nich zriedkavým primárnym komponentom. Ofiolity regionálnou metamorfózou boli zmenené v amfibolity.

Prechod medzi komplexom kryštallických bridlíc a granitoidmi je tvorený zónou migmatizovaných pararúl, ktoré externým smerom prechádzajú postupne v pásмо imbibovaných rúl. Interným smerom migmatity nadobúdajú charakter hybridných granitov.

Druhý, prevládajúci komplex granitoidov sa dá rozčleniť na tri samostatné celky, a to: žuloruly, ďalej synorogénne oligoklas-biotitické a hybridné granity spôsobujúce migmatizáciu a imbibíciu v kryštallickom plášti a nakoniec relatívne mladšie sérorogénne granity, ktoré označujeme ako granity magurského typu, spôsobujúce lokálne vo svojom plášti metasomatické pochody. Žuloruly sa nachádzajú ako ojedinelý výskyt uprostred kryštallických bridlíc a tvoria len malé pretiahnuté teleso. Oligoklas-bioti-

tické granity vystupujú spoločne s hybridnými granitmi po oboch stranách relatívne mladšieho centrálneho telesa granitov magurského typu, ktoré je orientované východozápadným smerom a tvorí diskordanciu oproti severo-východ-juhozápadnému usmerneniu oligoklas-biotitických a hybridných granitov, ako aj oproti totožnému usmerneniu kryštalických bridlíc. Jednotlivé skupiny sa nápadne líšia svojimi vlastnosťami. Žuloruly majú výraznú paralelnú textúru všetkých minerálnych komponentov a väčšiu bázcitu plagioklasov ako pri ostatných skupinách. Synorogénne oligoklas-biotitické a hybridné granity sa vyznačujú zvýšeným podielom biotitu, ktorého usporiadanie tvorí makroskopicky pozorovateľnú paralelnú textúru, ktorá je ešte viac zvýraznená pri hybridných granitoch páskovaným usporiadaním svetlých súčiastok. Obidva typy granitov sa oproti magurskému typu granitov vyznačujú zvýšeným obsahom kremeňa a plagioklasov na úkor menšieho podielu ortoklasu a nedostatkom muskovitu. Časté sú v nich uzavreniny sedimentov. Ich celkový kryštalizačný ráz je značne nevyrovnaný (inhomogenita).

Serorogénne granity magurského typu sú v hlavných rysoch charakteristické svojím typickým magmatickým charakterom, vyrovnaným kryštalizačným rázom a pomerne rovnomerne rozptýleným minerálnym zložením (všesmerne zrnitá štruktúra). Od oligoklasbiotitických a hybridných granitov sa líšia v minerálnom zložení menším podielom biotitu a kremeňa, prítomnosťou muskovitu a zvýšeným zastúpením draselných živcov. Kryštalizácia časti draselných živcov (druhá generácia) a muskovitu je spätá s obohatením apikálnych častí intrúzie na kálium, ktoré v plášti spôsobilo káliovú metasomatózu.

Uvedené rozdielne vlastnosti troch skupín granitických hornín sa dajú vysvetliť ich rôznou genézou. Žuloruly vo svojom plášti nespôsobujú kontaktné premeny, teda ich intrúzia geneticky bola súčasná s pochodmi regionálnej metamorfózy. Predstavujú prvé intruzívne štádium granitických hornín. Vysoká bázcita plagioklasov predpokladá relatívne bázcickú primárnu magmu.

Druhá skupina granitických hornín intenzívne modifikuje už regionálne metamorfované pararuly kryštalinika. Je to predovšetkým silná migmatitizácia sprevádzaná granitizáciou, pri ktorej ruly sú postupne premieňané v hybridný granit. Pôvodcom migmatitizácie sú oligoklas-biotitické granity, ktoré v dôsledku ich petrografických a štruktúrnych znakov považujeme za palingenetické. Materská magma tohto granitu intrudovala do regionálne metamorfovaných pararúl počas orogénu. K tejto magme sa pravdepodobne viaže vznik cukrovozrnných bielych aplitov a šedých až bielych pegmatitov, ktoré predstavujú staršiu generáciu žilných odštiepenín granitoidov mapovaného územia Malej Fatry.

V kryštalických bridliciach pláštá možno pozorovať lokálne produkty retrográdnej kontaktnej metamorfózy pararúl, zastúpené granitickými a graniticko-silimanitickými rulami, pričom niektoré vzorky majú svorový vzhľad.

Oligoklas-biotitické granity a s nimi združené produkty granitizácie sú teda relatívne mladšie ako regionálna metamorfóza predmetného územia. Ich makroskopicky šmuhoaná (quazi-paralelná) textúra svedčí o pôsobení tangenciálnych tlakov počas ich kryštalizácie. Vývin hybridných granitov, migmatitov a imbibičnej zóny v pararulách svedčí o postupne sa dvíhajúcej migmatitovej fronte. Na základe uvedených charakteristík túto skupinu granitov považujeme za synorogénnu.

Posledný typ granitoidov Malej Fatry — granit magurského typu — v porovnaní s oligoklas-biotitickými granitmi má typický magmatický charakter. Tvorí súvislé centrálné teleso orientované východozápadným smerom, ktoré preráža hybridnými a oligoklas-biotitickými granitmi, oproti usmerneniu ktorých vidíme smerovú diskordanciu telesa. Jeho vzťah ku granitom druhej skupiny je určovaný tiež metasomatickými premenami, ktoré v nich spôsobuje. Ide teda o relatívne mladšiu intruzívnu fázu. Sám granit sa vyznačuje rovnomernou všesmernou štruktúrou, iba s nepatrnými známkami pôsobenia stressu v dobe kryštalizácie magmy. K jej intrúzií teda došlo v dobe uvoľnenia tangenciálnych tlakov orogénu, keď sa mohla uplatniť radiálna zložka horotvorných síl. Na základe toho ju považujeme za neskoroorogénnu až poorogénnu. Časový hiát medzi intrúziou materskej magmy granitu magurského typu a oligoklas-biotitických granitov je pomerne malý, pretože na jednej strane káliová metasomatóza prebiehala, ako sa dá mikroskopicky pozorovať, ešte za posledných fáz kryštalizácie magmy oligoklas-biotitických granitov (uzavreniny plagioklasov, biotitu a čiastočne kremeňa vo vyrastliciach ortoklasu a mikroklinu, veľká mocnosť metasomaticky zmenených hornín ťažko vysvetliteľná za pevného stavu) a na druhej strane pneumatolytická fáza vyplňa už kontrakčné pukliny v oligoklasbiotitických a hybridných granitoch (svetloružové ortoklasové pegmatity).

Na intrúziu magmy magurského typu granitu sú viazané pneumatolytické odštípeniny v podobe svetloružových ortoklasových pegmatitov, ktoré predstavujú druhú samostatnú fázu pegmatitov v granitoidoch Malej Fatry.

Zhrňajúc uvedené poznatky vidíme, že vývoj plutónu granitoidov Malej Fatry sa dial v troch fázach, a to: žuloruly — oligoklas-biotitické granity — granity magurského typu.

Z metalogenetického hľadiska granitoidy Malej Fatry sú charakterizované nedostatkom silnejšej hydrotermálnej fázy. Pri väčšine pozorovaných

slabých zrudnení je pravdepodobná spätosť s materskou magmou granitu magurského typu.

Granitoidy Malej Fatry sú sprevádzané žilnými horninami charakteru lamprofýrov, ktoré minerálnym zložením zodpovedajú cuzelitom. Ich chemizmus je gabrodioritový a je blízky niektorým bazickým typom kerzanitov alebo odinitom.

23. IV. 1956

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

VLADIMÍR ZOUBEK — DUŠAN KUBÍNÝ

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O PREHLADNOM VÝSKUME ZÁPADNEJ ČASTI NÍZKOTATRANSKÉHO JADRA

Pre riešenie geologickej stavby nízkotatranského pohoria, pre prehľadnú geologickú mapu (list B. Bystrica) ukázalo sa nevyhnutným kartograficky rozlíšiť niektoré základné typy v žulovom masíve. Predovšetkým bolo treba vymedziť územie Koutkovho „prašivského typu“ a stanoviť jeho vzťah k prevládajúcemu Koutkovmu „ďumbierskemu“ typu.

„Prašivská žula“ je charakterizovaná ako biotitický strednozrnný až hrubozrnný granit s ružovými alebo žltými draselnými živcami a so zelenkastými plagioklasmi (K o u t e k, 1931, 434). K o u t e k zhruba uvádza jej rozšírenie (Magurka, Križiarska dolina, V. Chochuľa, Tlstá, Rástocká dolina, Veľká Železná dolina). Š v e n e k v diplomovej práci z roku 1952 rozšírenie prašivskej žuly vymedzil pri západnom a juhozápadnom okraji kryštallického jadra Nízkych Tatier.

Pri skorších výskumoch jeden z nás (V. Z., 1950) stanovil styk západnejšej žuly prašivskej s východnejším ďumbierskym biotitickým dioritom silne hybridným ako tektonickú hranicu, ktorá je sprevádzaná mylonitizáciou, prebiehajúcou v severnej stráni údolia „Biela Voda“ približne severojužným smerom.

Pri tohoročnej reambulácii sme sledovali túto tektonickú hranicu k severu do sedla asi 400 m východne od Veľkej hole (kóta 1640,5 m), kde sú na nej zavrásnené zvyšky spodného triasu. Tu sa hranica zatača východným smerom do územia magurských banských diel, kde možno očakávať jej zachytenie v chodbách štôlne „Rosseger“. V ďalšom priebehu sa sledovala hranica prašivskej žuly a ďumbierskeho biotitického dioritu a granodioritu v území juhovýchodne od baníckej osady Magurky. V závere hlavnej doliny Zurkového potoka východne od Magurky hranica rozhrania týchto dvoch hlavných typov sa ostro stáča k severu na hrebeň Javoriny vo výške 1580 m. Ďalší priebeh rozhrania k východu sa nesledoval. V práve spomínanom území hranica rozhrania týchto dvoch typov je síce ostrá, avšak nie je tektonická.

Prašivská žula v ďaleko prevládajúcej časti svojho rozšírenia javí typické znaky, ktoré uviedli už citovaní autori: ružové draselné živce, často porfyricky vyvinuté, plagioklasy zelenkasté od autotermálnej premeny, biotit väčšinou zelenkastý, často chloritizovaný, spravidla nie príliš hojný. Vyskytujú sa aj typy dvojsľudných a muskovitických granitov. Mikroskopický výskum ukazuje, že prašivská žula predstavuje autometamorfovaný typ granitu s intenzívnou albitizáciou živcov. Pomerne zriedkavé sú partie nechránené od autometamorfózy. Miestami síce obsahuje hojné bázickéjšie uzavreniny spravidla jemnozrnné až strednozrnné, ktoré sú bohaté na biotit, s imbibičnými živcami (napr. údolie Sopotnica), avšak v celku sa neprejavuje regionálna hybridizácia, charakteristická konkrétne pre južné pásmo Ľumbierskeho typu.

Prašivská žula zrejme predstavuje najmladší diferenciat serogénneho nízkotatranského plutónu a k Ľumbierskemu typu je zrejme v rovnakom pomere ako napr. „krušohorská“ žula k „horskej“ žule v nýdecko-eibenstockom plutóne (Z o u b e k, 1951). Podobne ako pri krušohorskej žule aj pri prašivskej žule pozorujeme silnú autometamorfózu, ktorá svedčí o značnej koncentrácii H_2O (a CO_2) v tomto neskorom diferenciate, nedostatok prechodov k Ľumbierskemu dioritu a granodioritu, väčšie bohatstvo draselných živcov, nedostatok usmernenia a spravidla nedostatok hybridizácie; podobne ako „horská“ žula aj „Ľumbierska“ žula často javí hybriditu a usmernenie. Dodnes platí Koutkova pripomienka, že obidva typy zrejme predstavujú diferenciačné produkty jedného „magmatického krbu“. Aj keď v študovanom úseku chýbajú priame dôkazy relatívneho veku Ľumbierskeho a prašivského typu, ktorých hranica je tu spravidla modifikovaná tektonicky, per analogiam možno predpokladať, že aj v karpatskom plutóne je kyslejší typ autometamorfovaný (prašivský) mladší ako bázickejší typ bez autometamorfózy (Ľumbiersky). Ľumbiersky biotitický diorit až granodiorit, ako aj prašivský autometamorfovaný granit síce v podstate patria k tej istej základnej perióde hercínskej magmatickej aktivity, totiž k serogénnemu až poorogénnemu magmetizmu a predstavujú sukcesívnu diferenciačnú fázu toho istého „magmatického krbu“, diferenciacia však prebehla vo väčších hĺbkach — nejde teda o diferenciaciu „in situ“ a obidve intrúzie mohli byť od seba oddelené aj dlhším obdobím, podobne ako to jeden z nás (V. Z., Věst. ÚÚG 1951, 172 a iní) predpokladá pri obdobných typoch nýdecko-eibenstockého plutónu. Podobné pomery predpokladá aj jeden z nás (D. K.) v Ľubochňanskom masíve vo Veľkej Fatre. Existencia prechodných typov, ktorú pripomínajú niektorí autori, je úkazom makroskopickej konvergencie. V Karpatoch sa autometamorfovaný „prašivský žulový typ“ zaraďuje k autometamorfovaným žulám, ktoré zistili M i h a l i k v severnej časti Vysokých Tatier a G o r e k v Liptov-

ských Holiach, ako aj jeden z nás (D. K.) vo Veľkej Fatre. Od autometamorfovaných gemerských žúl, zrejme alpínskych, autometamorfované granity varíske sa väčšinou líšia nedostatkom turmalínu.

14. IV. 1956.

*Ústřední ústav geologický,
Praha
Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

DUŠAN KUBÍNÝ

ZPRÁVA O VÝSKUME ÚSTREDNEJ ČASTI ĎUMBIERSKEHO MASÍVU

(*Ruské a nemecké resumé*)

Roku 1955 som robil geologický výskum v území severne od hlavného nízkotatranského hrebeňa medzi Ludarovou hoľou na západe, Rovnou hoľou na východe, od uzáveru Štiavnickej doliny na juhu až po príkrovové série Ohníšťa a Krakovej hole na severe.

V zmapovanom území sú tieto geologické stavebné jednotky:

- a) *vlastný granodioritový masív* s jeho okrajovými vývinmi,
- b) *zavrásnené útržky mezozoika*, najmä verfénske kvarcity a bridlice, tmavé vápence a dolomity stredného triasu,
- c) *pleistocénne nánosy* glaciálne a fluvioglaciálne.

GRANODIORITOVÝ MASÍV

V jadre intrúzie vystupujú *strednozrnné granodiority biotitické a kremité diority biotitické*. Základné typy Ďumbierskych granodioritov a kremitých dioritov majú v podstate takmer rovnaké štrukturálne a minerálne zloženie. Štruktúra je normálna granitická s hypidiomorfne vyvinutými živcovými zrnami. Ostatné minerálne súčiastky, až na niektoré akcesórie, majú alotriomorfny vývin. Hornina býva niekedy usmernená (ide predovšetkým o usmernenie biotitických šupiniek). Kvantitatívne prevládajú plagioklasy, najmä oligoklasy s albitickým zrastom. Tento hlavný typ plagioklasov niekedy zodpovedá až oligoklas-andezínom a je typický pre granodioritový Ďumbiersky masív. Kyslé oligoklasy mávajú albitický, niekedy kombinovaný zrast s periklínovým a menej často s karlovarským zrastom. Albit-oligoklasy a albity sú dosť často bez zrastov a v petrografickom zložení granodioritov a kremitých dioritov majú malé zastúpenie. Plagioklasy so zónárnou stavbou sa vyskytujú premenlivo alebo niekde aj chýbajú. Podobne nestále a ojedinelé sú aj mikroklíny.

Ortoklasy sú tiež ojedinelé. Albit-oligoklasy, albity, plagioklasy so zónárnou stavbou, ortoklasy a mikroklíny (pokiaľ sú v tom-ktorom type

v hornine zastúpené), môžu v sebe uzatvárať poikilmaty sericitizovaných plagioklasov, zriedkavejšie kremeňa alebo biotitu. Pri týchto živcoch je aj ťažko presne určiť ich kryštalizačný postup. Kremeň podlieha najintenzívnejšie kataklastickým vplyvom. Má dosť veľké zastúpenie. Býva často rozdrvený na množstvo drobných jedincov mozaickej štruktúry. Ohraničenie môže mať zúbkovité a laločnaté. Biotit má intenzívne hnedé pleochroické farby. Môže byť lokálne viac alebo menej častý alebo nahromadený v zhlukoch (v biotitických kremitych dioritoch). Z akcesorických súčiastok sú premenlivo na rozličných lokalitách prítomné — zirkón v biotite, zriedka aj v živcoch a apatit, častejší v podobe tenkých stĺpčiekov alebo šesťuholníkových prierezov niekedy veľkých až niekoľko desiatín mm. Zriedka som zistil titanit (iba na jednom mieste). Rudné zrná sú veľmi zriedkavé.

K severnému okraju masívu prechádzajú granodiority v drobnozrnné až strednozrnné, často dvojsľudové granodiority, pri ktorých možno pozorovať pribúdanie draselných živcov. V nich sa nachádzajú aj jemnozrnné a plitoidné mikrogranity, ktoré sú usmernené v smere V—Z. Obsahujú prevažne svetlé súčiastky a sú oniečo leukokrátnejšie ako granodiority južného okraja masívu. Predstavujú väčšie žilné telesá mocné aj niekoľko desiatok metrov. Vyskytujú sa najmä na severných svahoch Ludarovej hole a v záreze cesty Kráľova Lehota—Čertovica, v úseku medzi Nižnou a Prostrednou Bocou.

Pegmatitické a aplitické žily sú zriedkavé a mávajú len veľmi malú mocnosť, najčastejšie bývajú hrubé len niekoľko cm. Pegmatity sú muskovitické, s naprostou prevahou albitov. V aplitických žilkách sporadicky pristupuje biotit s prevahou albitizovaných mikroklinov alebo s prevahou mikroklinizovaných a mikropertitických ortoklasov, na rozličných lokalitách rozlične zastúpených. Ojedinelé sú plagioklasy. Kremeň má tiež podradnejšie zastúpenie. Biotit býva pseudomorfovaný v epidot. Živce, najmä plagioklasy, sú sericitizované a zriedka epidotoizitizované.

Ojedinelé výskyty tenkých žíl som našiel na území Konského grúňa, Štiavnickej hory a na Ludarovej holi. Okrem toho na Ludarovej holi a Štiavnickej hore som vymapoval pásмо bohaté na pegmatity a aplity v smere V—Z, na Ludarovej holi vo výškach ca 1700—1800 m (na hrebeni), na Štiavnickej hore vo výškach 1340—1360 m. V ústrednej časti masívu sa pegmatity a aplity takmer vôbec nevyskytujú.

Z kryštalického obalu severného okraja masívu som vymapoval niekoľko drobných výskytov *biotitických pararúl* veľmi jemnozrnných, s dlaždičkovitým usporiadaním minerálnych súčiastok. Petrograficky a štruktúrne sú odchylné od biotitických pararúl, ktoré sú vyvinuté na južných svahoch ústredného hrebeňa Nízkyh Tatier pri južnom okraji granodioritového masívu. Výskyty podobných rúl sú aj na iných miestach severných svahov

žulového masívu, napr. severne od Magurky a inde. Určiť ich presný vzťah k žulovému masívu nie je zatiaľ definitívne možné, pretože v predmetnom území nemajú väčšie rozšírenie, niet u nich prirodzených odkryvov a ich severné okraje sú prikryté fluvio-glaciálnymi nánosmi.

Severný okraj *d'umbierskej intrúzie* (názov „*d'umbierska intrúzia*“ udávam z toho dôvodu, že prašivské žuly podľa najnovších mapovacích prác V. Zoubka a autora článku roku 1955 považujeme za samostatnú intrúziu relatívne mladšiu ako je intrúzia *d'umbierskych granodioritov*) sa podstatne líši od južného okraja intrúzie. Severný okraj sa prejavuje najmä vo vnútri granodioritového masívu a to odlišným petrograficko-faciálnym vývinom granodioritov, prítomnosťou aplitoidných mikrogranitov a výskytom aplitov a pegmatitov. Južný okraj *d'umbierskeho granodioritového masívu*, resp. *d'umbierskej intrúzie* v zmapovanom území, budujú migmatity s rozličným granitizačným stupňom.

Migmatity v úzkom styku s vlastným granodioritovým masívom majú vysoký granitizačný stupeň, prevláda pri nich ortozložka a majú charakter nebulitov, resp. nebulitických žúl. Toto pásmo migmatitov som nazval *prikontaktnou zónou*. Migmatity vzdialenejšie od intrúzie majú prevažne charakter *ptygmatitických migmatitov* alebo *ptygmatitických žúl* a toto pásmo migmatitov som nazval *exokontaktnou zónou* čiže vonkajšou zónou.

Z toho vidieť, že južný okraj intrúzie spôsoboval intenzívnejšie prehriatie preintruzívnych hornín (kryštalických bridlíc), mohol spôsobovať ich vyšší stupeň metamorfózy a ich granitizáciu.

Sekundárne zmeny minerálnych súčiastok granodioritového masívu

Minerálne premeny chemické aj mechanické sú v celom masíve veľmi rozšírené. Ide predovšetkým o rozsiahle metasomatické alebo autometasomatické pochody, ktoré sú zapríčinené rôznymi agensmi, predovšetkým konštitučnou vodou pri tuhnutí granitickej magmy, ďalej neskoršími dynamometamorfnými účinkami ako agensmi rozsiahlych vnútroštruktúrnych a chemických zmien minerálnych súčiastok hornín. Konečne boli to mladé karpatské výstupy hydrotermálnych roztokov, ktoré sa mohli pričiniť o sekundárne zmeny minerálnych súčiastok. Teda niekde ide o polymetamorfózu, v užšom slova zmysle, o polymetasomatózu minerálnych komponentov.

Najbežnejším typom premeny živcov, najmä plagioklasov, je *sericitizácia*. Domnievam sa, že ide o dva geneticky rozdielne pôvody tejto premeny. Pri niektorých plagioklasoch, najmä pri poikilmatoch sericitizovaných plagioklasov, mohlo ísť o sericitizáciu magmatického pôvodu, t. j. pri tuhnutí žulovej magmy. Tieto uzavreniny plagioklasov sú v *d'umbierskom* masíve všeobecne intenzívne sericitizované, intenzívnejšie ako napr. pri

albit-oligoklasoch, ktoré uzatvárajú poikilmaty sericitizovaných plagioklasov. Toto možno vysvetliť aj tým, že pri poikilmatoch plagioklasov sa uplatňovala polymetamorfóza.

K metasomatickým pochodom štádia tuhnutia žulovej magmy alebo pneumatolitického štádia tuhnutia pegmatitických a aplitických žíl patrí aj albitizácia mikroklinov, mikroklinizácia ortoklasov, pertitizácia ortoklasov a myrmekitizácia plagioklasov.

Vcelku sericitizácii podliehajú živce, najmä 1. po puklinách, 2. vo vnútri minerálu, 3. na okraji minerálu, 4. vo venčekovitej forme — zonárne, 5. v určitej časti minerálu, 6. na niektorých lamelách, 7. vcelku, resp. na celej ploche.

Voči sekundárnym zmenám sú veľmi odolné albit-oligoklasy a albity bez zrastov, ortoklasy, mikroklinizované ortoklasy a albitizované mikrokliny. Svoj čerstvý vzhľad si uchovávajú ešte aj v počiatočnom štádiu mylonitizácie. Iba v pokročilejšom štádiu mylonitizácie sa menia veľmi rýchlym prechodom na zmes sekundárných minerálov.

Spolu so sericitizáciou ide niekedy, najmä v blízkosti biotitov, aj sausu-ritizácia plagioklasov vo vzťahu k epidotizácii biotitu. Ide teda asi o autometasomatózu, ktorá je spôsobovaná tak ako aj pri sericitizácii plagioklasov (mimo magmatickej sericitizácie) agensom dynamometamorfných účinkov.

Zriedkavejšou premenou živcov je muskovitizácia a celkom zriedka kaolinizácia.

Treba vyzdvihnúť, že všetky tieto sekundárne premeny minerálnych súčiastok, kde agensom sú dynamometamorfné účinky, sústreďujú a vyskytujú sa spolu v tej časti minerálu, kde je jeho štrukturálna mriežka porušená, čiže kde sa prejavila jeho deštrukcia.

K intenzívnej epidotizácii biotitov, avšak aj k zintenzívnenej chemickej premene iných minerálnych súčiastok dochádza pri granodioritoch v blízkosti zavrásnených mezozoických útržkov. V priebehu týchto zlomových dislokácií, sprevádzaných intenzívnou mylonitizáciou, vyskytujú sa menšie hydrotermálne ložiská, napr. ložisko Konského grúňa a iné. Hydrotermálne roztoky, ktoré spôsobovali zrudnenie, mohli byť zároveň aj agensami metasomatických pochodov v minerálnych súčiastkach, najmä pri tvorení epidotov na mieste biotitov alebo epidotových žiliek a *impregnácií* v intergranulárnych priestoroch a puklinách.

Opísané hlavné typy minerálnych premien patria aj pre mylonity v zmapovanom území, prirodzene, že pri týchto pôjde najmä o výrazné premeny spôsobované agensmi *dynamometamorfných* účinkov a hydrotermálnych roztokov.

Druho hory sú v zmapovanom území zastúpené len zavrásnenými šošovkami *verfénskych kremencov* až *zlepencov* a malým útržkom mezo-

zoika Konského grúňa, pravdepodobne subtatranského. Všetky tieto výskyty sa nachádzajú v priebehu dvoch hlavných zlomových dislokácií smeru V—Z, ktoré sú príkro sklonené k severu. Uvedené poruchy priečne pretínajú Ludarovu hoľu, Štiavnickú horu a hrebeň Konského grúňa.

Hlavné výskyty kvarcitov sa nachádzajú na Štiavnickej hore, na obidvoch jej hrebeňoch, ktoré severovýchodným smerom spadajú do Štiavnickej doliny.

Rozsiahle plochy zaberajú *glaciálne a fluvioglaciálne nánosy*. Mohutné morénové valy sa nachádzajú v priebehu Ludarovej doliny, Bystrej doliny a Štiavnickej doliny. Zmapované územie má aj typický glaciálny reliéf. Najväčší ľadovec bol *ľadovec Ludarovej doliny*. V severných svahoch ústredného d'umbierskeho hrebeňa sú jeho dva veľké kary.

Podrobný opis pleistocénnych útvarov tohto územia možno nájsť v práci F. Vitásk a z roku 1921, alebo v záverečnej zpráve autora z roku 1956 v archíve GÚDŠ.

Tektonické pomery

Medzi tektonické formy ako prejavy varískej tektoniky patria najmä pukliny. Zlomové dislokácie sú charakteristické pre karpatskú tektoniku. Štúdium systémov puklín je skomplikované tektonickými prejavmi karpatskej tektoniky.

V zmapovanej časti d'umbierskeho žulového masívu som meral niekoľko systémov puklín.

1. Systém puklín približne s kolmým priebehom na B osi mega-antiklinály nízkotatranského masívu, smeru S—J, alebo niekoľko stupňov smeru SZ—JV s príkrym sklonom niekde k východu, inde k západu. Pukliny sú výrazné, často otvorené a alochtónne vyplnené. Zriedka možno pri nich nájsť pegmatity alebo aplity. Podľa týchto znakov sa môžu zaradiť do Q systému puklín (Cloos) alebo (010), resp. *ac* puklín (M á š k a, 1954).

2. Ďalší systém puklín je približne kolmý na prvý systém puklín. Pukliny majú príkry sklon s malými odchýlkami na sever, resp. na severozápad alebo na juh, resp. na juhovýchod. V blízkosti okraja žulového masívu alebo v samom okraji (v *prikontaktnej zóne*) tento smer sa uchyľuje až 40° na SV. Tieto pukliny sú tiež výrazné a možno ich označiť ako *S pukliny* (Cloos) alebo (100) pukliny (M á š k a).

3. Systém puklín s miernymi sklonmi má premenlivé smery a sklony. Merané boli aj iné systémy puklín nejednotných smerov a sklonov. Ich postavenie nie je ešte objasnené.

Odchýlky v smeroch a sklonoch systémov puklín spôsobili najmä dve príčiny: a) blízkosť okraja masívu, b) účinky mladej tektoniky karpatskej.

Už som uviedol, že prejavy karpatskej tektoniky majú zlomový charak-

ter. V západnej časti nízkotatranského masívu J. Koutek (1930) opísal aj vrásovú tektoniku.

Možno povedať, že karpatská tektonika sa prejavuje deštrukčným porušením hornín, teda mylonitizáciou a dislokačnou metamorfózou.

V zmapovanom území sú tri hlavné zlomové dislokácie pozdĺžne, smeru zhruba V—Z s veľmi malou úchylkou na severovýchod.

Najmohutnejšia je *trangošská zlomová dislokácia*. Zmapované územie sa jej dotýka len čiastočne, a to v závere Štiavnickej (v hornej polovici Svätotójskej) doliny, kde zvrásnené mezozoikum podlieha úplnej redukcii alebo uškripeniu. Túto redukciiu mezozoika *trangošskej synklíny* (Zoubek) dávam do súvisu s pozdĺžnou redukciiou *prikontaktnej zóny* v území „Hlavizeň“.

Tektonickým vyklínením prikontaktnej zóny sa migmatity *exokontaktnej zóny* dostávajú do priameho tektonického styku s granodioritovým masívom, čo je zvýraznené aj poklesom exokontaktnej zóny voči granodioritovému masívu a výverom mohutných prameňov na tomto tektonickom styku. Toto územie (svahy severne od Štiavnickej doliny, medzi územím Hlavizeň až sedlo, medzi Králičkou a Veľkým Gáplom na juhu, Ďumbierom na severe) intenzívne tektonicky namáhané, zvýraznené je aj morfológicky. Morfológický tvar, ktorý vznikol počas hlavných fáz karpatského vrásnenia, nezotrel ani ľadovec pleistocénneho zaľadnenia.

Dve ďalšie význačné zlomové dislokácie, doteraz neznáme, som vyma-poval na severných svahoch ústrednej časti Ďumbierskeho masívu. Ako som už uviedol, majú zavrásnené útržky mezozoika a zrudnenie, ktoré sa viaže na priebeh týchto zlomových dislokácií.

Menšie zlomy, resp. zlomové dislokácie relatívne mladšie ako pozdĺžne, v zmapovanom území sú najmä na hrebeni Konského grúňa, kde pretínajú pozdĺžne zavrásnené mezozoikum a v ústrednej časti Ďumbierskeho masívu najmä medzi kótou 2028 a kótou 2045. Tieto poruchy majú smer približne kolmý na pozdĺžne zlomové dislokácie a sú sprevádzané opäť mylonitmi a niekde aj Fe-zrudnením.

Mylonity severovýchodného okraja masívu vznikli pri presúvaní mezo-zoických mäs počas hlavných fáz karpatského vrásnenia.

Rudné výskyty a ich zrudnenie

V zmapovanom území som zistil dva druhy zrudnenia:

- a) sideritické zrudnenie (drobnozrnný limonitizovaný siderit a limonit),
- b) sulfidicko-sideritické zrudnenie (tetraédrit, chalkopyrit, siderit, baryt).

a) *Sideritické zrudnenie*. Toto zrudnenie sa geneticky viaže na vznik

a priebeh zlomových dislokácií karpatského veku. Význačnejšie výskyty sú na Ludarovej holi, kde je niekoľko menších šošoviek limonitizovaného sideritu a limonitu v mylonitoch niekoľko desiatok metrov širokého pásma.

Ďalší výskyt je vo verfénskych kremencoch Štiavnickej hory. Na tomto výskyte boli v nepatrnom zastúpení okrem sideritu zistené aj tetraédrit a hematit (len minerograficky A. Grenar).

b) *Sulfidicko-sideritické zrudnenie*. Tento typ zrudnenia sa nachádza len v mylonitoch Konského grúňa a zasahuje až do verfénskych kremencov.

Hlavným rudným minerálom je tetraédrit. Tvorí jemné impregnácie v kremennej hlušine. Pozostáva z nepravidelných alotriomorfne obmedzených zrn. V mnohých prípadoch je zatlačovaný chalkopyritom, ktorý do neho laločne vniká.

Chalkopyrit má podstatne menšie zastúpenie ako tetraédrit. Predstavuje opäť nepravidelné zrníčka impregnačného charakteru.

Bornit bol zistený len v jednom prípade. Má zaguľatený tvar a nachádza sa na rozhraní kremeňa a tetraédritu.

Okrem opísaných minerálov je prítomné niečo barytu, pravdepodobne v dvoch generáciách a sideritu.

Malachit a azurit sa hojne vyskytujú ako jemné povlaky na puklinách, avšak aj v impregnačnej forme.

Paragenetické pomery sa nemôžu dostatočne objasniť preto, lebo ide len o haldový materiál. Banské diela nie sú prístupné.

ZÁVER

Geologickým mapovaním v ústrednej časti Ľumbierskeho masívu boli zistené tieto hlavné štrukturálne poznatky:

Ľumbiersky granodioritový masív má pozdĺžne pretiahnutý kopulovitý tvar s odlišne petrograficko-faciálne vyvinutými okrajmi, na juhu v podobe migmatitov prikontaktnej a exokontaktnej zóny, na severe najmä v odlišnom petrograficko-faciálnom vývine leukokrátnejších drobnozrných a dvojsľudných granodioritov.

Jadro Ľumbierskej intrúzie tvoria prevažne strednozrné biotitické granodiority až kremité diority.

Severný okraj granodioritového masívu prikrývajú prevažne presunuté druhohorné série. Kryštálický obal jemnozrných, kremitých pararúl biotitických s dlaždičkovitým usporiadaním zrn, vystupuje len na niektorých úsekoch v nepatrných výskytoch.

V ústrednej časti masívu sú pozdĺžne septy, resp. xenolity magmaticky pohlteného a granitizovaného, pôvodného, kryštálického obalu (v dnešnom štádiu predstavujú už len ich korene).

Ďumbiersky granodioritový masív nebol presunutý z juhu (Zoubek, 1951). Jeho okrajové zóny svedčia o tom, že Ďumbierska intrúzia sa odohrávala od severu na juh. Intrúzia bola sprevádzaná intenzívnymi tlakmi, ktoré spôsobili usmernenie petrograficko-faciálnych súčiastok granodioritového masívu vcelku v smere V—Z.

Systémy puklín, najmä *Q*, *S* a *L* (Cloos) alebo (010), (100), (001) (Máška) sú prejavom najmä variskeho orogénu. Zlomové dislokácie, resp. iné tektonické zásahy zlomového charakteru v masíve sú karpatského stária. Na posledné sa viažu Fe a Cu, Fe zrudnenie má teda karpatský vek. Spôľahlivým dôkazom karpatského veku ložiskových výskytov zmapovaného územia je prenikanie rudných žíl, šošoviek a impregnácií do zavrásneného mezozoika v priebehu spomínaných zlomových dislokácií v území Konského grúňa, Štiavnickej hory a Ludarovej holi.

3. IV. 1936

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATURA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., Matějka A.: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna SGÚ, 13, Praha 1931.
- Kettner R.: Geologie Tater, Praha 1931. Geologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Knihovna SGÚ, 13, Praha 1931.
- Koutek J.: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sbor. SGÚ, 9, Praha 1930.
- Matějka A.: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. SGÚ, 7, Praha 1927.
- Michalík A.: Stosunek granitu do pokrywy lupków krystalicznych w Tatrach. Acta Geol. Polonica, 2, Warszawa 1952.
- Michalík A.: Cios krystaliniku Tatr polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne. Panstw. inst. geol. Biuletyn 84, Warszawa 1952.
- Papp K.: Die Eisenerz — und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest 1919.
- Štúr D.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberon Waag- und Gran-Thale. Jahrb. der. k. k. geol. Reichsanst., 19, Wien 1869.
- Vitásek Fr.: O starých ledovcích na Ďumbíru. Sborník Čsl. spol. zem., roč. 1921.
- Zoubek V.: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník SGÚ, 12, 6, Praha 1936.
- Zoubek V.: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy, Věstník SGÚ, 12, 3—4, Praha 1936.
- Zoubek V.: Dva nálezy rud v mesozoiku Ďumbierské zony. Věstník SGÚ, 13, 4—5, Praha 1937.
- Zoubek V.: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ÚÚG, 26, Praha 1951.
- Zoubek V.: Předběžná zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Věst. SGÚ, 28, Praha 1953.
- Zoubek V.: II. zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Zprávy o geol. výzkumech, Praha 1953.

СООБЩЕНИЕ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ДЮМБИЕР

Статья посвящена рассмотрению вопросов, которые встают при геологическом картировании центральной части массива Дюмбиер, представляющего собой кристаллическое ядро Низких Татр.

Геологическое картирование производилось главным образом к северу от группы самых высоких вершин Низких Татр — Дюмбиера, высоты 2045 м, высоты 2028 м — и в районе Штиавницкой долины, особенно к западу от нее.

Геологическое картирование массива Дюмбиер принесло следующие важные данные, касающиеся его структуры: гранитный массив Дюмбиер имеет форму купола, вытянутого в продольном направлении; петрографическо-фациальное развитие его краевых зон неодинаково — на юге выступают мигматиты приконтактной и экзоконтактной зон, на севере — более лейкократовые мелкозернистые двуслюдяные гранодиориты. Ядро дюмбиерской интрузии состоит по большей части из среднезернистых пород, варьирующих от гранодиоритов до кварцевых диоритов. На северный край гранодиоритового массива налегают мезозойские серии, главным образом надвинутые. Небольшие выходы кристаллического плаща из тонкозернистых биотитовых кварцевых парagneйсов с торцовым расположением зерен наблюдаются лишь на некоторых участках. В центральной части массива встречаются продольные глыбы или ксенолиты, представляющие собой погружившиеся в магму и гранитизированные части первоначального кристаллического плаща.

Дюмбиерский гранодиоритовый массив не был надвинут с юга (Зоубек 1951). Наблюдения в краевых зонах показывают, что интрузия продвигалась от севера к югу. Развившееся при внедрении магмы интенсивное давление было причиной общей ориентировки петрографическо-фациальных элементов гранодиоритового массива в восточно-западном направлении.

Системы трещин, в частности Q, S и L (Клосс) или (010), (100), (001) (Машка) возникли главным образом при варисских орогенических движениях. Разломы и некоторые другие дислокации массива приурочиваются к карпатскому времени. Руды Fe и Cu находятся в связи с дислокациями — значит и оруденению нужно приписать карпатский возраст. Это подтверждает и проникновение жил, линз и импрегнаций в мезозой, массы которого оказались зажатыми вдоль дислокаций на склонах Конский грунь, Штиавница Гора и Лударова Голя.

3. IV. 1956

*Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

DUŠAN KUBÍNÝ

BERICHT ÜBER DIE UNTERSUCHUNG DES ZENTRALTEILES DES DÜMBIER-GEBIRGES

Der vorgelegte Bericht behandelt hauptsächlich die Problematik, die beim geologischen Kartieren des Zentralteiles des Dumbier-Massives im Kerngebirge der Niederen Tatra auftauchte.

Das geologische Kartieren wurde hauptsächlich nördlich von der Gruppe der höchsten Gipfel der Niederen Tatra — Ďumbier, Kote 2045 m, Kote 2028 m und in weiterer Umgebung des Tales Štiavnická dolina, besonders nach Westen, durchgeführt.

Durch geologische Kartierung wurden folgende strukturelle Erkenntnisse festgestellt:

Der Granitmassiv des Ďumbier-Gebirges hat die Form einer länglich gedehnten Kuppel mit verschiedenartig petrographisch-faziell entwickelten Rändern, südlich in der Form der neben- und exokontakten Migmatitzone, nördlich hauptsächlich mit einer verschiedenartigen petrographisch-faziellen Entwicklung der feinkörnigen, doppelglimmerigen, leukokrateren Granodiorite.

Den Kern der Ďumbier-Intrusion bilden überwiegend mittelkörnige biotitische Granodiorite bis Quarzdiorite. Der nördliche Rand des granodioritischen Massives wird durch überwiegend überschobene mesozoische Serien bedeckt. Die kristalline Hülle der feinkörnigen, biotitischen, quarzigen Paragneise mit pflasterförmig geordneten Körnern tritt nur stellenweise in geringen Vorkommen auf.

Im Zentralteil des Massives befinden sich Längssepten, resp. Xenolithe der magmatisch verschlungenen und granitisierten, ursprünglichen kristallinen Hülle (im heutigen Stadium stellen sie schon bloss ihre Wurzeln dar).

Der Granodioritmassiv des Ďumbier-Gebirges wurde nicht vom Süden überschoben (Zoubek 1951). Seine Randzonen bezeugen, dass sich die Intrusion vom Norden nach Süden abgespielt hat. Die Intrusion wurde durch intensive Drücke, die eine Regelung der petrographisch-faziellen Bestandteile des Granodioritmassives in O—W Richtung verursacht haben, begleitet.

Das System der Klüfte, besonders *Q*, *S* und *L* (Cloos) oder (010), (100), (001) (Máška), ist eine Äusserung hauptsächlich des variszischen Orogenes. Die Bruchdislokationen, resp. andere tektonische Äusserungen eines Dislokations- und Bruchcharakters in dem Massive, sind karpatischen Alters. An die letzten ist die Fe- und Cu-, Fe-Vererzung gebunden. Einen verlässlichen Beweis des karpatischen Alters der Lagerstätten im kartierten Gebiete bildet das Durchdringen der Erzgänge, -linsen und -imprägnationen in das gefaltete Mesozoikum längs der erwähnten Bruchdislokationen im Gebiete der Berge Konský grúň, Štiavnická hora und Ludarova hoľa.

3. IV. 1956

*Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

LUDOVÍT ADAM — JOZEF PTÁK — JÁN ŠALÁT

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ ÚZEMIA SEVEROZÁPADNE OD TISOVCA VZHLADOM NA RUDNÝ VÝSKYT NA VRCHU MAGNETOVÁ

(Ruské a nemecké resumé)

Územie severozápadne od Tisovca bolo od začiatku XVII. storočia predmetom čulého bádania. O tom svedčia nielen početné staré haldy, zavalené štôlne a pingové polia, ale aj miestne pomenovania dolín a vrchov, napr. Magnetová, Kyzová, Huta vrch, Strieborná dolina a iné. S mnohými prestávkami sa tu dolovali rôzne rudy až do roku 1893.

Zo staršej literatúry o tisoveckom ložisku železných rúd jestvuje len niekoľko menších publikácií a posudkov (Maderspach, 1880—1886, Papp, 1919, Slavík, Ulrich, 1923, Slavík, 1939, Pouba, 1953). Petrografických problémov sa dotýka Jungmannova práca (1912).

Po stránke petrografickej aj čo sa týka zrudnenia, toto územie je veľmi podobné Štiavnickému ostrovu. Táto okolnosť, ako aj otázky spojené s riešením genézy skarnových ložísk magnetitu a iných rúd, viedli nás k podrobnejšiemu výskumu tohto územia. Preto sme v rokoch 1953—1954 podnikli orientačné mapovacie túry a v rokoch 1954—1955 sme konali podrobné mapovacie práce, ktoré boli zamerané na presné ohraničenie dioritového pňa, ako aj na vymedzenie rozsahu a kontaktných účinkov eruptívnych hornín.

Mapovacie práce sa robili na území medzi Huta vrchom a dolinou Furmanec. Južná hranica prebieha na úrovni ústia Kačkovského potoka do Striebornej doliny, severná hranica sa tiahne za Čertovým vrchom a Kučelachom.

Územie je budované:

1. staršími kryštalicými bridlicami,
2. hercýnskou žulovou intrúziou s bázickými diferenciátmi,
3. obalovými sériami mladopaleozickými (karbón, perm),
4. mezozoikom (je zastúpený len trias),
5. vyvrelými horninami (diorit, andezit).

Žulový masív, ktorý je v strede územia, na severe je pokrytý mohutnou kryhou triasových vápencov (Čertov vrch, Kučelach) a tiež na juhu (vrch

Kastier). V západnej časti v nadloží žúl vystupujú sedimentárne obaly mladšieho paleozoika a spodného triasu v podobe detritických suchozemských sedimentov.

Celé územie preráza súvislý pruh mladších erupčných hornín v približnom smere V—Z. Sú to jednak menšie intrúzívne telesá dioritu a kremitého dioritu potriasového veku, jednak ich efúzívne ekvivalenty v podobe andezitu. Vyvrelé horniny budujú Swenglo vrch, Magnetovú a južnú časť Huta vrchu až ku Kačkavskej doline a ďalej vystupujú na severe územia medzi dolinami Pálenica a Čertová dolina. V žule sa dajú sledovať i menšie andezitové žily, ktoré majú približný smer SZ—JV a vystupujú ojedinele aj západne od Rovnianskeho potoka.

Na geologickej mape sme podrobne vymedzili dioritové teleso na južnom svahu Huta vrchu, ktoré prechádza na obidve strany Strieborného potoka a v menších masívkach sa tiahne až na Magnetový vrch. Diorit kontaktne metamorfuje žulu. Početné sú aj väčšie žulové enklávy v kontaktnom rohovci na styku dioritu so žulou. Triasové vápence v Kyzovej doline sú tiež následkom kontaktných účinkov dioritu v širokom pásme silne mramorizované a bližšie ku kontaktu premenené až na rohovec, erlány alebo skarny, ktoré sú bohaté na granáty, pyroxén a magnetit.

Obalové horniny vrchného paleozoika, ako aj spodnotriasové kremence na severných a južných svahoch Magnetového vrchu, sú tiež silne kontaktne pyrometamorfované a zmenené na šedé rohovec. Kontaktné dvory dosahujú mocnosť aj niekoľko metrov a prechádzajú do celkom nepretavených reliktov po pôvodnej hornine.

Pri osamelom väčšom výskyte granáticko-pyroxenického andezitu v severnej časti územia (Čertová dolina) na styku s triasovými vápencami sme nepozorovali žiadne kontaktné premeny. Domnievame sa, že by tu mohlo ísť o tektonický styk.

Tektonické línie v žule sa vyznačujú silnými mylonitovými pásmami a aj vo vápencoch často nachádzame kavernózne vápence (rauvacky), ako napr. v doline Furmanec a v severnej časti Striebornej doliny.

Pochody pneumatohydatogénnej a kontaktnej metasomatózy sa prejavili tiež v okolitých detritických sedimentoch zreteľnou turmalinickou aureolou. Zvlášť karbónske metakvarcity a verukánske arkózy sú bohaté na makroskopické ihličky skorylu, ktorý je umiestený v plochách foliácie.

Najsilnejšie zmeny prebiehali v samej blízkosti dioritových pňov alebo v ich apofýzach. Dochádza tu k značnej diferenciacii magmy v samom diorite, v ktorom sa odzrkadľuje aj priamy vplyv okolitých hornín. Vystupujú tu totiž hrubozrnné a jemnozrnné variety, ba dokonca diorit prechádza až do kremitého dioritu tam, kde bola asimilácia žulového okolia značná. Andezity sú zastúpené tiež niekoľkými odrodami. Na ich zloženie mali bezpro-

stredný vplyv okolité horniny, z ktorých sa v andezitoch nachádzajú hojné zatavené úlomky. Predpokladáme, že andezity patria k jednej erupčnej fáze a ich rôzne petrografické zloženie si vysvetľujeme diferenciáciou magmy v lávových prúdoch. Rozlišovali sme: amfibolicko-pyroxenický andezit, ktorý prechádza do porfyrickej odrody s veľkými vyrastlicami amfibolu, ďalej granátický andezit (často autometamorfovaný) a hyalinný biotit — granátický andezit.

Zrudnené pásma majú bezprostredný vzťah k skarnovým a k erlánovým horninám. V skarnoch sa vyskytuje magnetit, pyrhotín, pyrit (staré pingy Magnetového vrchu). Okrem magnetitu sme predbežným vyhodnotením haldového materiálu v okolí Mašnovej štôlne zistili zrudnenie s paragenézou: pyrit, sfalerit, galenit, rodochrozit a častý je tu aj turmalín.

Môžeme povedať, že sa teda v bezprostrednom styku dioritu s triasovými vápencami odohrávali metasomatické pochody, ktoré boli sprevádzané vyľučovaním magnetitu, kým v kremito-sulfidickom štádiu dochádzalo k obohateniu ložísk pyritom, pyrhotínom, sfaleritom (bohatým na Fe) a galenitom. Tieto minerály patria už k hydrotermálnym produktom.

Kontaktná metasomatóza sa tu potvrdzuje aj veľmi nepravidelným tvarom ložiska.

ZÁVER

Z predbežných prác vidieť, že zrudnenie je skutočne geneticky späté s dioritovou intrúziou potriasového veku. Vek však nie je možné stanoviť bližšie, a to pre nedostatok vrchných členov mezozoika. V budúcnosti bude treba sledovať vulkanické horniny v širšom okolí a použiť snáď aj analógiu z ostatných našich aj rumunských lokalít, ktoré sú s výskytom pri Tisovci petrograficky takmer totožné. V laboratórnych prácach sa pokračuje.

30. III. 1956

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty Vysokej školy technickej,
Košice*

LITERATURA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Maderspach L., 1880—1886: Eisenerzlagertstätten in Ungarn. Budapest. Die königl. ung. Aerarial-Bergwerke von Tiszolcz. Földtani közlöny, 16.
Junghann H., 1912: Das Eruptivgebiet von Tiszolcz (Komitat Gömör) Ungarn. Neues Jahrbuch, 33.
Slavík F., Ulrich F., 1923: Posudek o kutacích pracích u Tisovce na Slovensku. (Rukopis).

- Zorkovský B., 1950. Chemická povaha granátov z granatického andezitu od Tisovca a Šiatoroša. Geologický sborník, roč. I, 2—3—4.
- Pouba Z., 1951—1953: Geologie střední části Muránské plošiny. SÚŮG, XVIII.
- Slavík F., 1951: Nerastopis a ložiská užitekových minerálov Slovenska. Matica slovenská, Martin.

Л. АДАМ—И. ПТАК—И. ШАЛАТ

**ОТЧЕТ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ,
РАСПОЛОЖЕННОЙ К СЕВЕРО-ЗАПАДУ ОТ г. ТИСОВЕЦ, КОТОРОЕ БЫЛО
ПРОИЗВЕДЕНО ГЛАВНЫМ ОБРАЗОМ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ
ГОРЫ МАГНЕТОВА**

На территории, расположенной к северо-западу от городка Тисовец, были точно оконтурены изверженные породы и прослежено их отношение к оруденению. Установлено, что наличие магнетита, пирита, пирротина, сфалерита, галенита и других руд связано со штоком диорита. Возраст последнего, безусловно послетриасовый, но более точно определить его не удалось из-за отсутствия верхних членов мезозойской толщи. На территории выделены также древнепалеозойские кристаллические сланцы, интрузивное тело герцинского гранита и серии оболочки, состоящие из верхнепалеозойских и мезозойских слоев.

30. III. 1956

*Кафедра геологии и минералогии горного
факультета политехникума,
г. Кошице*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

LUDOVÍT ADAM — JOZEF PTÁK — JÁN ŠALÁT

**BERICHT ÜBER GEOLOGISCHE KARTIERUNG DES GEBIETES NORDWESTLICH
VON TISOVEC MIT RÜCKSICHT AUF DIE ERZVORKOMMEN AM BERGE MAGNETOVÁ**

Im Gebiete nordwestlich von der Stadt Tisovec, in der Umgebung des Berges Magnetová wurden die eruptiven Gesteine detailliert begrenzt und ihre Beziehung zur Vererzung studiert. Es wurde festgestellt, dass die Magnetit-, Pyrit-, Pyrrhotin-, Sphalerit-, Galenit- u. a. Vererzung an den Dioritstock gebunden ist. Das Alter des Dioritstockes ist verlässlich nachtriadisch, aber seine genauere Eingliederung ist vorläufig infolge Mangels an höheren mesozoischen Gliedern nicht möglich. Ausserdem wurden im Gebiete altpaläozoische kristalline Schiefer, herzynische Granitintrusion, jungpaläozoische und mesozoische Hüllenserien unterschieden.

In der Auswertung des Materiales wird im Laboratorium fortgesetzt.

30. III. 1956

*Katheder für Geologie und Mineralogie
der Bergmännischen Fakultät
der Technischen Hochschule,
Košice*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JOZEF PTÁK

**VÝSKYT MANGÁNOVÝCH RŮD V TRIASOVÝCH KVARCITOCH
ČIERNEJ HORY MEDZI MARGECANMI A KLUKNAVOU
A NÁZORY NA VZNIK LOŽÍSK SEDIMENTÁRNYCH Mn-RŮD
V POPRADSKEJ KOTLINE**

(Ruské a nemecké resumé)

Pri mapovacích prácach v západnej časti kryštalinika Čiernej hory som sa stretol so zaujímavým rudným výskytom: kakiritické pásmo triasových kvarcitov juhozápadne od kóty 546 (medzi potokmi Čerčák a Hlboká dolina) je zrudnené pyroluzitom (kryštalická odroda polianit), ktorý je sprevádzaný barytom. Ostrohranné úlomky triasových kvarcitov sú tmelené pyroluzito-barytovou výplňou do maximálnej mocnosti 10 mm. Agregáty ihličkovitých kryštálov pyroluzitu sú drúzovite alebo lúčovite usporiadané a dosahujú dĺžku až 10 mm. Chalkografickým výskumom bola stanovená táto sukcesia minerálov: 1. vylučovanie kryštalického pyroluzitu, 2. vylučovanie kolomorfných Mn-oxydov a Fe-hydroxydov a 3. vylučovanie barytu. Pomer spekularitu k týmto komponentom nebol zistený.

Toto zrudnenie je neďaleko od siderito-spekularito-sulfidických rudných žíl, ktoré patria k spišsko-gemerskej rudnej oblasti a ktorých vek je až pospodnotriasový a predeocénny (Zoubek, 1937). Domnievam sa, že je s nimi geneticky späté, a že patrí k vyššiemu teplotnému albit-muskovit-turmalinickej subepoche, ktorá spôsobila tiež premenu sideritu na spekularit a ktorá zapríčinila mohutný odnos Mn zo sideritu až do najvrchnejších častí rudných žíl. Vplyvom oxydácie sa dvojmocný mangán v týchto vrchných partiách žíl vylučoval v podobe štvormocných oxydov. Za ním nasledoval nízkotemperovaný baryt.

Chemické analýzy sideritu a spekularitu Spišsko-gemerského rudohoria ukázali, že hydrotermálne produkty sú dosť bohaté na mangán (od 1,5 do 3,5 %). Nahromadenie Mn v dôsledku ľahkej migrácie mangánu a vplyvom hypergénnych pochodov je zvlášť v partii blízkej k povrchu, teda aj v gosánoch značné a mnohokrásy sa aj zdvojnásobňuje.

Táto okolnosť ma vedie k domnienke, že sedimentárne mangánové rudy v Popradskej kotline môžu byť geneticky späté s východmi siderito-sulfidických žíl Spišsko-gemerského rudohoria. Hypergénne pochody za podmienok lateritického vetrania v paleogéne prebiehali značne rýchle. K ich

odnosu značnou mierou prispieva eocénna transgresia, ktorá denudovala horniny Spišsko-gemerského rudohoria. Tak sa dostáva mangán najmä v disperznom stave alebo v podobe koloidov a čiastočne tiež v pravých roztokoch do paleogénneho mora. Dôkaz, že Spišsko-gemerské rudohorie bolo v paleogéne odkryté a vystavené silnému odnosu materiálu, je zrejmý z analýz valúnov bazálnych eocénnych zlepcov pri Kluknave a inde. Materiál z väčšej časti pochádza z hornín Spišsko-gemerského rudohoria a Ivanov (1954) dokonca opisuje odtiaľ valún ankerito-kremitej žilnej výplne. Mne sa tiež podarilo na kóte 619 (severne od Kluknavy) nájsť v bazálnom paleogéne valún spekularitu o priemere 12 cm.

Predpokladám, že rozrušovanie sideritových žíl a gosánov, ako aj odnos jemne rozptýleného materiálu do priaznivých pobrežných oblastí eocénneho mora mohli spôsobiť nahromadenie aj väčších vrstiev mangánových sedimentárnych rúd. K tomuto anomálnemu nahromadeniu mohli prispieť do určitej miery aj blízke bázické horniny (názor Ilavského, 1950) a snáď aj obsah Mn vylúhovaný z tatranských žúl (názor Munka, 1932).

Je však dosť ťažké úlohu koncentrácie mangánu v Kišovciach a Švábovciach pripisovať len eruptívnym horninám, ktoré obsahujú iba 0,05—0,28 % MnO, kým v sideritových žilách a v ich gosánoch sa obsah MnO pohybuje do niekoľkých percent.

Konta (1951) vykonal dôkladnú analýzu mangánových rúd švábovského ložiska a na základe diferenciálnych termických analýz zistil striedanie sa karbonátových vrstvičiek s oxydicko-sulfidickými vrstvičkami. Vidieť, že časté opakovanie fyzikálno-chemických podmienok v dobe sedimentácie úzko súvisí so zmenami v morských prúdoch, ktoré prinášali terigénny materiál. Na základe obsahu Mn vo vrstvičkách Konta (1951) konštatuje, že mangán bol prinášaný z pevniny so značnou pravidelnosťou, čo by opäť nasvedčovalo sústavnému denudačnému procesu hornín bohatých na mangán. O intenzívnom prínose látok z pevniny svedčí aj značné množstvo SiO₂, ako aj iný klastický materiál.

Môj názor ďalej podporuje značné nahromadenie Mn rúd v bezprostrednej blízkosti Spišsko-gemerského rudohoria, kým ostatné územia centrálného karpatského flyša sú na Mn výskyty chudobnejšie.

30. III. 1956

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty Vysokej školy technickej,
Košice*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Quring H., 1920: Die tertiären Manganerzlagernstätten bei Kisocz am Nordrand der Niederen Tatra. Zeitschrift für praktische Geologie.

- Munk R., 1932: Ložisko manganové rudy u Kišovců na Slovensku a jeho genese, Praha.
 Ulrich F., Munk R., 1936: Die Manganerzlagertstätten im Gebiete der čechoslowakischen Nordwestkarpathen und ihre Genesis. Sonderdruck „Schläger u. Eisen“, Teplitz-Schönau.
 Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mezozoiku d'umbierské zony. Věstník SGÚ XIII, Praha.
 Ilavský J., 1950: Geologické pomery v okolí Šváboviec. Geol. sbor. I, 1, Bratislava.
 Konta J., 1951: Thermické studium sedimentární manganové horniny od Švábovců. Sbor. Ústřed. úst. geol., XVIII, Praha.

ИОЗЕФ ПТАК

**О МАРГАНЦЕВЫХ РУДАХ В ТРИАСОВЫХ КВАРЦИТАХ МАССИВА ЧИЕРНА ГОРА
 МЕЖДУ г. МАРГЕЦАНЫ и сел. КЛУКНАВА И О ВЗГЛЯДАХ НА ОБРАЗОВАНИЕ
 ОСАДОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В ПОПРАДСКОЙ
 КОТЛОВИНЕ**

В триасовых кварцитах западной части центрального кристаллического массива Чierna Гора мною было обнаружено пиролюзитово-баритовое оруденение. Я считаю, что это месторождение представляет собой самую верхнюю часть гидротермальных жил с сидеритом, сульфидами и баритом, которые, повидимому, относятся к металло-генической провинции Спишско-Гемерских Рудных гор. Скопления марганца наблюдаются в верхних частях сидеритовых жил и их железных шляпах; это наводит меня на мысль, что осадочное месторождение марганцевых руд Попрадской котловины может быть связано с гипергенными и денудационными процессами, постигшими эти жилы.

30. III. 1956

*Кафедра геологии и минералогии горного
 института, Политехнического института,
 Кошице*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JOZEF PTÁK

**MANGANERZVORKOMMEN IN TRIADISCHEN QUARZITEN DES GEBIRGES ČIERNA HORA
 ZWISCHEN MARGECANY UND KLUKNAVA UND DIE ANSICHTEN ÜBER
 DIE ENTSTEHUNG SEDIMENTÄRER Mn-ERZLAGERSTÄTTEN IM POPRADEN BECKEN**

Im westlichen Teile des Kerngebirges Čierna Hora habe ich eine Pyrolusit- Baryt- vererzung in triadischen Quarziten gefunden. Dieses Vorkommen halte ich für den obersten Teil sideritisch-sulfidisch-barytischer hydrothermaler Gänge, die sich wahrscheinlich zur metallogenetischen Gangprovinz des Zips-Gömörer Erzgebirges gesellen. Da sich Mangan eben in den oberen Teilen der Sideritgänge und in ihren eisernen Hüten anhäuft, taucht die Vermutung empor, ob die sedimentäre Mn-Vererzung im Becken von Poprad nicht mit den hypergenen und Denudationsprozessen dieser Gänge zusammenhängt.

30. III. 1956

*Katheder für Geologie und Mineralogie
 der Bergmännischen Fakultät an der
 Technischen Hochschule,
 Košice*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

MILOSLAV BÖHMER — JÁN MICHALOV

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O VÝSKUME ŽÍL FERDINANDOVEJ ŠACHTY V KREMNICI

(*Ruské a nemecké resumé*)

V rámci výskumu ložísk Kremnicko-štiavnického rudohoria sme robili roku 1955 výskum žilného systému Ferdinandovej šachty v Kremnici.

Zlatonosné kremenné žily otvorené Ferdinandovou šachtou tvoria samostatnú skupinu oddelenú od hlavných kremnických žíl, ako Hlavnej a Schrämenovej, asi 650 m širokým bezrudným pásom. Žily ležia priamo pod mestom Kremnica, preto priame pozorovanie východov žíl nie je možné. Na rozdiel od hlavných kremnických žíl, ktorých smerná dĺžka je až 6 km, skupina žíl Ferdinandovej šachty má relatívne malú smernú dĺžku — iba okolo 1,5 km.

Hlavné žily otvorené teraz banskými dielami Ferdinandovej šachty sú: Zlatá, Zigmundova, Helena, Laura, Viktor a Rudné žily.

Generálny smer žilného systému obdobne ako pri Hlavnej a Schrämenovej žile je S—J, sklon 55—60° na východ. Odchýlky od tohto generálneho smeru sú však časté. Časť žíl (Rudná, Zlatá) majú smer 30—40°, časť okolo 330° (Zigmundova, Viktorova). Ani priečne žily nie sú zriedkavosťou. Z význačnejších žíl, napr. Laura žila má smer 135°. Priemerná mocnosť žíl je iba 1—1,5 m, teda značne menšia ako mocnosť Hlavnej a Schrämenovej žily.

Okolité horniny. Žily Ferdinandovej šachty v teraz prístupných banských dielach ležia v premenenom pyroxenickom andezite. V menšom množstve je prítomný afanitický pyroxenický andezit. Podľa Fialu (1949) oba typy patria do prvej, najstaršej skupiny andezitov.

Starší pyroxenický andezit je makroskopický, podľa stupňa hydrotermálnej premeny, tmavošedej, svetlozelenej a pri kaolinizovanom andezite svetlošedej farby. Mikroskopicky je to hornina s porfyrickou štruktúrou, s pylotaxickou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice sú tvorené plagioklasmi a pyroxénmi. Plagioklasy, ktoré patria andezínu, sú silne zatlačené zmesou sekundárnych minerálov sericitu, kaolínu, kalcitu a kremeňa. Pyroxény

zastúpené hypersténom sú tiež veľmi intenzívne rozložené, a to najmä v zmes chloritu a kalcitu.

Podobný petrografický charakter má aj afanitický pyroxenický andezit. Býva však veľmi slabo postihnutý hydrotermálnou premenou.

Dôležitý je nález asi 2 m mocnej polohy tufitu a zlepenca na Viktorovej žile, ktorá tvorí vložku v silne zmenených, nesúdržných horninách, s neistou genézou. Nevylučuje sa možnosť, že časťou týchto hornín sú silne rozložené pyroklastiká. Túto otázku budeme ešte podrobne sledovať.

Geologická štruktúra žilného systému. Už z podaného všeobecného opisu úložných pomerov vyplýva, že geologická štruktúra žilného systému Ferdinandovej šachty je dosť zložitá. Vyznačuje sa zložitou morfológiou žíl, ktoré často menia smer, sklon, mocnosť a na mnohých miestach vytvárajú zložité žilníky. Predrudné mineralizované tektonické línie sú ešte komplikované intermineralizačnou tektonikou, ktorá sa na niektorých žilách uplatnila veľmi intenzívne. Ako uvidíme ďalej, prejavy intermineralizačnej tektoniky umožňujú tvorbu kremeňa žilnej výplne rozdeliť do dvoch hlavných období. Na niektorých miestach sú náznaky toho, že intermineralizačná tektonika mala aj dislokačný charakter. To sa prejavuje tým, že žily, na ktorých je zastúpená mladšia kremenná perióda, môžu dislokovať žily tvorené staršou kremennou periódou.

Porudná tektonika, t. j. vôbec nemineralizované tektonické línie, na žilách Ferdinandovej šachty sú zastúpené veľmi slabo. Väčšina ťažkostí pri sledovaní žíl je spôsobená ich morfológickou zložitou, prerušovaním a novým nasadzovaním a nie porudnou dislokačnou tektonikou.

Paragenetické pomery na žilách Ferdinandovej šachty. Uviedli sme, že v dôsledku intermineralizačnej tektoniky je možné rozlíšiť v žilnom kmeni dve hlavné periódy, a to: I. kremennú periódu a II. kremennú periódu.

I. kremenná perióda je tvorená kompaktným svetlošedým kremenom so značným obsahom jemnozrnného zlatonosného pyritu.

Mikroskopicky kremeň prvej kremennej periódy vytvára jemnozrnný agregát a'otriomorfných kremenných zŕn, často undulózne zhášajúcich. Pri mikroskopickom pozorovaní vidieť, že šedá farba kremeňa okrem intenzívnej impregnácie pyritom je spôsobená pigmentom sekundárnych minerálov, najmä sericitu, kaolínu, menej chloritu, vystupujúcich najmä na intergranulárach kremenných zŕn. Koncentrácia sekundárnych minerálov a pyritu je najväčšia na miestach rozložených úlomkov okolitej horniny.

Zlato, ktoré je v kmeni a v pyrite tejto periódy, je dispergované v submikroskopických časticiach, preto mikroskopický rozbor nemôže prispieť na jeho štúdium. V porovnaní s ďalšou, II. kremennou periódou, pozoruhodná je mineralogická jednotvárnosť I. kremennej periódy.

II. kremenná perióda. Kremeň II. kremennej periódy najčastejšie vyplňa pukliny v kmeni staršej kremennej periódy, tmelí jej úlomky a vytvára tiež samostatné žily. Jeho rozšírenie je teda podmienené uplatnením sa nevelkých tektonických pohybov, ktoré prebiehali po vykryštalizovaní I. kremennej periódy; aj týmto možno vysvetliť značnú nerovnomernosť rozšírenia kremeňa tejto periódy a viditeľného zlata naň viazaného.

Kremeň II. kremennej periódy sa makroskopicky vyznačuje bielou farbou, značnou hrubozrnnosťou a častou prítomnosťou drúzových textúr. Celkový charakter II. kremennej periódy ukazuje, že k jej vzniku došlo vtedy, keď už hydrotermálna premena okolitej horniny skoro neprebiehala. Pochody metasomatózy počas vzniku II. kremennej periódy sa prakticky nevyskytujú, ide vždy o vyplnenie voľných priestorov. Prevažná časť kremeňa II. kremennej periódy prakticky neobsahuje žiadne rudné minerály, avšak tým prekvapivejšia je mineralogická pestrosť niektorých bohatých úsekov žíl, kde II. kremenná perióda prináša pre mineralogicky jednotvárne kremnické žily nezvykle pestrú asociáciu minerálov. Podľa našich doterajších pozorovaní sú to najmä tie úseky žíl, kde sa vyskytujú bohaté rudné stĺpce s viditeľným zlatom. Okrem zlata sa v týchto bohatých rudných stĺpcoch nachádzajú viaceré sulfidy a sulfosoli. Väčšina týchto minerálov sa však vyskytuje v takých malých zrnách a v takom malom množstve, že sa dajú identifikovať iba mikroskopicky na vhodne vybraných vzorkách. V tejto asociácii sme zistili takéto minerály: pyrit, markazit, arzenopyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, pyrargyrit, tetraédrit a elektrum, ktoré vystupuje tiež v makroskopicky viditeľných impregnáciách a v plieškoch.

Uvedené minerály II. kremennej periódy vystupujú v kmeni najčastejšie v podobe izolovaných zŕn alebo vytvárajú zložité prerastania, ktoré poukazujú na malé časové rozdiely v ich vzniku, takže stanovenie sukcesie jednotlivých minerálov je značne ťažké.

Pre viditeľné zlato — elektrum i pre väčšinu sprievodných minerálov je charakteristické, že najčastejšie vystupujú v II. kremennej perióde ako veľmi mladé minerály v samostatných žilkách a v drúzových dutinách. To v minulosti viedlo k domnienke, že viditeľné zlato na žilách Ferdinandovej šachty je hypergénne. Viazanosť viditeľného zlata na II. kremennú periódu a jeho úzke genetické spojenie s minerálmi nesporne hypogénneho pôvodu umožňujú vznik viditeľného zlata bezpečne zaradiť do záverečnej etapy II. kremennej periódy.

Na zlatonosných ložiskách, kde kvalitu rudy možno ťažko posudzovať makroskopicky, bola vždy snaha nájsť nejaké príznaky prítomnosti bohatších častí žíl. Na prítomnosť alebo neprítomnosť Au sa najčastejšie usudzovalo podľa charakteru žilného kremeňa alebo na základe prítomnosti alebo neprítomnosti niektorých sprievodných minerálov. Dnešná minera-

lógia umožňuje tento problém riešiť omnoho priateľnejším spôsobom. Príkladom toho môže byť napr. práca Petrovskej (1955), ktorá zovšeobecnením údajov z viacerých zlatonosných ložísk v SSSR správne konštatuje, že Au migruje v hydrotermálnych roztokoch vo väčšine prípadov v sprievode pestrej asociácie prvkov, vytvárajúcej na miestach vylúčenia pestrú paragenézu zlata so sulfidmi a sulfosolami. Hoci Petrovská opisuje plutogénne ložiská Au, podľa doterajších pozorovaní možno pozorovať značnú zhodu s pomermi na kremnickom ložisku, ktoré geneticky patrí k epitermálnym ložiskám viazaným na výlevné horniny. Keďže väčšina rudných minerálov II. kremennej periódy zreteľne asociuje s viditeľným zlatom, môžeme ich právom pokladať za produktívnu asociáciu zlata v zmysle, ktorý uvádza Petrovská.

Presné vymedzenie a poznanie zákonitosti rozšírenia produktívnej asociácie môže mať pri sledovaní bohatých rudných stĺpcov na žilách Ferdinandovej šachty značný význam.

Okrem II. kremennej periódy na žilách Ferdinandovej šachty sú ešte v malej miere vyvinuté dve mladšie periódy, a to kalcitová a antimonitová perióda, v rámci ktorej vznikli pre Kremnicu také charakteristické výskyty steblovitého antimonitu. Pozoruhodné je, že aj najmladšia antimonitová perióda má ešte obsahy Au-Ag, ako to dokazuje prítomnosť týchto prvkov v antimonite, ktorý bol dokázný spektrograficky.

Z výpočtu minerálov prítomných v II. kremennej perióde vyplýva zaujímavá skutočnosť, že ložisko vykazuje istú príbuznosť s typickými polymetalickými hydrotermálnymi žilami. Pomer sulfidov a sulfosolí k celkovému množstvu žilného kremeňa je však omnoho menší ako na typických polymetalických ložiskách. Takými sú napr. Bansko-štiavnické žily. Veľmi dôležité je riešenie otázky, či tento rozdiel v pomere sulfidov ku kremeňu je spôsobený primárnymi hĺbkovými rozdielmi alebo odlišnou metalogenetickou špecializáciou materskej magmy. Jednoznačné riešenie tejto otázky by umožnilo prognózu vývoja kremenných zlatonosných žíl do hĺbky a pomohlo by tiež presnejšie stanoviť genetické vzťahy medzi jednotlivými žilnými formáciami v metalogenetickej oblasti Kremnicko-štiavnického rudohoria.

14. V. 1956

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

- Fiala F., 1949: Zpráva o geologickém mapování v Kremnických horách. Věst. SGÚ, 24.
 Petrovskaja N. V., 1955: O produktivnych mineral'nykh asociacijach v zolotorudnykh mestoroždenijach. Zapiski vses. min. obšč. 84. M.-L.

МИЛОСЛАВ БЕМЕР—ЯН МИХАЛОВ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ ЖИЛ ШАХТЫ ФЕРДИНАНД В г. КРЕМНИЦА

Кремницкие эпитеpmальные золотоносные жилы, находящиеся в связи с третичными вулканическими породами, образуют две самостоятельные системы. По сравнению с главной системой кремницких жил описываемые жилы шахты Фердинанд несколько меньше по своим размерам, но заслуживают внимания, так как содержание Au в них больше, и часто золото можно видеть простым глазом. В образовании жильного заполнения различают два главных периода.

Первый период кварца характеризуется минералогически однообразным заполнением, состоящим из серого тонкозернистого кварца с вкрапленным пиритом. Золото рассеяно в кварце и пирите в виде частиц субмикроскопических размеров.

Второй период кварца отделен от первого проявлениями интерминерализационной тектоники. Жильное заполнение состоит из белого крупнозернистого кварца. Золото выделялось в конце периода главным образом в виде различных простым глазом крупинок в друзовых пустотах и трещинках кварца. В богатых рудных столбах оно ассоциируется с целым рядом сульфидов и сульфосолей (пиритом, арсенипиритом, марказитом, халькопиритом, пираргиритом, тетраэдритом, галенитом и сфалеритом).

Ассоциацию минералов, с которыми находится золото второго периода кварца, можно назвать продуктивной ассоциацией в смысле Петровской (1945). Установление закономерности распространения продуктивной ассоциации может содействовать быстрому розыску богатых рудных столбов.

14. V. 1956

*Кафедра полезных ископаемых
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

MILOSLAV BÖHMER — JÁN MICHALOV

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE UNTERSUCHUNG DER GÄNGE DES FERDINAND-SCHACHTES IN KREMNICA

Die epithermalen Kremnicaer Golderzgänge, die an die terziären Eruptivgesteine gebunden sind, bilden zwei selbständige Gangsysteme. Die beschriebenen Gänge des Ferdinand-Schachtes haben im Vergleich zum Kremnicaer Hauptgangsystem kleinere Ausdehnung, sind aber durch einen höheren Au-Gehalt und durch häufige Vorkommen des sichtbaren Goldes bemerkenswert. In der Bildung der Gangfüllung kann man zwei Hauptperioden unterscheiden.

Die erste, mineralogisch monotone Quarzperiode wird durch grauen, feinkörnigen Quarz mit Pyritimprägnationen gebildet. Das Gold ist in dieser Periode im Quarz und Pyrit in submikroskopischen Teilchen zerstreut.

Die zweite Quarzperiode ist von der vorerwähnten durch Äusserungen einer Intermineralisationstektonik getrennt. Sie wird durch weissen, grobkörnigen Quarz gebildet. Um die Wende dieser Periode hat sich das Gold, hauptsächlich als sichtbares Gold, in den Drusenhöhlungen und Rissen des Quarzes ausgeschieden. In der zweiten Quarzperiode ist das Gold in reichen Erzsäulen mit einer bunten Gruppe von Sulfiden und Sulfosalzen (Pyrit, Arsenopyrit, Markasit, Chalkopyrit, Pyrargyrit, Tetraedrit, Galenit und Sphalerit) vergesellschaftet.

Laut Petrovská (1945) kann man die Mineralassoziation, mit welcher das Gold in der zweiten Periode auftritt, als produktive Assoziation bezeichnen. Die Verfolgung der Gesetzlichkeit in der Verbreitung der produktiven Assoziation kann zum schnellen Aufsuchen reicher Erzsäulen beitragen.

14. V. 1956

Kathedr für Mineralrohstoffe
der Fakultät der geologisch-geographischen Wissenschaften
an Komenský's Universität,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

VLASTIMIL ŽUREK

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ SEVERNEJ ČASTI PREŠOVSKÉJ KOTLINY

(Ruské a nemecké resumé)

Roku 1955 som robil geologické mapovanie terciéru severnej časti Prešovskej kotliny. Z tohto mapovania podávam predbežnú zprávu, pretože nemám dosiaľ k dispozícii presné výsledky laboratórnych rozborov.

Okolie Prešova je už oddávna známe na bohaté výskyty soli, ktorá sa tu spracováva aj priemyselne. Pretože ide o solné ložisko u nás v Československu jediné svojho druhu, sústreďuje sa tu už po dlhé roky pozornosť mnohých geológov. Svedčí o tom konečne aj pomerne veľké a pestré množstvo literatúry.

Uvádzam hlavných autorov: už roku 1859 Hauer a po ňom Koch (1868) sa snažia o systematické orientačné spracovanie stratigrafickej a geologickej stavby blízkeho okolia Prešova. Po nich Gesell (1886), zamestnaný ako banský inžinier priamo v Solivare, spresňuje názory predchádzajúcich geológov na podklade banských prác. Od neho vychádzajú prvé schematické profily týmto územím. Urbánek (1937) naväzuje na staršie práce. Snaží sa o podrobnú stratigrafiu solinosného neogénu pomocou makropetrografie. V úplne novom svetle načrtol základy stratigrafie Andrusov (1939—1951). Jeho nové poznatky boli a sú podkladom iným geológom pre konečné dosiahnutie jednotného názoru na geologickú stavbu Prešovskej kotliny. Sú to: Kuthan (1948) a najmä Švagrovský (1953), ktorý pomocou makrofauny dokazuje burdigalský vek ílovito-piesčitého súvrstvia v novej prešovskej tehelni. V súčasnej dobe dokončuje výskum solného ložiska A. Polák z Nerudného prieskumu v Brne v spolupráci s mikropaleontológom J. Beroúškom. Obidvom tu ďakujem za poskytnutie niektorých cenných informácií.

MORFOLOGIA TERÉNU

Študované územie tvorí kotlina široká niekoľko kilometrov a pretiahnutá severojužným smerom. Jej obmedzenie je dané šarišskou pahorkatinou na

západe a na severe a reťazou vulkanického masívu Slánskych vrchov na východnej strane. Na severovýchode je kotlina otvorená úzkym pruhom pri Kapušanoch, kde preniká až na úpätie ondavskej vrchoviny.

Kotlina je vyplnená mäkkými sedimentami, do ktorých vyerodovali potoky svoje hlboké údolia. Hlavnou tepnou vodnej siete je rieka Torysa. Do nej ústia všetky bočné riečky a potoky, ktoré stekajú z okolitých vrchov. Na juhu je kotlina otvorená a sleduje smer toku Torysy. Depresívne územie je málo zvlnené a nepresahuje výšku 350 m. S ním ostro kontrastuje neovulkanický masív Slánskych vrchov, ktorý v týchto miestach dosahuje najvyššie body, ako napr.: Krivý Javor (1025 m) atď. Ostatné výškové body sa tiež neznižujú pod 600 m.

GEOLÓGIA TERÉNU

Stratigrafia

Najstarším útvarom zúčastneným na stavbe mapovaného územia je paleogén vo flyšovom vývoji. Horniny staršieho veku sa vyskytujú len v malých úlomkoch v zlepenkoch a štrkoch. Väčšinou boli prinesené z kryštalinika Spišsko-gemerského rudohoria.

Paleogén

Paleogén máme zastúpený v dvoch jednotkách faciálne, tektonicky a stratigraficky rozdielnych:

1. Jednotka centrálno-karpatského flyša (podhalský) na báze so zlepenkami a pieskovcami. Zlepence prechádzajú v červené a žltozelené slienité bridlice o mocnosti niekoľko desiatok metrov. Vyššie polohy podhalského paleogénu sú vyvinuté v bridličnato-pieskovcovej fáci. Pieskovce sa striedajú rytmicky s omnoho mocnejšími polohami bridlíc šedomodrej alebo žltosedej farby, s doštičkovitým rozpadom. Bridlice sú silne stlačené a spolu s pieskovcami zvrásnené. Spodné partie tejto fácie obsahujú polohy Mn rudy. Výskyty sú južne od Šarišskej Poruby a severne od Kapušian na južnom úpätí zrúcanín hradu.

Paleogénny flyšový útvar širokým prstencom lemuje neogén Prešovskej kotliny na severe a na západe. Nájdeme ho na južnej strane andezitových vrchov severne a severovýchodne od Fintíc, odkiaľ pokračuje severozápadným smerom až po obec Dúbravu. Tu sa stáča k juhu a po pravom brehu Torysy pokračuje cez Hanisko ku Kysaku.

2. Jednotka oligocénu (čelovecká formácia). Na centrálno-karpatskom flyši podľa Leška je uložený konkordantne oligocén.

Vývin oligocénu je slienito-piesčitý. V bazálnych polohách je niekoľko slabších uhoľných slojov. Slienito-piesčité súvrstvie je veľmi zaujímavé. Obsahuje hojne piesčité šedé slienité íly, lavice štrkov a šedomodrých slienitých pieskovcov. Nájdú sa aj horizonty piesčitých ílov, farby červenej a modrozelenej. Litologický charakter tohto súvrstvia je nápadne odlišný od podhalského flyša. Vedľa zistenej brakickej a polobrakickej oligocénnej fauny (Čechovič, 1950) aj Leško (1955) uvádza oligocénny vek tohto súvrstvia s *neflyšovým*, *jemnozrnnno-molasovým* vývojom.

Neogén - miocén

Stratigrafický hiát medzi paleogénom a neogénom, vyjadrený tektonickými pohybmi a silnou denudáciou, ostro vyhranil transgresiu mora v najspodnejšom miocéne. Bazálne zlepenice, zložené z valúnov a balvanov hornín o priemere až niekoľko dm, nasadajú na silne zvrásnený flyš. Zlepenice sa skladajú z valúnov vápencov, triasových kremencov, flyšových kriedových pieskovcov, z vyvrelín sú tu úlomky kremitých porfýrov a žúl, z metamorfitov sú zastúpené ruly a fylitické bridlice. Hojne sa vyskytuje žilný kremeň. Tmel zlepenecov je piesčitý. Zlepenice prechádzajú do hrubozrnných až stredozrnných pieskovcov s piesčito-vápnitým tmelom. Striedanie jemnejšieho a hrubšieho materiálu sa v dôsledku mikrooscilačných pohybov hladiny mora v tomto plytkom prostredí viackrát opakovalo.

Zlepenice a pieskovce prechádzajú do stále jemnejších, miestami rozpadavých slienitých pieskovcov a pieskov, ktoré Andrusov nazval aleuritmi a aleulitmi, a to podľa obsahu ílovitej zložky. Ich farba je niekedy žltohnedá, väčšinou však šedomodrá. Zriedka sa objaví slabá poloha hrubšieho materiálu. Súvrstvie je silne vápnité, bohaté na zvyšky zuhoľnatených rastlín a na zvyšky organizmov. Bohatá makrofauna, ktorú určil Švagrovský (1953) ako burdigalskú, zachovala sa len v odtiskoch. Schránky boli odvápnené. Rozpad slienitých pieskovcov je lokálny. Tam, kde prebehlo len slabé odvápnenie, nájdeme tieto pieskovce pevné a kompaktné.

Celý komplex bazálneho súvrstvia je odkrytý na viacerých miestach, ako napr. v novej tehelni na severovýchodnom okraji Prešova, po pravej strane cesty z Prešova na Dúbravu a pri obci Dúbrava, kde buduje kótu 335. Ďalšie výskyty sú severnejšie v okolí obce Kanaš, v brehoch potoka Dzikov a v okolí Fintíc. Tu sa vyskytuje uprostred pieskovcového súvrstvia v dvoch polohách biely, montmorilonitový íl — bentonit. Montmorilonit má s najväčšou pravdepodobnosťou pôvod vo fintickom ryolite.

Stratigrafické zadelenie tohto súvrstvia po prvý raz podal Andrusov (1939). Jeho názor, že ide o burdigal, potvrdil aj Švagrovský (1939) po dôkladnom spracovaní makrofauny z novej prešovskej tehelne. Na druhej

strane Beroušek v *Závěrečné zpráve Nerudného prieskumu v Brne na soľ pri Prešove 1955* na základe mikropaleontologických rozborov nadložnej, „strednohelvétskej až vrchnohelvétskej solinosnej formácie“ toto súvrstvie nepovažuje za burdigalské, ale najviac za spodnohelvétske. Opiera sa pritom o zistenie konkordantného uloženia celého spodnomiocénneho súvrstvia. Vyskytli sa tiež hlasy niektorých mikropaleontológov, ktorí sa snažili o zaradenie do oligocénu.

Domnievam sa, že mikropaleontológia sama osebe nám nemôže tento problém vyriešiť. Pomohla však natoľko, že sa ustálil názor, solinosnú formáciu považovať za helvétsku, takže o tento fakt sa môže dnes geológ bezpečne oprieť.

Jediným dôkazným materiálom, ktorý nás môže vyviešť zo slepej uličky, je makrofauna, ktorú Švagrovský určil za burdigalskú.

Dokazovanie konkordantného prechodu týchto vrstiev do nadložia treba zamietnuť (konkordancia bola konštatovaná len na základe materiálu získaného z vrtov). Dnes je známe, že Prešovská kotlina je nad očakávanie silne tektonicky porušená, a preto oveľa skôr predpokladáme skrytú diskordanciu medzi najspodnejším miocénom a solinosnou formáciou.

V neprospech oligocénu hovorí okrem nepreukázanej mikrofauny aj to, že fintický ryolit a jeho produkty usadené v tomto súvrství treba považovať za miocénne, lebo v paleogéne karpatskej sústavy nebola zistená ešte žiadna ryolitová fáza.

Teda predbežné súvrstvie v podloží solinosnej formácie zaraďujeme do burdigalu.

V nadloží zlepecovo-piesčitého súvrstvia sa nachádza jemnejšie, prevažne pelitické súvrstvie, ktoré je mocné okolo 700 m a ktoré je nositeľom soli a je považované za helvétske. Mikropaleontologicky a litologicky možno tu rozlíšiť celkom štyri pásma:

1. Najspodnejšie pásmo označované ako štvrté pásmo, je tvorené tmavošedými ílovcami, ktoré sa striedajú s lavicami pieskovcov a s polohami pieskov. Ílovce sú bituminózne a obsahujú dobre zachovalú a pomerne bohatú mikrofaunu, obyčajne celkom pyritizovanú. V tomto pásme sa našli tiež zvyšky makrofauny určené ako: *Macoma ottnangensis* (Hoernes), *Pecten cf. coheni* (Fuchs), *Ficula reticulata* Lam. a ježovky rodu *Briopsis*.

2. Nad pyritizovaným pásmom nachádzame sedimenty reprezentované šedým kompaktným ílom, ktorý sa strieda s lavicami pieskovcov o mocnosti 20—40 cm. Toto pásmo je charakterizované prítomnosťou soľných brekcií a šošovkovitých polôh čistej soli, ktorých mocnosť je priemerne 10 m. Sedimenty sú šľírovej povahy. Typické povrchové odkryvy neboli nájdené.

3. Litologický prechod do nadložného pásma je veľmi nezreteľný. Opäť sú zastúpené pevné íly slabo piesčité a slienité, šedej až zelenošedej farby,

lavicami šedých pieskovcov v polohách 10—15 cm. Pre toto pásmo je typická prítomnosť sadrovca v slabých výplniach pukliniek ílovcov. Soľ je rozptýlená len v slaných íloch. Najlepšie výskyty sú v korytách potokov východne a južne od Šalgovíka.

4. Najvrchnejšie partie solínosnej formácie boli povrchove zistené pri kóte 496 na sever od obce Podhradík a tiež priamo v tejto obci. Ide o šedé až zelenošedé sliene a silne sľudnaté, rozpadavé pieskovce svetlošedej farby, ktorých tmel je ílovito-vápnitý.

Podľa podrobných mikropaleontologických výsledkov, ktoré získal J. B e r o u š e k v rokoch 1954—1955, jednotlivé pásma možno dokazovať a charakterizovať faunisticky:

A. Najvrchnejšie pásmo je charakterizované veľkým rozvojom fauny brakického typu s prevládajúcimi formami *Rotalia beccari* (L.), *Elphidium macellum* (d'O r b), *Cibicides pseudoungerianus* (C u s h). Veľmi sú rozšírené ihlice húb *Tetractinellidae*.

B. V druhom pásme sú zastúpené chudobné asociácie s väčším počtom druhov *Rotalia beccari* s vyšším obsahom silicispongií.

C. V treťom pásme sa vyskytujú bohato sa rozvíjajúce silicispongie a počet druhov oproti druhému pásmu je omnoho vyšší. Najspodnejšie horizonty sú bezfosílné.

D. Pri najspodnejšom pásme sa väčšina druhov zhoduje s faunou prvého pásma. Malou výnimkou je prítomnosť diatomaceí. Toto pásmo je pyritizované.

Po usadení sa mohutného produktívneho súvrstvia more ustúpilo. Suchozemské obdobie medzi helvétom a tortónom je vyplnené silnou denudáciou a mohutnými tektonickými pochodmi.

T o r t ó n

Na pozmenený reliéf terénu transgredovalo plytké tortónske more. Bázu tvoria štrky a piesky od Ruskej Novej Vsi (na severnom okraji cintorína). Tu, v starej pieskovni, zachoval sa asi 10 m vysoký profil. V profile vidieť štrky s valúnmi o priemere až 8 cm, ako sa striedajú s kremitým pieskom žltej a hrdzavej farby. V pieskoch sa objavujú veľké závalky ílovitých sedimentov. Obsah štrkov tvoria vyvrelé horniny, ako žula a kremitý porfýr, z metamorfitov možno nájsť fylitické bridlice a kremence. Najviac sa však vyskytujú vápence, rohovce, paleogénne pieskovce a žilný kremeň. Nájdú sa aj veľké kusy bazálneho paleogénneho zlepenca. Štrky tvoria polmetrové polohy, piesky dosahujú mocnosť až 4 m. Štrky a piesky sú plytkovodnou príbrehovou faciou tortónskeho mora, ktoré v týchto miestach malo pravdepodobne svoj severozápadný okraj. Na nich ležia modrošedé sliene — tégly

s typickou *Globorotalia scitula* (Brady), ktoré sa striedajú s lavicami šedých, vápnitých pieskovcov. Tégly sa objavujú na povrchu v Ruskej Novej Vsi v záreze potoka v celom jeho profile, ďalej pri Kokošovciach a Dulovej Vsi v koryte potoka Delna. Okrem toho malý výskyt je západne od obce Okružná v záreze poľnej cesty do Sengetova.

Pliocén

Do sarmatu a najmä pliocénu spadajú denudačné a erozívne pochody, spojené s hlavnými vulkanickými fázami. V tejto dobe sa upravuje riečna sieť. Rieky naplavujú mohutné terasové štrky, ktoré sú zložené z kryštalickeho exotika, vápencov, rohovcov, pieskovcov a andezitov.

Kvartér

V pleistocéne rieky a potoky stále ešte naplavovali hrubý materiál. Správová sedimentácia zasiahla územie od juhozápadu, preto severovýchodné svahy kopcov sú pokryté omnoho silnejšou vrstvou sprašových hĺn ako juhozápadné svahy. Mocnosť týchto hĺn dosahuje často až 10 m.

Miocénne eruptívne príkrovy

Ku geologickej stavbe Prešovskej kotliny nesporne patria tiež eruptívne príkrovy. Horniny sú zastúpené kyslými a strednobázickými vulkanitmi, a to ryolitmi a pyroxenickými a pyroxén-amfibolickými andezitmi, ich tufmi a aglomerátmi.

Čo do vzniku eruptíva môžeme rozlíšiť ako eruptíva plytko-intruzívneho (prírodné kanále) a extruzívneho charakteru (lávové prúdy) s erupciami tufov a brekcií. Medzi vulkanity intruzívneho charakteru patrí predovšetkým fintický ryolit. Tvorí niekoľkometrovú čiapku na podhalskom flyši. Tiahne sa od južného okraja obce Fintice severozápadným smerom na Dúbravu a buduje kóty 317 a 334. Ryolit je biotitický, s početnými vtrúseninami sedimentárneho obalu.

Podobný vznik mali andezity, ktoré sa nachádzajú západne od obce Okružná na kóte 431. Je v nich založený kameňolom. Na styku andezitov so sedimentárnym obalom nájdeme tvrdé íly, ktoré sú kontaktne prepálené v porcelánity.

Opis andezitu. Hornina je pórovitá, s veľkými vyrastlicami (napr. stĺpčeky amfibolu až 1 cm). Upozorňuje viac na andezitový tuf. Farba je šedá. Z vyrastlíc nájdeme vo výbruse plagioklas-labrador, pyroxén a amfibol. V základnej hmote je hodne chloritu a uralitu. Zvláštnosťou horniny sú

malé kryštáliky bieleho tridymitu a ihličky tmavozeleňého uralitu. Oba minerály sa vyskytujú v malých dutinách o veľkosti hrachu. Po puklinách andezitov preniká hydrotermálny kremeň, ktorý často tvorí malé zhľuky. Ojedinele sa v andezite nájde pyrit.

Andezity z kopca Maglovec a zo severného konca obce Podhradík sú veľmi podobné andezitu od Okružnej. Sú len kompaktnejšie, majú drobnejšie vyrastlice pyroxénu a plagioklasu a sú omnoho menej porézne.

Skupina extruzívnych hornín je charakterizovaná lávovými prúdmi andezitov a erupciami andezitových tufov a tufobrekcií. Pyroxén-amfibolické andezity sú hrubozrnnnejšie, so zreteľne vyvinutými vyrastlicami. Spravidla ich nájdeme v podloží pyroxenických andezitov, ktoré tvoria hlavnú masu lávových príkrovov. Tieto horniny majú hialopilitickú základnú hmotu, z vyrastlíc vidieť len malé vyrastlice plagioklasov a ojedinele vyrastlice pyroxénu. Tufy a brekie ako poefuzívne horniny pokrývajú značnú časť vulkanického pohoria. Rozlišujeme opäť tufy pyroxén-amfibolických andezitov a pyroxenických andezitov. V tufovom materiáli z vrcholu kóty 661 východne od Ruskej Novej Vsi bol v úlomkoch nájdený materiál triasového kremenca, vápenca a úlomky liasového krinoidového vápenca. Tento nález umožňuje predpokladať v blízkosti v podloží andezitových príkrovov skryté mezozoikum.

Určiť vek vulkanických hornín je veľmi ťažké. Jedine snáď bude možné fintický ryolit v súvislosti so slojmi montomorilonitu stratigraficky zaradiť, a to zase až po vyriešení otázky vekovej príslušnosti bazálneho miocénneho súvrstvia. Pri andezitoch žiaľ máme úplný nedostatok akýchkoľvek prvkov, o ktoré by sme sa mohli oprieť. Treba si totiž uvedomiť, že andezity ležia na sedimentárnom podklade, ktorý bol silnou denudáciou, niekoľkokrát sa opakujúcou, veľmi pozmenený a že neexistujú ani žiadne tufové alebo tufitické horizonty. Ich stratigrafické zaradenie, a to zase len približné, možno urobiť len na základe analógie s inými susednými terénmi v južnejších častiach Prešovsko-tokajského pohoria.

Je známe, že v spodnom tortóne nie je po vulkanickej činnosti s produkciou andezitov ani stopy, rovnako ako v ryolitových tufitoch od Zamutova a Zlatej Bane, ktoré ležia pravdepodobne na báze sarmatu. Z toho vyplýva, že staršie andezity, známe od Maglovca, Podhradíka a Okružnej, môžu byť len sarmatské alebo až posarmatské.

Tektonické pomery

Severná oblasť Prešovskej kotliny je územím tektonicky silne porušeným. Zapríčiňuje to v nemalej miere značné ťažkosti nielen pri riešení stratigrafie, ale aj pri výskume nerastných surovín.

Pri vzniku Prešovskej kotliny a vôbec pri vzniku spodnomiocénnej depresie v severnej časti územia sa prejavovali tektonické pohyby, ktoré časove zodpovedajú sávskej fáze vrásnenia. Flyšový útvar v podloží spodného miocénu bol postihnutý vrásovou a zlomovou tektonikou. Vznikli vrásky prevládajúceho smeru ôs SZ—JV.

Po vyvrásnení pohyby flyšového útvaru neprestali, ba naopak. Jeho neustála permanencia bola jedným z prvoradých činiteľov, ktorí na vznik neogénnej panvy v severozápadnej časti východného Slovenska mali značný vplyv.

Koncom paleogénu orogénne tlaky od juhu značne zoslabli a natoľko prestali pôsobiť, že viac nedochádzalo k intenzívnemu vrásneniu, ale len k nasunovaniu, posunovaniu alebo k pohybu terénu vo vertikálnom smere. Tu sa vlastne začína rozvíjať zlomová tektonika germanotypného rázu, ktorá ako prvú postihla čelovskú oligocénnu formáciu. Oligocénne súvrstvie bolo týmto spôsobom do značnej miery vyzdvihnuté a silne denudované. Bracké a sladkovodné zvyšky, ktoré dnes nachádzame, sú pravdepodobne len pozostatkami malého oligocénneho mora (S e n e š, 1955).

Na báze miocénu vznikli tektonické línie, ktoré ohraničujú Prešovskú kotlinu. Línie sú dané jednak systémom porúch smeru SZ—JV a zachovávajú smer karpatského hrebeňa, jednak zhruba smeru S—J, ako je predovšetkým hornádsko-toryský zlom (A n d r u s o v, 1939, S e n e š, 1955).

Hornádsko-toryský zlom sa začína v blízkosti Prešova a tiahne sa pozdĺž rieky Torysy južným smerom k rieke Hornádu a odtiaľ ďalej na Košice, pri svojom postupnom prehĺbovaní. Vytvorením zlomu bolo spôsobené roztrhnutie predtým súvislého flyšového útvaru na západnú časť a pozdĺž zlomu poklesnutú východnú časť. Odvtedy je možné datovať stálu denudáciu obnažených flyšových útvarov po pravej strane Torysy. Smerom SZ—JV je veľký zlom medzi Hanušovcami a Prešovom na čiare Dúbrava, Išľa, Kapušany a Šarišská Poruba.

Odzrazom činnosti týchto dvoch hlavných tektonických línií boli potom ďalšie pohyby neogénnych sedimentov Prešovskej kotliny. Napr. k obnoveniu činnosti hanušovského zlomu došlo už v čase medzi burdigalom a helvédom. Výsledkom toho bola slabá erupzívna činnosť, ktorej známky vidíme napr. vo fintickom rýolite.

Do vytvorenej depresie naplavilo more v helvéte veľa sedimentov. V priebehu ich usadzovania panva bola v neustálom pohybe. Tomu nasvedčujú mikropaleontologické rozbory, ktoré poukazujú na veľké pulzatívne striedanie brakickej, plytkovodnej a morskej fauny. Svedčí o tom aj litologický sled sedimentov, ktorý je veľmi podobný flyšovému usadzovaniu.

Pôvod týchto pohybov nesporne treba hľadať v pohybe mezozoického hrebeňa, skrytého pod flyšom kapušanskej antiklinály, dnes obnaženého celkom nepatrne pri Petroviciach. Stopy po ňom nájdeme aj v ojedinelých

úlomkoch hornín subtrika medzi extruzívnymi horninami Prešovsko-tokajského pohoria. Najintenzívnejšie pohyby mezozoického hrebeňa boli medzi helvétom a tortónom. Celé spodnomiocénne súvrstvie, najmä však jeho severná časť, bolo týmto vyzdvihnuté a naklonené. Najväčšie úklony boli zistené v blízkosti hrebeňa. Generálny smer vrstiev zachováva zhruba smer ôs vrás paleogénnych sedimentov a teda aj hrebeňa mezozoika. Sklon vrstiev je k JJZ až k JJV. Uhol sklonu sa pohybuje medzi 35—55°. Flyšové sedimenty v podloží miocénneho súvrstvia boli rozlámané na jednotlivé kryhy, ktoré boli na mnohých miestach presunuté aj cez seba, ako nám to ukazuje v profile svah kóty 392 pri obci Dúbrava pri hlavnej ceste z Prešova do Sabinova.

Vrtným prieskumom a prieskumom Leopoldovej šachty a priľahlých chodieb bolo zistené, že solinosná formácia je silne porušená dvoma systémami porúch, z ktorých najvýznamnejšie poruchy sú paralelné so smerom hornádsko-torýského zlomu. Pozdĺž nich nastáva pokles porušeného súvrstvia, ktorý je niekde až niekoľko desiatok metrov. Obyčajne poklesávajú východné partie oproti západným partiám. Poruchy zhodné so smerom hanušovského zlomu sú ďaleko menej zreteľné. Je pravdepodobné, že poruchy spodnotortónskeho súvrstvia, zistené pri Ruskej Novej Vsi a vykazujúce až niekoľko desiatok metrov veľké poklesy smeru zhruba Z—V, majú tiež súvislosť s poruchami v solinosnej formácii.

O veku týchto porúch je ťažko hovoriť. Mohli vzniknúť v spodnom tortóne, rovnako ako niektoré z nich môžu byť aj hodne mladšie.

Tortónske sedimenty nasedajú na podložie diskordantne s úklonom vrstiev 10—12° k JV. Smer vrstiev je JZ—SV.

Tektonické pochody v tejto labilnej oblasti prebiehali určite tiež v mladších geologických dobách a prebiehajú nepozorovane aj v súčasnej dobe.

Nie div, že neustále činný zemský povrch nielen v týchto miestach, ale vôbec na území celého východného Slovenska, vytváral vo svojom vnútri zvláštne zmeny. Tieto zmeny sa potom prejavili tak, že žeravo tekutá magma v mieste najslabšieho odporu prenikla vo veľkých množstvách na povrch a vytvorila vulkanický masív Prešovsko-tokajského pohoria a Vihorlatu.

ZÁVER

1. V posledných dvoch rokoch geologickým výskumom bolo dokázané, že územie Prešovskej kotliny je silne tektonicky porušené. Tým sa tiež ukázalo, že jeho geologická stavba je omnoho komplikovanejšia ako sa dosiaľ javila.

2. Ak sa ustálil názor na helvétsky vek solinosnej formácie, objavila sa tu

už hodne diskutovaná otázka stratigrafického postavenia najspodnejšieho miocénu vzhľadom na podložie a nadložie. Tento problém sa zdá byť najobťažnejší.

3. Zachytenie tortónu v tejto oblasti má pri spracovaní stratigrafického zaradenia solinosnej formácie veľký význam.

4. Pre vekovú príslušnosť andezitov Prešovsko-tokajského pohoria nemáme v tejto oblasti žiadne kritériá.

Veľké množstvo vrtného materiálu a detailné geologické mapovanie umožňuje predpokladať, že po ich spracovaní a koordinácii bude možné o geologických pomeroch Prešovskej kotliny podať celkový pravdivý obraz.

3. X. 1955

*Uhoľný prieskum,
Turčianske Teplice*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1939 Zpráva o geologických výskumoch v okolí Solnej Bane a Prešova pre zistenie podmienok hornického kutania na soľ. Prešov, rukopis, archív ŠGU.
- Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I, Bratislava.
- Andrusov D., 1948: Soľné ložiská na východnom Slovensku. Almanach vých. Slovenska 1848—1948, Košice.
- Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sborník ÚÚG XVIII, Praha.
- Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku, GS I, 2—4, Bratislava.
- Doelter C., 1873: Augit-andezite und Rhyolite des Tokaj-Eperieser Gebirges. NJMGP, Stuttgart.
- Gesell A., 1886: Geologische Verhältnisse des Steinsalzbergbaugesbietes von Sóvár mit Rücksicht auf die Wiedereröffnung der ertränkten Steinsalzgrube. MJUGA VII, Budapest.
- Hauer K., 1859: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme der IV. Sektion d. k. k. geol. Reichsanstalt. JGRA, Wien.
- Kantorová V., Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc.
- Kuthan M., 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II. PŠGU 4, Bratislava.
- Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. PŠGU 17, Bratislava.
- Leško B., 1955: Centrálnokarpatský paleogén severne a severovýchodne od Prešova. Geolog. práce, Zprávy 4, Bratislava.
- Nerudný průzkum, n. p., 1955: Průzkum solinosné oblasti 1955, archív Nerudného průzkumu, Brno.
- Prokopovský A., 1938: Soľné ložisko a jeho exploatácia pre solivary v Prešove (Slovensko). Sbor. spoj. ban. rev. pre Slovensko a podk. Rus. I, Bratislava.
- Richthofen F., 1860: Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. JGRA, Wien.

- Roth S., 1884: Beschreibung der Trachyte aus dem nördlichen Theile des Eperjes-Tokaj Gebirges. FK, Budapest.
- Seneš J., 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí prešovsko-tokajského pohoria. Geolog. práce, Zprávy 4, Bratislava.
- Seneš J., 1955: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. Geolog. práce, Zprávy 6, Bratislava.
- Szadeczký E. K., 1888: Petrographische und geologische Verhältnisse des zentralen Theiles des Tokaj-Eperjeser gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalu. FK XIX, Budapest.
- Švagrovský J., 1950: Štrky z okolia Varhaňoviec. GS I, 2—4, Bratislava.
- Švagrovský J., 1953: Geologické pomery a fauna v severnej časti Košickej kotliny. GS III, 3—4, Bratislava.
- Urbánek L., 1937: Neogén prešovského okolia. Sbor. štát. ban. múzea D. Štúra v Ban. Štiavnicí, I, Ban. Štiavnica.

ВЛАСТИМИЛ ЖУРЕК

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОТЧЕТ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕШОВСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Северная часть Прешовской котловины заполнена мягкими третичными осадками. Самой древней толщей является палеоген, представленный флишем Центральных Карпат (подгальским флишем) с суловскими конгломератами в основании. На подгальском флише лежит олигоцен, который Лешко (1955) характеризует как „нефлишевые тонкозернистые молассовые отложения“; в нижних частях находятся прослойки угля.

В бурдигале денудированная поверхность была залита морем, образовавшим неглубокий залив. Об этом свидетельствует наличие крупных валунов и галечников на северо-восточном конце г. Прешов. В результате тектонических и вулканических процессов произошло отделение залива от открытого моря. Морская вода сильно испарялась, отлагались соленосные глины, из которых благодаря вторичным процессам возникла соль. По возрасту соляное месторождение приурочено к нижнему гельвету.

Верхний гельвет представлен мергелисто-песчанистой фацией, отлагавшейся при регрессии моря. Между гельветом и тортоном ясно выраженное несогласие. Тортонское море, проникавшее в Прешовскую котловину, было мелким. В основании тортона лежат галечники и пески, выше глины с *Globorotalia scitula* Brady. Вулканические эффузии вызвали отступление моря. Область стала сушей, которая и до настоящего времени подвергается действию экзогенных сил. Молодые отложения, заполняющие котловину, представлены галечниковыми террасами. В конце плейстоцена происходит отложение лесса. Восточная часть области сложена изверженными породами Прешовско-Токайских гор, преимущественно андезитами, которые мы делим по происхождению на интрузивные (приводные каналы) и экструзивные (лавовые потоки). Андезиты пироксен-амфиболовые и пироксеновые. Изверженные породы в своей значительной части покрыты туфами и брекчиями.

3. X. 1955

Разведка угля,
Турчианские Теплице

Перевод со словацкого В. Андрусовой

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG DES NÖRDLICHEN TEILES DES PREŠOVER BECKENS

Der nördliche Teil des Prešover Beckens ist mit weichen tertiären Sedimenten ausgefüllt. Die paläogenen Schichten sind da die ältesten. Sie werden durch den Flysch der Zentralkarpathen (Podhalaer Flysch), mit Súľover Konglomeraten an der Basis repräsentiert. Am Podhalaer Flysch liegt Oligozän — durch Leško (1955) als „flyschlose feinkörnige Molassenschichten“ bezeichnet — mit Kohlenflözchen in unteren Partien.

Im Burdigal transgredierte das Meer in der Form einer seichten Bucht auf das denudierte und erodierte Terrain. Darauf weist das Vorkommen grober Felsblöcke und Schotter am nordöstlichen Rand der Stadt Prešov hin. Infolge der tektonischen und vulkanischen Prozesse wurde die Bucht vom offenen Meer abgetrennt. Das Meerwasser dampfte sich stark ab. Es sedimentierten salzhaltige Tone, aus welchen sekundär Salz entstanden ist. Die Salzlagerstätte betrachten wir als unterhelvetisch. Oberhelvet ist schon durch regressive Mergel-Sandstein-Fazies vertreten. Zwischen dem Helvet und Torton ist eine deutliche Diskordanz. Das Tortonmeer drang in den Prešov Becken vom Südosten in der Form eines seichten Meeres ein. Auf der Tortonbasis befinden sich Schotter und Sande, höher sind Tegel mit *Globorotalia scitula* Brady. Vulkanische Ergrüsse verursachten den Rückzug des Meeres. Das Gebiet ist zum Festland geworden, welches bis heute den exogenen Kräften unterliegt. Von den jüngeren Sedimenten füllen den Becken pliozäne Schotterterrassen aus. Am Ende des Pleistozäns sedimentierte Löss im ganzen Gebiete. Den östlichen Teil bauen die Vulkanite des Prešov-Tokajer Gebirges auf. Es handelt sich um Andesite, welche der Entstehung nach den intrusiven (Zuführungskanäle) und extrusiven (Lavaströme) gehören. Es sind Pyroxen-Amphibol- und Pyroxenandesite. Tuffe und Brekzien bedecken einen bedeutenden Teil der Vulkanite.

3. 10. 1955

*Institut für Kohlenforschung,
Turčianske Teplice*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Náv a r a

MIROSLAV DOVOLIL

PŘÍSPĚVEK K HYDROGEOLOGII POVÁŽSKÉ KOTLINY POD ILAVOU

(*Ruské a německé resumé*)

ÚVOD

V posledních letech byly provedeny v Ilavské kotlině výzkumné vrty, kterými bylo blíže osvětleno geologické složení tohoto úseku vážského údolí a režim jeho podzemních vod. Předložená práce shrnuje získané výsledky. Pracoval jsem pod vedením prof. dr. ing. Oty Hyníe, kterému tímto děkuji za rady a pokyny.

V novější době ve zmíněné oblasti pracovali hlavně Andrusov (1—5) a Maheľ (10—12), kteří se velmi podrobně zabývali detailní stratigrafií i tektonikou. O výsledcích svých výzkumů uveřejnili řadu prací, z nichž cituje pouze nejdůležitější. Mimo ně se opírám ještě o práce Matějky (13), Hyníeho (9), Hyníeho — Kodyma (8) a Hromádky (7).

Geologické složení

Vážské údolí ve směru severovýchod—jihozápad probíhá ve studovaném území přibližně po rozhraní mezi *západními centrálními Karpaty*, které leží na jeho levém břehu, a *bradlovým pásmem* na břehu pravém, které je odděluje od *Karpat vnějších*.

Západní centrální Karpaty na levém okraji údolí Váhu jsou zastoupeny pásmem manínským a na něm spočívajícími příkrovy veporid (11), a to spodním příkrovem križnianským a středním příkrovem chočským.

Manínské pásmo vystupuje na povrch hlavně v nižších nadmořských výškách, a to na západním úpatí svahu Strážovské hornatiny a v údolích hluboce zaříznutých potoků. Je tvořeno středně triasovými tmavými vápenci, hrubě lavicovitými, které místy přecházejí do vápenců dolomitických až dolomitů. Svrchní trias je vyvinut ve facii břidlic a pískovců, někdy i hrubších; převažuje hnědé zbarvení různých odstínů. Jurské liasové sedimenty přecházejí ze slabší polohy tmavých vápenců a břidlic do mohutného komplexu pískovců, rohovců a hlíznatých vápenců. Neokom má vývin slinitých vápenců s rohovci.

Križnianský příkrov veporid spočívá na manínské serii svými mohutnými skvrnitými slínou a slinitými vápenci vyššího liasu. Na nich leží souvrství vápenců s rohovci různých barev. Ty přecházejí do rohovcových vápenců a do slínů neokomu.

Střední subtatranský příkrov — chočský je uchován pouze ve vyšších nadmořských polohách jako zbytek mohutného komplexu vápenců a dolomitů světlých i tmavých, s ojedinělými vložkami břidlic i rohovců, stáří středně a svrchnotriasového.

Bradlové pásmo vážského údolí se skládá z útesů vnitřního bradlového pásma subpieninské i pieninské serie, které jsou složeny z různých vápenců, pískovců i břidlic stáří svrchního triasu až spodní křídly (1). Bradla jsou obklopena bradlovým obalem, který na západě sousedí s flyšem vnějších Karpat. Pouze místy zasahuje v Ilavské kotlině bradlové pásmo i na levý břeh Váhu.

Na popsaném druhohorním podkladě tvoří výplň příkopové propadliny vážského údolí *neogen*, vystupující k povrchu jen výjimečně na okraji čtvrtohorních vážských náplavů.

V mořském neogenním zálivu, sahajícím od jihu do vážského údolí, se usadily podle výsledků vrtných prací, převážně štěrky, místy více méně zpevnělé. Od čtvrtohorních vážských štěrků z holocenního i pleistocenního náplavu lze je odlišit malým obsahem valounů krystalinika. Pouze řídce nalézáme valouny rozpadavých, tektonicky postižených žul. Nejcharakterističtější pro tyto třetihorní vrstvy jsou různě mocné polohy pevných slepenců světlých barev s tmelem písčito-slinitým, místy i jílovitým. Na některých místech jsou v nich uzavřeny i jílovité konkrece. Podstatná část valounů je tvořena pískovci (46 %) různého zrna i tmelu, připomínajícími flyšové horniny. Hojně jsou zastoupeny valouny vápenců (22 %) a křemene (17 %); valouny z krystalinika, břidlic, křemenců a slepenců jsou jen poměrně málo zastoupeny, při měnlivé místní převaze valounů těch nebo jiných hornin. Velikost valounů je různá. Setkáváme se s valouny většími než 30 cm, ale běžné jsou i ve velikosti 1 cm a menší. Vrty byly zastíženy i polohy nezpevnělých písků, vrstvy jílu, v jednom případě kaolinický pískovec přímo na basi třetihor; nejběžnější byly však štěrky s různou písčitou nebo jílovitou příměsí. Materiál těchto málo či vůbec nestmelených štěrků je velmi různý; někdy se blíží materiálu pevných slepenců, jindy v nich nalézáme jen valouny vápenců nebo křemenců či pískovců, avšak nikdy větší množství valounů krystalinika.

Neogenní sedimenty vystupují jen ojediněle k povrchu z podloží čtvrtohorních vážských náplavů. Jejich base leží na okrajích údolí místy nad dnešní úrovní aluviální nivy Váhu.

Neogenní sedimenty jsou převážně mořského původu a jsou známy od

Piešťan, Nového Města nad Váhem, Brezové, Púchova, Veľké Bytče i z jiných míst Pováží. Je jim prisuzováno burdigalské stáří (5). Na některých lokalitách vystupují převážně ve facii jílu a jemnějších klastických sedimentů, kdežto ve studované ilavské kotlině převládají hrubě klastické uloženiny. Při okraji vážského údolí byla vrty zjištěna mocnost mladotřetihorních uloženin do 45 m. Uvnitř kotliny nebyla celá mocnost provrtána. (U Trenčianské Teplé byla v poslední době uvnitř údolí navrtána mocnost neogenu rovněž 50 m a mocnost 50—60 m je zjištěna nejnověji vrty v piešťanské oblasti).

Čtvrtohorní útvar je zastoupen pleistocenními a holocenními sedimenty.

Říční sedimenty *starších čtvrtohor* jsou zachovány jako terasy v údolí dnešního toku Váhu. Povrch nejvýznačnější, až 30 m mocné terasy, která lemuje levý okraj vážského údolí v šíři 1,5—2,5 km, leží asi 25 m nad dnešní hladinou vody Váhu. Její podloží tvoří většinou mladotřetihorní sedimenty.

Na povrchu pleistocenního terasového stupně je na levém břehu Váhu pokrývka sprašových hlín, místy obsahujících slabší polohy hlinitých písků, eventuálně hlinitého štěrku, o průměrné mocnosti kolem 10 m. Na protějším pravém břehu není terasa tak výrazně zachována a postrádá mocnou pokrývku sprašových hlín. Pod nimi ležící říční náplavy jsou složeny z písků, a hlinitých i písčitých štěrků.

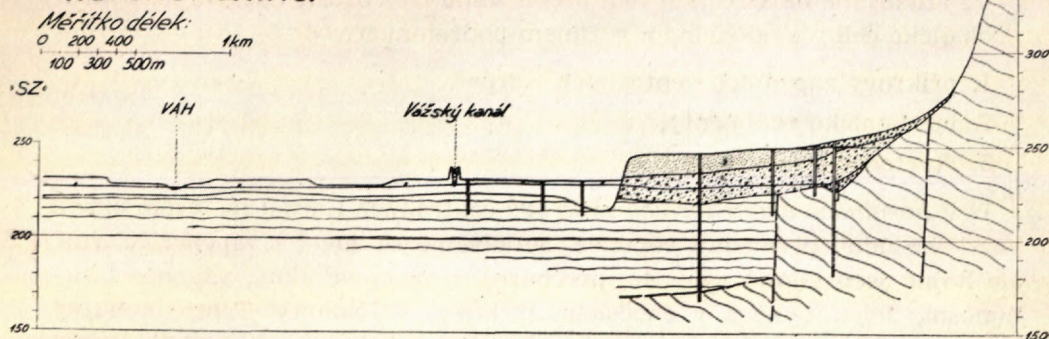
Největší plošnou rozlohu v údolí Váhu zaujímají sedimenty *mladších čtvrtohor*. I jejich podkladem jsou převážně třetihorní slepence anebo štěrky. Pod slabou, 1—2 m mocnou pokrývkou povodňových hlín, která místy, obzvláště blíže dnešního řečiště Váhu chybí, leží nepravidelně se střídající štěrky a písky, písčité a hlinitopísčité štěrky s různým poměrným zastoupením štěrků, písků a mnohdy i hlín. Velikost štěrkových valounů je různá; převládají valouny hrubší, velikosti kolem 10 cm, ale setkáváme se i dosti často s balvany o průměru půlmetrovém i větším.

Svahové ssutě jsou nejvíce rozšířeny v území vápenců a mají různý obsah hlinité příměsi. Hlíny, mimo již uvedené hlíny náplavové a sprašové, zastihneme téměř na celém povrchu území; nejmocnější jsou vyvinuty na skalním podkladě tvořeném různými písčito-jílovitými sedimenty.

Tektonika

Orientačním výzkumem v Ilavské kotlině za využití výsledků výzkumných vrtů byla zjištěna příkopová stavba tohoto vážského úseku. Zlomy jsou převážně směru h-3 a jsou místy porušeny sdruženými zlomy příčné tektoniky anebo stočeny více k severu. Tyto tektonické linie porušují jak druhohorní horniny na svazích údolí, tak burdigalské sedimenty, které se

Schematický geologický profil levého břehu Váhu v Ilavské kotlině.



Vysvětlivky:

- vápence a pískovce - vnitřní Karpaty - puklinová propustnost
- slepence a písčité šlátky - burdigal - slabě propustné
- písčité hlína - diluvium - nepropustné
- šlátky a písky - pleistocén - propustné
- šlátky a písky - holocén - velmi propustné
- sraťové hlíny a suty - slabě propustné
- hladina podzemní vody

Dovodil 1955

uložily v tektonicky predisponovaném zálivu miocenního moře, na rozhraní vnějších a vnitřních Karpat. Jejich směr je shodný se strukturními liniemi Karpat zdejší oblasti. Vznik tektonického příkopu je vázán na styk dvou velkých tektonických jednotek Karpat.

Na přiloženém profilu je interpretováno tektonické pojetí

uložení burdigalských sedimentů pod čtvrtohorními náplavy Váhu. Při okraji údolí byl zjištěn terciér o mocnosti 8 m ve dvacetimetrové hloubce, v sousední, o 100 m dále do údolí ležící vrtbě byly navrtány ve 24 m pod čtvrtohorními přímo druhohorní vápence. V další vrtbě 200 m od popisované ke středu údolí bylo navrtáno od 22 m do 35 m v terciéru. Sonda 400 m dále v profilu ve směru k Váhu prošla od 27 m do 72 m terciérem. Vyložit tento vrstevní sled jinak než tektonickým příkopem by bylo násilné.

I výsledky řady dalších vrtů nasvědčují velkému významu tektoniky jak průběhem sedimentace mladotřetihorního souvrství, tak i po jejím ukončení. Na základě výsledků těchto prací můžeme považovat za prokázané, že burdigalské sedimenty jsou zachovány v Ilavské pánvi v údolí Váhu v příkopové propadlině.

Ve studované oblasti na levém břehu Váhu lze rozlišit následující hydrogeologické celky s odchylným režimem podzemních vod:

1. příkrovy západních centrálních Karpat,
2. burdigalské sedimenty,
3. čtvrtohorní uloženiny.

1. V *horninách druhohorních příkrovů* centrálních Karpat na levém okraji vážského údolí převládají vápence. Setkáváme se zde i s vápenci čistými, ale hojně jsou slinité vápence, přecházející místy ve slíny, vápence bituminosní, dolomitické a v chočském příkrovu i dolomity. Tento mohutný komplex uhličitánových hornin je prostoupen bohatou sítí puklin, které umožňují však srážkových, eventuálně i povrchových vod. Propustnost puklin ve vápencích i dolomitech závisí na intensitě rozpukání těchto hornin, na stupni zatěsnění puklin a na stupni zkrasovatění.

Nejvíce krasových vod se hromadí v čistších vápencových souvrstvích na méně propustných slinitých vápencích nebo polohách pískovců, případně břidlic. Podzemní voda proudí v propustných horninách ve směru os místních synklinál anebo se shromažďuje v lokálních pánvích. Celkový spád hladiny podzemní vody v údolí Váhu je podmíněn geologickou stavbou jednotlivých příkrovů západních centrálních Karpat.

Nádrž podzemní vody karpatských příkrovů se odvodňuje jednak pramenními přelivy uvnitř oblasti těchto příkrovů v hornatém terénu za okrajem vážské kotliny, jednak napájí propustné horizonty třetihorních sedimentů i čtvrtohorní náplavy. Pro režim podzemních vod v druhohorních horninách je tak jako u podzemních vod mladších hydrogeologických celků rozhodující důležitosti *drenážní účinek údolí Váhu jako nejbližší erozivní základny této části západních Karpat*.

Některé pramenní přelivy, hlavně z chočského příkrovu (na př. u Ilavky), jsou zachyceny pro vodovodní zásobování sídlišť i různých závodů pitnou vodou. Mají kolísavou vydatnost a mnohdy po intenzivnějším srážkovém období nebo tání poskytují zakalenou vodu, která však vlivem řídkého osídlení v infiltrační oblasti bývá obvykle zdravotně nezávadná. Nicméně je při jímání těchto pramenů k vodárenskému využití zapotřebí náležité opatrnosti, aby využitá voda nebyla infikována, případně se nekalila (9). Mahel (12) uvádí řadu pramenů vyvěrajících na okraji vážského údolí z druhohorních vápenců anebo burdigalu.

Podzemní voda druhohorních příkrovů má zvýšenou teplotu (10—11 °C) a její celková tvrdost se pohybuje mezi 15—20° německými při zvýšeném obsahu Ca^{++} , Mg^{++} a HCO_3^- . Trvalá tvrdost vody je nízká (kolem 1° něm.).

Vody lze použít zpravidla bez předchozí úpravy k vodovodnímu zásobování jako vodu pitnou.

Při vrtání na podzemní vodu v druhohorních uhličitánových horninách v území na východ od vážského údolí je třeba umístit sondu do komplexu pokud možno čistých, rozpukanych případně zkrasovatělých vápenců nebo dolomitů, s dostatečně mocnou a rozlehlou nádrží podzemní vody. Zastihne-li vrtba jen okraj nádrže, nebo je-li umístěna ve slinitých vápencích s málo propustnými puklinami, vydatnost studny se pak pohybuje při snížení hladiny asi o 7 m pouze kolem 2 l/sec. U vrtaných studní, zbudovaných přímo ve slinitých vápencích, se vydatnost během čerpání zvětšuje, neboť přitékající podzemní voda promývá pukliny utěsněné zčásti nebo úplně jílovitým materiálem.

Druhohorní komplex západních centrálních Karpat lze sledovat i pod čtvrtohorní a třetihorní výplň vážského údolí. Při jejich provrtání nacházíme vodu artésky napjatou, jejíž výtlačná výška by při provrtání druhohor v náležité mocnosti jistě dosáhla úrovně terénu. Vydatnost vrtaných studní z druhohor pod neogenem závisí na intenzitě rozpukání, stupni zatěsnění puklin (eventuálně zkrasovatění), výtlačné výšce, možnosti doplňování zásob podzemní vody a do značné míry na délce úseku, ve kterém vrt prochází uhličitánové horniny. Bylo zjištěno, že ve vrtané studni má studna z druhohor zastoupených slinitými vápenci přítok kolem 2 l/sec.; vydatnost studni stejného průměru, hloubky a obdobné geologické posice v poměrně čistších vápencích při stejném snížení byla až 5 krát větší (10 l/sec), v jednom případě činil přítok z druhohorního podkladu neogenu až kolem 25 l/sec.

Při využití druhohorních podzemních vod v okrajových polohách vážské kotliny, kde druhohory vycházejí k povrchu, je zapotřebí bedlivé ochrany jímacích studní. Je třeba umístit je mimo obydlená údolí, vymezit jim ochranný obvod. Nevýhodou je hlubší poloha hladiny podzemní vody.

Ve vlastním vážském údolí lze naproti tomu pod pleistocenními náplavy využít podzemní vody druhohorních příkrovů západních centrálních Karpat s vyloučením uvedených nevýhod, neboť je tato voda chráněna pleistocenními náplavy jako ochrannou krycí vrstvou. Holocenní náplavy již nemají tak dokonalý ochranný účinek, neboť holocenní mělké podzemní vody jsou v užší spojitosti s vodami druhohorních příkrovů.

Je tudíž nejvýhodnější využít druhohorních podzemních vod vrtanými jímacími studnami v oblasti rozšíření pleistocenní vážské terasy.

2. *Mladotřetihorní sedimenty* jsou poměrně málo propustné, neboť většinou mají průlomy vyplněny tmelem (obvykle vápnito-písčítým) nebo zatesněné jílovito-písčítým materiálem. Pouze některé polohy jsou tvořeny propustnými písky a štěrky. Jsou to *obzory artéských vod*.

Burdigalské sedimenty vycházejí na povrch jen spoře a daleko od Ilavské

kotliny (zejména na severu u Púchova). Tím a zejména tektonickými poklesy do příkopové propadliny je ztížen průsak srážkových vod do neogenu. Většina jeho podzemní vody pochází z druhohorních příkrovů západních centrálních Karpat, jak dokazují chemické analýsy. Podzemní voda druhohorních příkrovů, mnohdy krasového charakteru, prosakuje do neogenních artéských obzorů cestami, které jsou naznačeny v připojeném profilu. Pod zvodnělými čtvrtohorními náplavy prosakuje i jejich voda do neogenu, zejména po některých cestách na některých otevřenějších tektonických zlomech.

Vydatnost studní jímajících podzemní vodu z mladotřetihorních sedimentů je závislá na stupni propustnosti zastižených vrstev a na jejich hydrologické spojitosti se zvodnělými horninami (hlavně při spojitosti s čistými vápenci s dobrou krasovou propustností).

Vydatnost burdigalských zvodnělých obzorů je obvykle menší než vydatnost podložních vápenců. Dosahuje nejvýše několik málo l/sec. na jednu vrtanou studni, procházející celým neogenem.

3. *Náplavy čtvrtohorního stáří* pokrývají mladotřetihorní nebo přímo druhohorní podklad údolí Váhu.

Pleistocenní náplavy pod průměrně 10 m mocnou krycí vrstvou přeplavené sprašové hlíny jsou složeny z uhlých štěrků a písků, které jsou méně propustné než štěrkopísčité holocenní náplavy. Protože mocná nepropustná vrstva sprašových hlín zabraňuje vnikání srážkových vod do propustného podložního štěrkového souvrství, neobsahují pleistocenní terasy podzemní vodu, která by se vsákla s jejich povrhu. Případné zvodnění je *sekundárního původu* a pochází z *nádrže podzemní vody buď druhohorních příkrovů, nebo třetihor*, která se do nich místy odvodňuje.

Při provozu studní na vodu pleistocenních náplavů je možno do nich nassávat i holocenní vody. Vydatnost studní na vodu pleistocenních náplavů je zvláště velká tam, kde se do těchto náplavů odvodňuje druhohorní krasová voda. Jsou to zejména oblasti blíže os synklinál s vyústěním vod vápencového komplexu pod zemí do pleistocenních náplavů. V takových případech bylo dosaženo vydatnosti až kolem 10 l/sec. na jednu studnu o široké kotlině v pleistocenních náplavech vody, odpovídající složením vodě krasové.

V *holocenních náplavech* Váhu existuje mocný proud podzemní vody, který proudí souhlasně se směrem a spádem říčního údolí. Hladina podzemní vody leží mělce pod povrchem (kolem 2—3 m) a kolísá během roku v rozmezí až do 2 m, jak bylo zjištěno v hydropedologických profilech. Toto kolísání je způsobeno hydrologickou spojitostí s kolísajícím vodním stavem v řečišti Váhu, při čemž se uplatňuje i vliv vody unikající z neutěsněných úseků laterálního vážského kanálu do náplavů Váhu.

Část vody holocenních náplavů Váhu má svůj původ v atmosferických srážkách přímo vsáklých do holocenní nádrže podzemních vod, neboť krycí hlinitá vrstva na štěrkopísčitých uloženiích je vyvinuta jen v úsecích mimo současné inundační území. Vzhledem k své menší mocnosti (kolem 1 m) a písčitéjšímu charakteru, než má krycí vrstva na pleistocenní terase, nebrání vsaku těchto srážkových vod.

Významný je podzemní příron vod do holocenných náplavů z pleistocenních propustných štěrků a prostřednictvím těchto štěrků i přímo a nejvýrazněji z druhohor.

Velmi dobrou propustnost holocenních náplavů potvrdila řada čerpacích pokusů. Průměrná hodnota koeficientu k se pohybuje kolem 0,0064 m/sec (maximum 0,014, minimum 0,0017). Nižší hodnoty k byly zjištěny při třítydenních čerpacích pokusech, kdežto vyšší byly vypočteny z jednodenních čerpacích zkoušek. Při zjištěné průměrné mocnosti zvodnělých propustných náplavů na levém břehu Váhu 8,35 m, průměrném k 0,0064 m/sec a spádu hladiny podzemní vody 1,5 ‰ v holocenních sedimentech můžeme počítat při rozmístění vzájemně se ovlivňujících vrtaných studní o průměru 300 mm, umístěných napříč údolím ve vzájemných vzdálenostech po 100 m, s provozní vydatností 1 studny kolem 10 l/sec. Na 1 km jímacího studňového řadu vedeného napříč údolím připadá kolem 100 l/sec. Při vícekilometrových jímacích tratích, které jsou k dispozici, jsou to velká kvanta vody. Naproti tomu nelze počítat s využitím procezované říční vody do pobřežních studní, jelikož vzhledem k využití Váhu v hydrocentrálách má v řečišti jen občasné průtok, nehledě k vodě zamořené odpadními látkami z průmyslových závodů (zejména sulfitovými výluhy).

Chemickým složením voda holocenního náplavu je poněkud měkčí (12,6—14° německých), s trvalou tvrdostí kolem 2° německých. Obsah železa kolísá mezi 0,03—0,1 mg/kg, chloridů kolem 10 mg/kg, síranů 25 mg/kg, dusičnanů 8 mg/kg. Volného CO₂ obsahuje voda okolo 5 mg/kg, výparek se pohybuje mezi 246—260 mg/kg. Teplota kolísá v rozmezí ± 2 až 3° kolem 9 °C.

Studny mohou být provozovány násoskami, při čemž je nutno zamezit častému kolísání hladiny čerpané vody, aby nedocházelo k vysrážení železa obsaženého ve vodě, což by mohlo vést k zhoršení jakosti čerpané vody, eventuálně i k zničení jímacích objektů.

13. II. 1956

*Katedra hydrogeologie a inženýrské
geologie Karlovy university,
Praha*

- Andrusov D., 1932: Několik výsledků geologických výzkumů v bradlovém pásmu v Pováží mezi Vlárrou a Púchovem. Věstník SGŮ, VIII, č. 2, Praha.
- 1932: O čtvrtohorních terasách Oravy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii západních Karpat slovenských. Věstník SGŮ, VIII, č. 4—5, Praha.
- 1933: Poznámky o geologii Pováží. Věstník SGŮ, IX, č. 3—4, Praha.
- 1933: Poznámky o mladých pohybech kůry zemské v západních Karpatech. Sborník II. sjezdu čs. geografů v Bratislavě.
- 1938: Faune du Burdigalien et de l'Helvétien de la Slovaquie occidentale. Rozpravy vědecké společnosti badatelské při ruské universitě v Praze, č. 44.
- Ferenczi S., 1915: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Pöstyén. Jahrb. der Kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt für 1915, Budapest.
- Hromádka J.: Povrchové formy Slovenska a jejich význam. Časopis učené společnosti Šafaříkovy, V, č. 3, Bratislava.
- Hynie O., Kodým O., 1928: Geologické poměry lázní Trenčanských Teplíc na Slovensku. Sborník SGŮ, VI, Praha.
- 1934: Prameny městského vodovodu lázní Trenčianskych Teplíc a příčiny jejich občasného kalení. Věstník SGŮ, X, č. 5, Praha.
- Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGŮ, zoš. 14, Bratislava.
- 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce ŠGŮ, zoš. 17, Bratislava.
- 1954: Niektoré hydrogeologické poznatky zo západného Slovenska. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.
- Matějka A., 1933: Příspěvek ku geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věstník SGŮ, IX, č. 2, Praha.

МИРОСЛАВ ДОВОЛИЛ

К ГИДРОГЕОЛОГИИ ПОВАЖСКОЙ КОТЛОВИНЫ НИЖЕ г. ИЛАВА

Поважская котловина ниже г. Илава расположена между Центральными Западными Карпатами и зоной утесов (клипп), которой она отделена от Внешних Карпат.

В Центральных Западных Карпатах предстали манийская зона и лежащие на ней покровы вепорид (нижний — крижиянский, верхний — хочский).

Грабен долины р. Ваг заполнен неогеном, сложенным главным образом конгломератами, местами глинами и песками.

Четвертичные отложения представлены речными террасами, лессовыми суглинками и голоценовыми наносами.

Буровые работы показали, что этот участок долины р. Ваг является грабеном. Продольные разломы, имеющие направление $N 3$, скрещиваются с системой поперечных разломов. Грабен образовался на стыке двух больших тектонических единиц Карпат.

Породы, из которых состоят мезозойские покровы, по большей части карбонатные и очень водопроницаемые; содержащаяся в них подземная вода движется по направлению к долине р. Ваг, которая является нижним базисом эрозии этой области. Буровые колодцы, в которые поступает вода из мезозойского основания третичных и четвертичных отложений, имеют дебит около 10 л/сек при понижении уровня воды на 1—2 м.

В верхнетретичных отложениях (бурдигал) встречаются горизонты артезианских вод, но какой-либо закономерности в их расположении не наблюдается. Вследствие ограниченной инфильтрации их дебит составляет едва несколько л/сек.

Юные четвертичные наносы р. Ваг пропитаны водой, что обусловлено инфильтрацией вод атмосферных осадков и открытых водотоков; приток воды из водопроницаемых плейстоценовых галечников и прямо из мезозойских отложений также значителен. При данных условиях можно рассчитывать, что, если в среднем $k = 0,0064$ л/сек, полезный расход воды каждого из колодцев, расположенных на линии поперечной долины, будет составлять 10 л/сек при 100-метровом расстоянии между водозаборными сооружениями.

13. II. 1956

*Кафедра гидрогеологии и инженерной геологии
Карлова университета,
Прага*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

MIROSLAV DOVOLIL

BEITRAG ZUR HYDROGEOLOGIE DES VÁH-BECKENS UNTERHALB DER STADT ILAVA

Der Váh-Becken im Gebiete unterhalb der Stadt Ilava liegt auf der Grenze zwischen den westlichen Zentralkarpathen und der Klippenzone, welche sie von den äusseren Karpathen abtrennt.

Die westlichen Zentralkarpathen sind durch die Manín-Zone und durch die auf ihr ruhenden veporiden Decken (untere: Křížna- und mittlere: Choč-Decke) repräsentiert.

Das Neogen füllt die Grabenbrüche des Váh-Tales aus. Überwiegend wird es hier durch Konglomerate, stellenweise Lehme und Sande gebaut.

Das Quartär wird durch Flussterrassen, Lösslehme und holozäne Anschwemmungen vertreten.

Durch Bohrungsarbeiten wurde der Grabenbau dieses Váh-Abschnittes nachgewiesen. Die Längsbrüche von H 3-Richtung sind durch Brüche der Quertektonik durchgesetzt. Die Entstehung des tektonischen Grabens ist auf den Kontakt beider grossen tektonischen Einheiten der Karpathen gebungen.

Überwiegend karbonatische Gesteine der mesozoischen Decken sind gut durchlässig; ihr unterirdisches Wasser strömt zum Váh-Tal, welches die untere Erosionsbasis dieses Gebietes bildet. Die im Váh-Tal erbohrten Brunnen, die das unterirdische Wasser aus dem sekundären Liegenden des Terziärs und Quartärs auffangen, erreichen eine durchschnittliche Ausgiebigkeit von 10 l/sec bei 1—2 m Erniedrigung des Wasserspiegels.

In den jungterziären Sedimenten (Burdigal) kommen die artesischen Wässer in unregelmässigen Horizonten vor. Mit Rücksicht auf die beschränkte Infiltration erreicht ihre Ausgiebigkeit nur wenige l/sec.

Stark wasserhältig sind die jungquartären Anschwemmungen des Flusses Váh. Ihr Wassergehalt entstammt einerseits der Infiltration der atmosphärischen Niederschläge, anderseits dem infiltrierten Tagwasser der Flüsse und bedeutungsvoll ist auch der Seitenzufluss aus durchlässigen Pleistozän-schottern, sowie auch direkt aus dem Meso-zoikum. Unter den gegebenen Verhältnissen kann man beim durchschnittlichen $k =$

0,0064 m/sec mit einer ausnützbaren Ausgiebigkeit von 10 l/sec pro 1 Brunnen für eine Reihe quer durch das Tal geführter Brunnen bei 100 m gegenseitiger Entfernung der Fangobjekte rechnen.

13. II. 1956

*Kathedr für Hydrogeologie und
Ingenieurgeologie an Karl's Universität,
Prah*

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

TIBOR JABLONICKÝ

ZISŤOVANIE RÝCHLOSTI PRÚDENIA SPODNEJ VODY V ŠTRKOPIESKOKCH NA ZÁKLADE DEFORMÁCIE ELEKTRICKÉHO POEA, SPÔSOBENEJ VODIVÝM TELESOM

(Ruské a nemecké resumé)

Zisťovanie rýchlosti prúdenia spodnej vody pomocou farebných alebo elektricky vodivých roztokov priamym pozorovaním nie je dostatočne presné a u technickej verejnosti budí oprávnenú nedôveru. Proti priamym metódam možno postaviť tieto reálne námietky:

1. Nie je známa difúzna rýchlosť šírenia roztoku v odporujúcom prostredí. Rýchlosť šírenia je zložitou funkciou času, koncentrácie rozpustenej látky, pohyblivosti iónov, teploty a ak máme na mysli šírenie roztoku v štrkopieskoch, tiež funkciou pórovitosti a zrnitosti. Pri použití farebných alebo elektricky vodivých roztokov, ktoré sa obyčajne nalievajú do vŕtaných sond a zisťujú v pozorovacích rúrkach, možno v rúrke zaznamenať príchod okraja rozpínajúceho sa telesa. Zo vzdialenosti rúrky od počiatočnej sondy a času potrebného na priebeh roztoku od sondy k rúrke, počítaná rýchlosť je vlastne priemetom priemernej výslednej rýchlosti od spojnice sondy a pozorovacej rúrky. Výsledná rýchlosť je vektorový súčet difúznej rýchlosti a rýchlosti prúdenia spodnej vody.

2. Koncentrácia alebo intenzita sfarbenia roztoku, zisťovaná v jednotlivých časových intervaloch v pozorovacej rúrke ako časová funkcia, je za priebehom funkcie v blízkom okolí pozorovacej rúrky oneskorená. Rýchlosť prúdenia v rúrke pri pórovitosti okolitej zeminy n je aspoň n krát menšia ako rýchlosť prúdenia v okolí. To isté platí tiež o vŕtanej sonde. Nemožno teda získať predstavu o tvare a veľkosti rozpínajúceho sa telesa.

3. Hrubou meracou technikou zistený smer prúdenia spodnej vody nevylučuje možnosť mimosmerného osadenia pozorovacej rúrky. Počtárska chyba, vyplývajúca z tejto možnosti, nie je zanedbateľná.

4. Pomerne krátka vzdialenosť pozorovacej rúrky od počiatočnej sondy je zdrojom veľkých meračských a počtárskych nepresností.

Z uvedených dôvodov určenie rýchlosti prúdenia spodnej vody priamym pozorovaním je zatažené systematickými chybami, ktoré opakovaním merania nemožno odstrániť. Ďalej opísaná metóda nemá takéto nedostatky, je nezá-

vislá od difúznej rýchlosti šírenia roztoku, a preto týmto spôsobom možno stanoviť rýchlosť prúdenia spodnej vody presnejšie ako inými metódami. Pre navrhovaný spôsob nie je potrebná vrtná sonda, stačia iba zabaranené pozorovacie rúrky.

TEORETICKÉ POZNÁMKY K NAVRHOVANEJ METÓDE

Súmerným usporiadaním zdrojov elektr. prúdu na povrchu homogénneho (o špec. odpore ϱ) alebo paralelne zvrstveného polopriestoru (o špec. odpore vrstiev $\varrho_1, \varrho_2, \dots \varrho_n$) možno vyvolať v polopriestore súmerné elektr. pole, ktorého roviny súmernosti prechádzajú osami súmernosti sýtiaceho systému.

Pre našu potrebu s výhodou použijeme elektr. pole, vytvorené pomocou lineárnej elektródy a dvoch bodových elektród (obr. 1).

Rovina XY rozdeľuje priestor na dva polopriestory. Nad rovinou XY je polopriestor o špec. odpore $\varrho = \infty$, pod rovinou XY je polopriestor o konečnom špecifickom odpore ϱ . Ľubovoľný bod roviny XY zvolme za počiatok pravouhlého súradného systému a kladný smer osi Z nech smeruje do polopriestoru o špec. odpore ϱ .

Súmerne na stred systému do osi Y vložme lineárnu elektródu o dĺžke $d = 2l$ a tiež na vzdialenosť l od počiatku na obe strany umiestime bodové elektródy (obr. 1). Ďalej predpokladajme rovnomerné rozloženie nábojov po celej dĺžke lineárnej elektródy. Potom na jednotku dĺžky pripadá prúd q

$$q = \frac{I}{2l}.$$

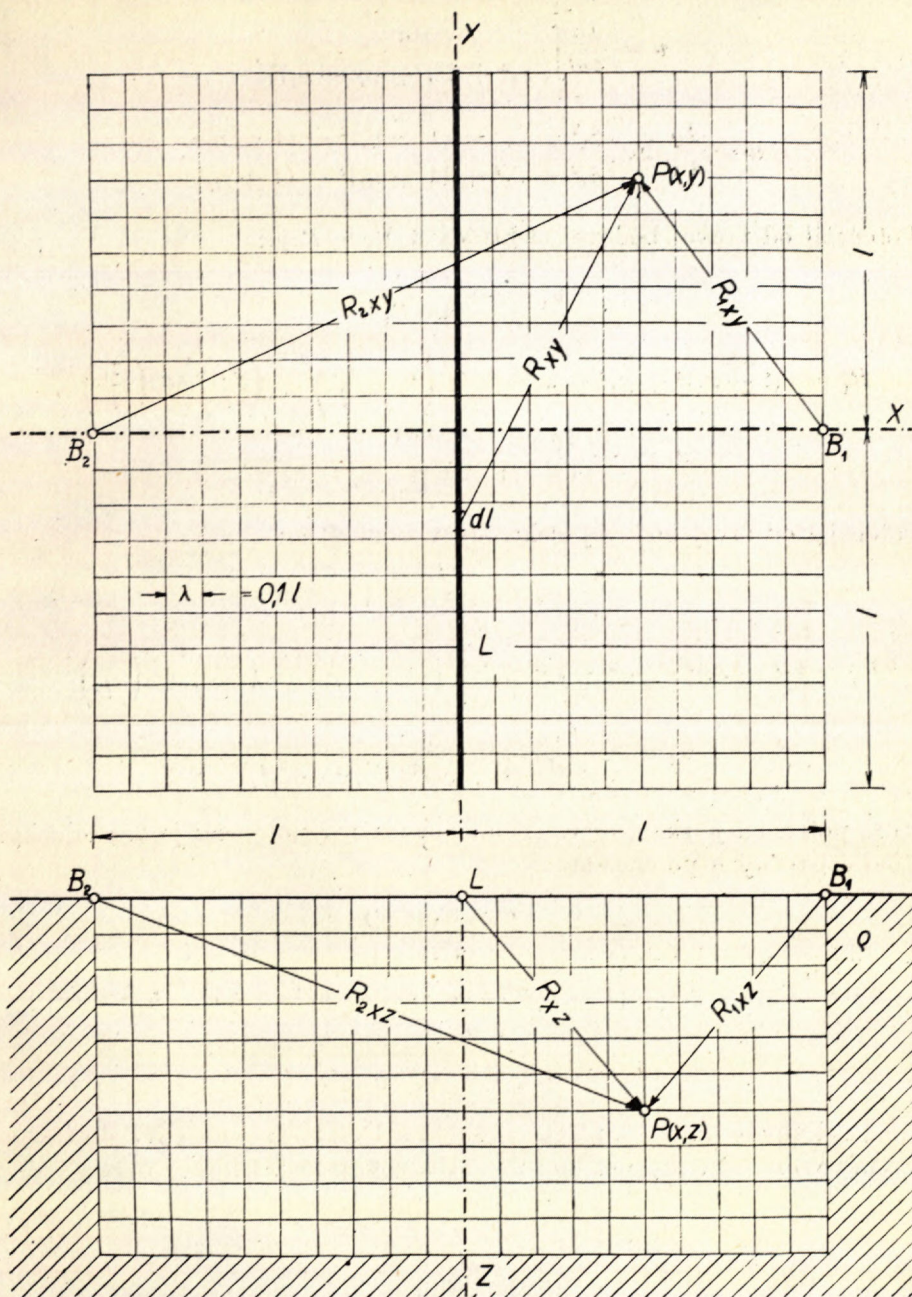
Potenciál v bode $P(x_1, y_1, z_1)$ od elementu dĺžky dl , ak predpokladáme potenciál v nekonečnu rovný nule, je:

$$du = \frac{I\varrho}{4\pi l} \frac{dy}{R},$$

$$R = \sqrt{x_1^2 + (y - y_1)^2 + z_1^2}$$

Potenciál od celej dĺžky je:

$$\begin{aligned} u &= \frac{I\varrho}{4\pi l} \int_{-l}^{+l} \frac{dy}{\sqrt{x_1^2 + z_1^2 + (y - y_1)^2}}, \\ &= \frac{I\varrho}{4\pi l^2} \int_{-1}^{+1} \frac{dy}{\sqrt{\left(\frac{x_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{z_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{y}{l} - \frac{y_1}{l}\right)^2}}, \\ \frac{x_1}{l} &= \xi_1; \quad \frac{y_1}{l} = \eta_1; \quad \frac{y}{l} = \eta; \quad \frac{z_1}{l} = \zeta_1 \\ &\quad dy = l d\eta \end{aligned}$$



Obr. 1

$$u = \frac{I\rho}{4\pi l} \int_{-1}^{+1} \frac{d\eta}{\sqrt{\xi_1^2 + \zeta_1^2 + (\eta - \eta_1)^2}},$$

$$u = \frac{I\rho}{4\pi l} \ln \frac{\sqrt{\xi_1^2 + \zeta_1^2 + (1 - \eta_1)^2} + (1 - \eta_1)}{\sqrt{\xi_1^2 + \zeta_1^2 + (1 + \eta_1)^2} - (1 + \eta_1)}.$$

Potenciál od pravej bodovej elektródy v bode P je:

$$u_1 = -\frac{I\rho}{4\pi} \frac{1}{R_1},$$

$$R_1 = \sqrt{(l - x_1)^2 + y_1^2 + z_1^2} = l \sqrt{\left(1 - \frac{x_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{y_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{z_1}{l}\right)^2},$$

$$u_1 = -\frac{I\rho}{4\pi l} \frac{1}{\sqrt{(1 - \xi_1)^2 + \eta_1^2 + \zeta_1^2}}.$$

Potenciál od ľavej bodovej elektródy v bode P je:

$$u_2 = -\frac{I\rho}{4\pi} \frac{1}{R_2},$$

$$R_2 = \sqrt{(l + x_1)^2 + y_1^2 + z_1^2} = l \sqrt{\left(1 + \frac{x_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{y_1}{l}\right)^2 + \left(\frac{z_1}{l}\right)^2},$$

$$u_2 = -\frac{I\rho}{4\pi l} \frac{1}{\sqrt{(1 + \xi_1)^2 + \eta_1^2 + \zeta_1^2}}.$$

Pretože potenciál je skalárnou veličinou, výsledný potenciál je algebraickým súčtom čiastočných potenciálov:

$$U = u + u_1 + u_2,$$

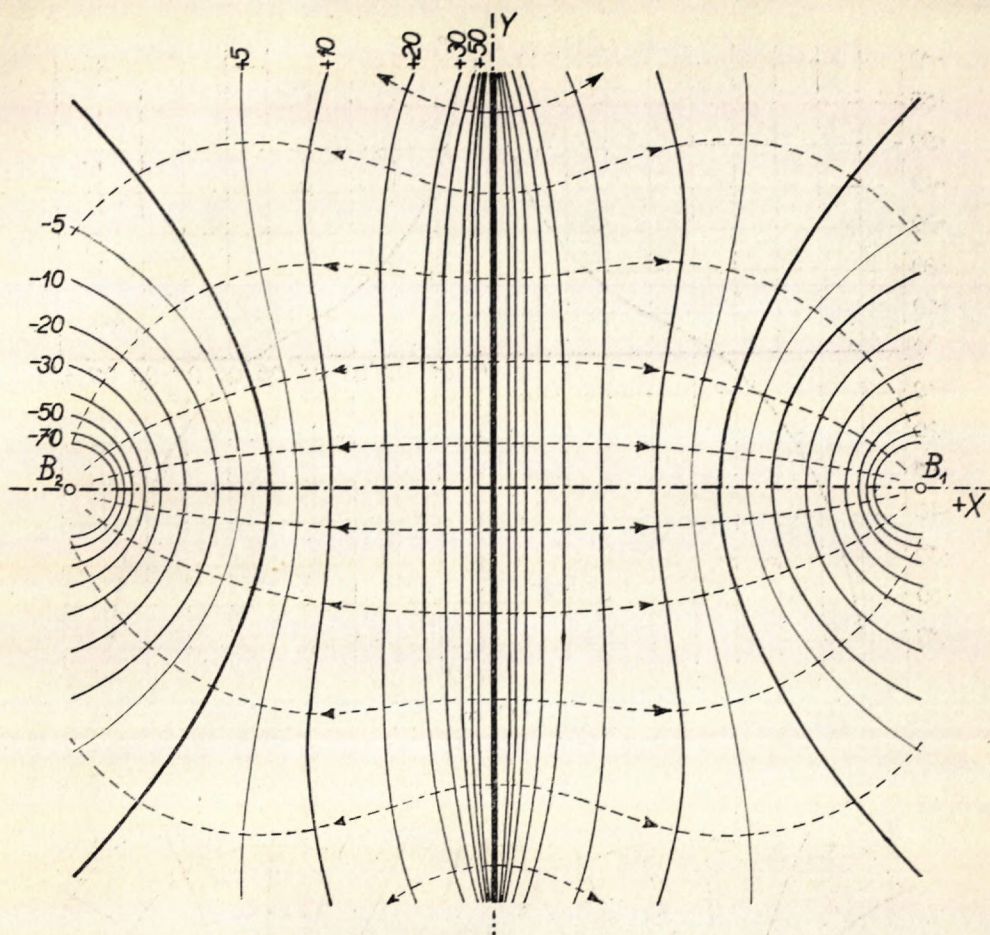
$$U = \frac{I\rho}{4\pi l} \left(\ln \frac{\sqrt{\xi_1^2 + \zeta_1^2 + (1 - \eta_1)^2} + (1 - \eta_1)}{\sqrt{\xi_1^2 + \zeta_1^2 + (1 + \eta_1)^2} - (1 + \eta_1)} - \frac{1}{\sqrt{(1 - \xi_1)^2 + \eta_1^2 + \zeta_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{(1 + \xi_1)^2 + \eta_1^2 + \zeta_1^2}} \right).$$

Prenik ekvipotenciálnych plôch s rovinou XY alebo s rovinou XZ dostaneme riešením rovnice ekvipotenciálnej plochy s rovnicou príslušnej roviny:

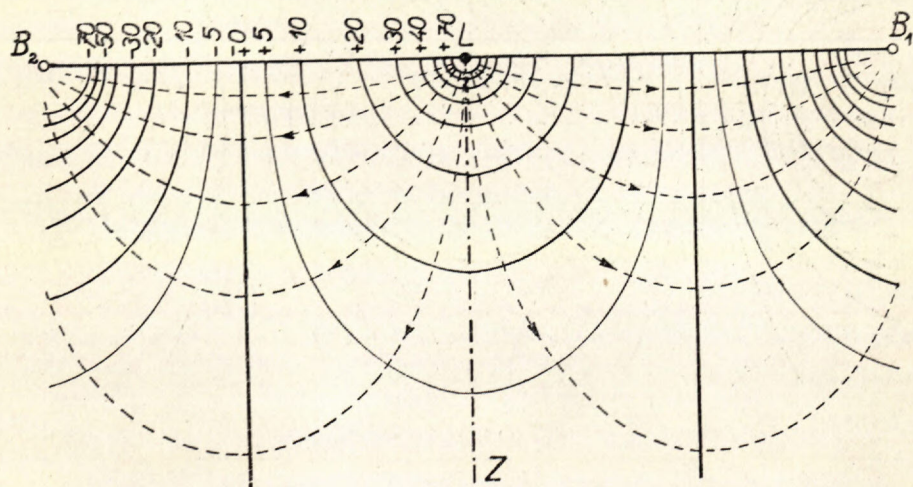
$$U = k, \quad \zeta = 0, \\ \eta = 0.$$

Pre názor a zjednodušenie výpočtu zvolíme

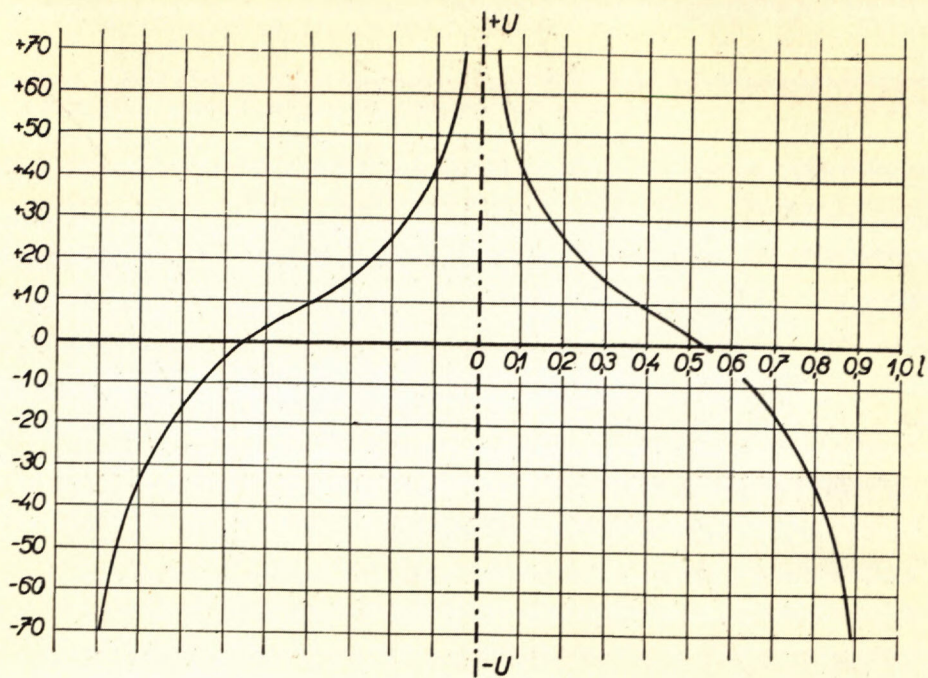
$$\frac{I\rho}{4\pi l} = 10 \text{ V}.$$



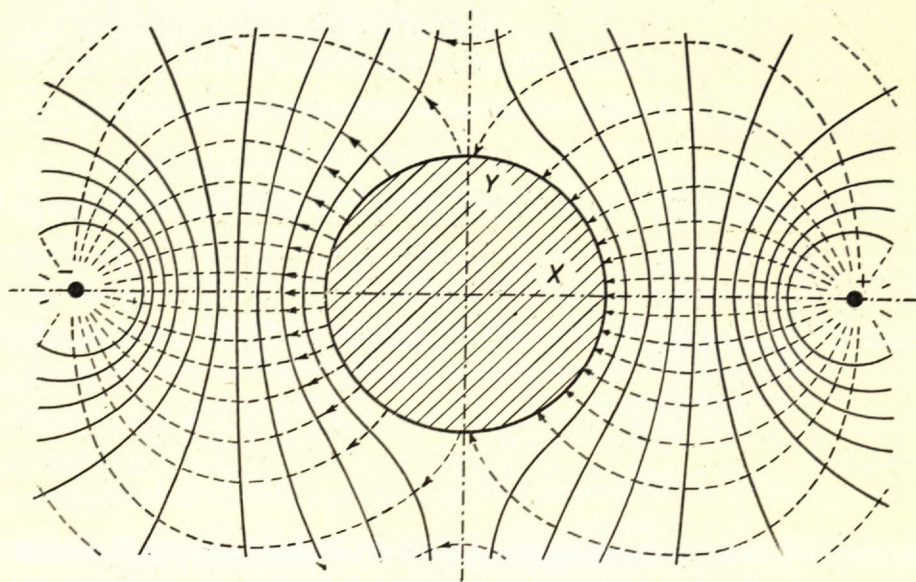
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 5

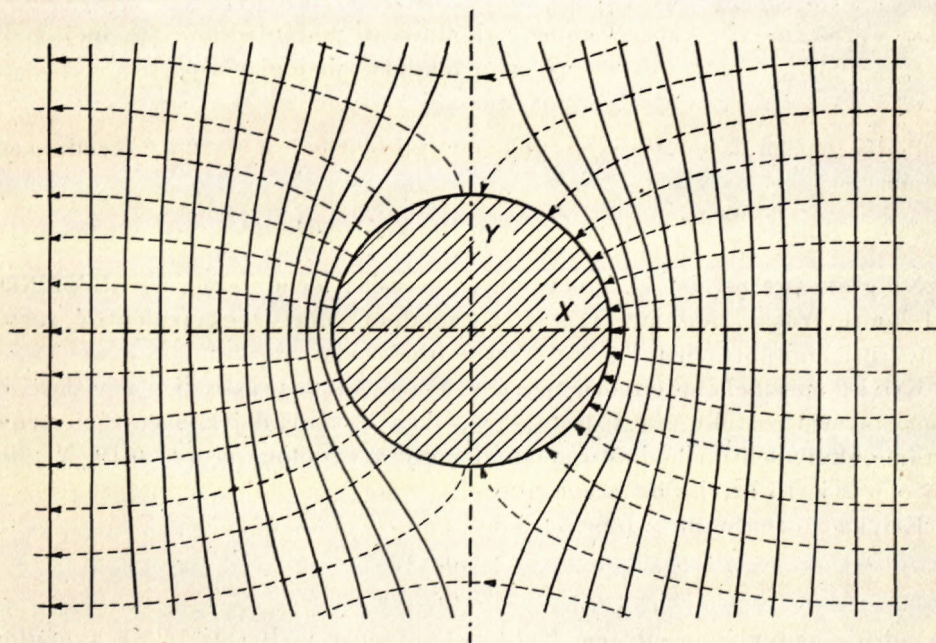
Na obr. 2 je znázornený prenik ekvipotenciálnych plôch s rovinou XY , na obr. 3 s rovinou XZ .

Priebeh potenciálu na osi X od ľavej po pravú bodovú elektródu je vynesený na obr. 4.

Ak do súmerného elektrického poľa vytvoreného v prostredí o špec. odpore ρ vložíme teleso odlišnej vodivosti ako prostredie, elektr. pole sa zdeformuje. Deformácia nadobudne súmerný charakter, ak teleso má súhlasne rovnobežné osi súmernosti s elektr. polom a stred telesa sa pohybuje po niektorej osi súmernosti elektr. poľa. V prípade ak sa stred telesa nachádza v strede súmernosti poľa, osi súmernosti deformovaného poľa sú zhodné s osami súmernosti ne-deformovaného poľa. Na vyšetrovaní súmernosti elektr. poľa je založená predmetná metóda zisťovania rýchlosti prúdenia spodnej vody.

Pre nás nie je potrebné poznať analytický tvar ekviskalárnych hladín deformovaného poľa, čo má čisto teoretický význam bez možnosti praktického aplikovania v prírodných podmienkach. Pre našu potrebu vystačíme s jednoduchým geometrickým názorom na priebeh deformácie v podmienkach fyzikálne jasných a matematicky jednoducho definovateľných.

Na obr. 5 je znázornený potenciálny plán súmerne deformovaného elektr. poľa medzi bodovými elektródami, na obr. 6 medzi lineárnymi elektródami vložení dokonale vodivého guľového telesa do elektr. poľa.



Obr. 6

1. Nevyhnutnou podmienkou je dostatočný pohyb spodnej vody. Nie je možné vopred stanoviť interval rýchlosti prúdenia, v ktorom je zaručená spoľahlivosť navrhovanej metódy. Domnievam sa, že pri väčších rýchlostiach výsledky merania budú presnejšie.

2. Ideálne by bolo vytvoriť teleso relatívne k prostrediu vysokovodivé a rotačné okolo vertikálnej osi. Rotačnosť nie je nevyhnutnou podmienkou a nie je myslená prísne geometricky. Postačujúcou podmienkou je súmernosť telesa k rovinám rovnobežným s rovinami súmernosti elektr. poľa, vedených vertikálnou ťažnicou vodivého telesa. Vplyv malých odchýliek od stanovenej podmienky súmernosti možno zanedbať.

Vyššiu vodivosť telesa, unášaného pohybom spodnej vody, ako je vodivosť prostredia, dosiahneme rýchlym vtlačením vodného roztoku NaCl cez pozorovaciu rúrku pod hladinu spodnej vody.

3. Rôzne počiatkové vodivosti telies dosiahneme vtlačovaním roztokov o rôznych koncentráciách. Teoreticky by bolo žiadúce vytvorenie telesa o čo najväčšej vodivosti, avšak prírodné a praktické podmienky sú s teoretickou požiadavkou v čiastočnom rozpore.

Uvažujme, čo do elektr. odporu makro-homogénne prostredie, napr. dunajské štrky z okolia Štefánikoviec a Kalinkova:

$n = 32,5 \%$ uvažovaná pórovitosť štrkopieskov,

$\varrho_2 = 285 \Omega m$ špec. odpor štrkopieskov pod hladinou spodnej vody,

$I_v = 0,3 \text{ ‰}$ uvažovaný spád hladiny spodnej vody,

ϱ_v špec. odpor spodnej vody.

Podľa našich laboratórnych pokusov pórovitosti $n = 32,5 \%$ zodpovedá pomer

$$\frac{\varrho_v}{\varrho_2} = 0,19, \quad \varrho_v = 0,19 \cdot 285 = 54,2 \Omega m.$$

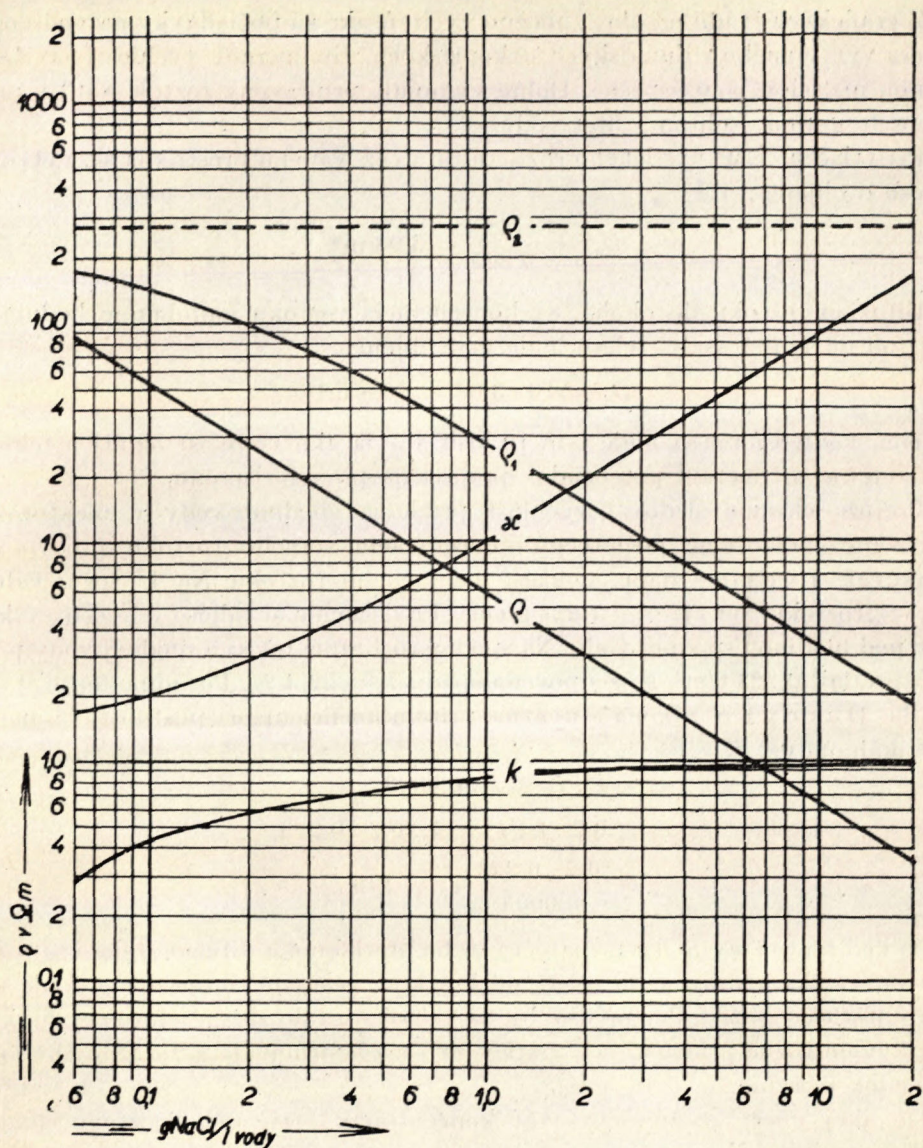
Na grafe pre ϱ (obr. 7), ktorý udáva závislosť špec. odporu roztoku NaCl od koncentrácie, môžeme odčítať, že spodnej vode je ekvivalentný roztok NaCl pri koncentrácii 0,1 g NaCl na 1 liter vody.

Krivku špecifického odporu telesa v uvažovanom prostredí v závislosti od koncentrácie roztoku NaCl dostaneme, ak k uvažovanej koncentrácii pripočítame ekvivalentnú hodnotu spodnej vody a vydělíme číslom 0,19. V grafe na obr. 7 je to krivka označená ako ϱ_1 .

Krivka s označením z (obr. 7), kde:

$$z = \frac{\varrho_2}{\varrho_1},$$

vyjadruje vplyv koncentrácie NaCl na zvýšenie vodivosti telesa vzhľadom na okolité prostredie.



Obr. 7

Z hľadiska geoelektrického prieskumu je dôležitá predstava o vplyve vodivého telesa na veľkosť deformácie elektr. poľa, ktorú môžeme zaznamenať na povrchu terénu. Na veľkosť vplyvu môžeme usudzovať z krivky k (obr. 7), kde:

$$k = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1},$$

Z grafických štúdií na obr. 7 možno vyčítať, aké sú požiadavky na vodivosť telesa vytvoreného v dunajských štrkopieskoch, aby meranie rýchlosti navrhovanou metódou bolo úspešné. Dobré vyhovuje pripravený roztok NaCl v pomere 10 gramov soli na 1 liter vody.

Pri vtláčení 1 m³ uvedeného roztoku do uvažovaného prostredia sa vytvorí teleso o objeme:

$$O_{10} = \frac{1}{0,325} = 3,08 \text{ m}^3.$$

Difúziou roztoku do okolia, až koncentrácia roztoku nadobudne hodnotu 1 g soli na 1 liter vody, teleso bude mať objem:

$$O_1 = 10 \cdot 3,08 = 30,8 \text{ m}^3,$$

pričom vodivosť telesa bude ešte 10 krát väčšia ako vodivosť okolia a teleso sa zreteľne pri meraní potenciálov prejaví na povrchu terénu.

Pretože chceme sledovať rýchlosť prúdenia spodnej vody v niektorom horizonte, nemôžeme počiatočnú koncentráciu solného roztoku ľubovoľne zvyšovať. Uvažujme napr. použitie nasýteného roztoku NaCl. Špec. váha 26,4 % roztoku NaCl je $\gamma = 1,223 \text{ g/cm}^3$. Predstavme si takéto teleso o výške 1 m pod hladinou spodnej vody. Na spodné rozhranie telesa a spodnej vody pôsobí pretlak 0,223 t/m², čo zodpovedá spádu $I_s = 22,3 \%$. Posúdme tento stav podľa D a r c y h o zákona a uvažme pritom koeficient priepustnosti v smere vertikálnom 0,2 k:

$$v_v = k \cdot I_v = k \cdot 0,0003,$$

$$v_s = 0,2 \cdot k \cdot I_s = k \cdot 0,2 \cdot 0,223,$$

$$v_s = \frac{0,2 \cdot 0,223}{0,0003} v_v = 149 v_v.$$

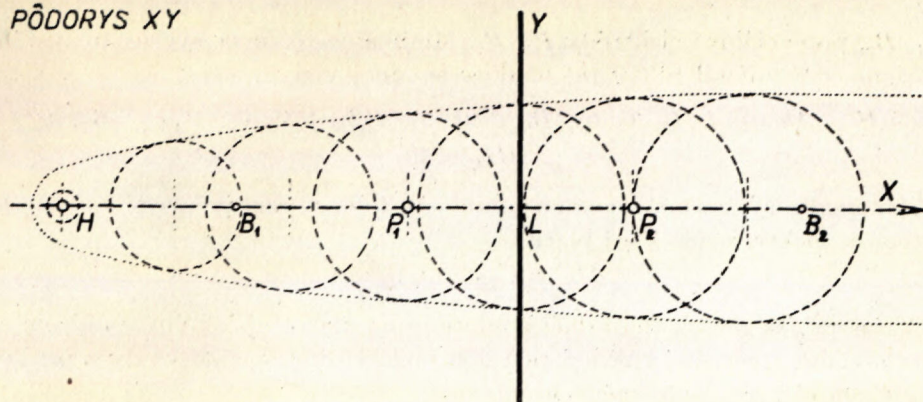
Aj keď tento stav je iba počiatočný, lebo pretlakom a difúziou teleso sa rozšíri na všetky strany a po relatívne krátkom časovom intervale pretlak sa asymptoticky blíži nule, predsa by sa teleso dostalo do neželateľnej hĺbky a vplyvom rôzne priepustných vrstiev by sa zdeformovalo a zatažilo chybou výsledok merania.

Do akej miery možno zvyšovať koncentráciu vtláčaného roztoku, bude úlohou výskumného šetrenia.

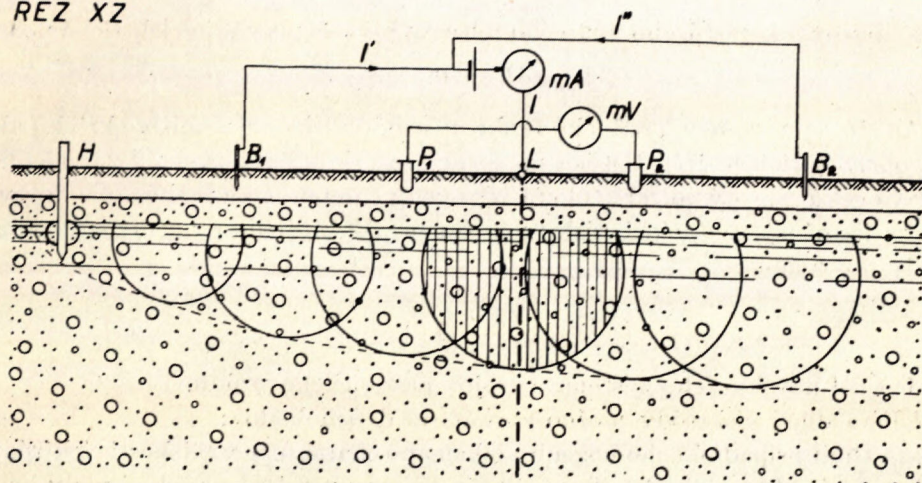
4. Voľba súmerného elektrického poľa je výhodná pre pozorovanie malých zmien v elektrickom poli. Navrhovaná sústava podľa obr. 1 plní vlastne funkciu odporového mostka (obr. 8).

Navrhovaná metóda predpokladá známy smer prúdenia spodnej vody. X-ovú os sytiaceho systému položíme do spádnice, ktorú vedieme zvolenou pozorovacou rúrkou H. Kladný smer zvolíme v smere spádu. Symetricky na os X do osi Y položíme lineárnu elektródu L. Bodové elektródy označme

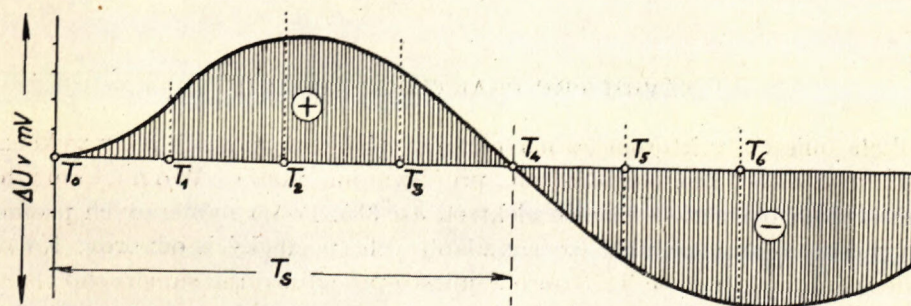
PÔDORYS XY



REZ XZ



PRIEBEH ΔU



Obr. 8

B_1, B_2 , potenciálové elektródy P_1, P_2 . Minimálne rozmery sýtiaceho systému môžeme odvodiť od hĺbky (h) hladiny spodnej vody.

$$H(-4h, 0), B_1(-3h, 0), B_2(+3h, 0), P_1(-1,5h, 0), P_2(+1,5h, 0) \\ HL = 4h$$

Zapojením sýtiaceho a meracieho obvodu (obr. 8, rez) presvedčíme sa o súmernosti elektr. poľa. Musí platiť:

$$\Delta U = U_{B1} - U_{B2} = 0.$$

V čase T_0 sa roztok soli vtláči kompresorom alebo injekčným aparátom cez perforovanú studničnú rúrku aspoň 2 m pod hladinu spodnej vody a pri konštantnom elektr. prúde začneme meranie.

$$I' + I'' = I = \text{konštante.}$$

Približovanie rastúceho vodivého telesa spojite ovplyvňuje elektrické pole a

$$\Delta U \neq 0.$$

Ak ΔU vynesieme v grafe ako funkciu času, dostaneme približne krivku ako na obr. 8 (priebeh ΔU). Úsečka na časovej osi, kde funkcia mení znamienko, udáva čas T_s , ktorý potrebovalo ťažisko vodivého telesa na prekonanie dráhy s od počiatočnej studničnej rúrky po rovinu YZ . Rýchlosť prúdenia spodnej vody dostaneme:

$$V_v = \frac{s}{T_s}.$$

5. Účel navrhnutého systému zdrojov elektrického prúdu.

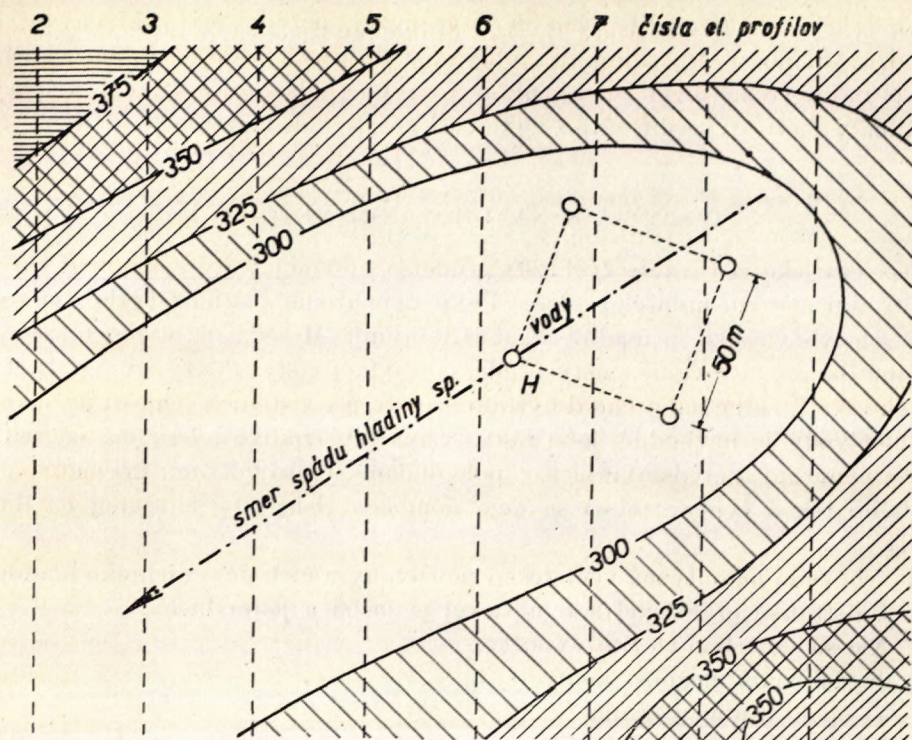
Úlohu dlhej elektródy možno zhrnúť do dvoch bodov:

- a) stlmiť prípadnú nehomogenitu lokálneho charakteru v blízkosti elektródy,
- b) v prípade malej odchýlky pri určení smeru prúdenia spodnej vody bude pri prechode ťažiska vodivého telesa rovinou YZ zachovaná aspoň jednoosá súmernosť deformovaného elektrického poľa.

Úlohou bodových elektród je, aby svojím sústredenejším vplyvom spôsobili merateľnú deformáciu elektrického poľa (obr. 2, 3).

NÁVRH PRE PRAKTICKÉ MERANIE

Okolie miesta, v ktorom sa má meranie rýchlosti spodnej vody vykonať, preskúma sa elektr. odporovým profilovaním podľa *Wennerovho* usporiadania (rozpätie sýtiacich elektród asi 3h). Podľa nameraných profilov sa vynesie do situácie plán izočiar zdanlivých špecifických odporov. Na základe plánu izočiar sa určí rovnomerné miesto pre situovanie súmerného elektr. poľa (obr. 9), nevyšrafovaná časť.



Obr. 9

Na vhodnom mieste sa zabarania štyri studničné rúrky pod hladinu spodnej vody tak, aby tvorili štvorec o strane asi 50 m (jedna rúrka je pre kontrolu).

Zo stredu štvorca sa zaniiveluje presne horný okraj rúrok a relatívne k niektorej rúrke sa stanoví výšky. Pásmom, na konci zataženým a opatreným dvoma elektrickými hrotovými kontaktmi, zistí sa presne hĺbka hladiny spodnej vody vo všetkých rúrkach. Graficky a počtársky sa stanoví smer a veľkosť spádu hladiny spodnej vody.

O umiestení elektród a o spôsobe merania sme už hovorili v predošlých statiach. Rozvetvenie prúdu na dve polovice možno zaistiť menením vstupného odporu na bodových elektródach. Lineárna elektróda sa uzemní asi v 10 cm hlbkej ryhe, zasype sa vyrytou zeminou a zaleje vodou. Ako lineárnu elektródu možno použiť pozinkované oceľové lano o priemere $\varnothing = 5$ mm.

Pri dobrej organizácii môže byť potrebné šetrenie vykonané za dva dni. Elektrické odpor. profily sa môžu pritom využiť ako podklad pre elektrické a mechanické sondovanie.

Na základe elektrického sondovania a merania rýchlosti prúdenia spodnej vody navrhovaným spôsobom možno zistiť dáta o pórovitosti a priepustnosti

štrkopieskov. Ekonomický význam navrhnutej metódy pri vyhľadávaní a posudzovaní miest pre založenie veľkých vodných stavieb v štrkopieskoch, ako je napr. vodné dielo Dunaj, nie je potrebné zvlášť zdôrazňovať. Úspory a náklady možno vyčíslíť až po vykonaní pokusných meraní.

DISKUSIA K NAVRHOVANEJ METÓDE

Geoelektrické zisťovanie rýchlosti prúdenia spodnej vody spracovali rôzni autori ako metódu nabitého telesa. Úzko vymedzená platnosť týchto metód robí ich vo väčšine prípadov nepoužiteľnými. Metóda nabitého telesa je vhodná iba pre zisťovanie smeru prúdenia spodnej vody. Použitie presýteného roztoku NaCl voľne naliateho do vŕtanej sondy pre zistenie rýchlosti prúdenia spodnej vody je nevhodné, lebo takto vzniknuté vodivé teleso má neurčitý tvar a nemožno si predstaviť elektr. pole buденé týmto telesom. Pri metódach nabitého telesa sytenie telesa sa deje pomocou elektródy spustenej na dno sondy.

Navrhovaná metóda má voči dosiaľ používaným metódam niekoľko kladov:

1. Po stránke praktickej a teoretickej je jasná a jednoduchá.
2. Nie sú potrebné zložité výpočty.
3. Je dokonalá možnosť kontroly:
 - a) opakovaním merania,
 - b) súčasné meranie prírastku potenciálu dvoma párami nepolarizovateľných elektród,
 - c) odsunutím sytiaceho systému o Δs v smere spádu hladiny spodnej vody, pričom musí platiť:

$$s = v \cdot T_s,$$
$$\Delta s = v \cdot \Delta T_s.$$

Po zistení týchto rovností nie je potrebná iná kontrola.

10. V. 1956.

*Ústav stavebnej geológie
Bratislava*

ТИБОР ЯБЛОНИЦКИЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГАЛЕЧНИКО-ПЕСКАХ НА ОСНОВАНИИ ДЕФОРМАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ, ВЫЗВАННОЙ ПРИСУТСТВИЕМ ПРОВОДНИКА

Получение гидротехнических данных для очень проницаемых, рыхлых пород, какими например являются дунайские галечнико-пески, бывает делом нелегким, требующим продолжительного времени и больших затрат. Найти новый способ решения этой за-

дачи — вот тема, разработка которой может иметь большое значение. Нужно, следовательно, признать, что и получение надежных гидротехнических данных, относящихся к дунайским галечнико-пескам является работой исследовательского характера.

Если представить себе грандиозность гидросооружений на р. Дунай и геологическое строение территории, по которой пройдет трасса канала и где будут расположены ступенями отдельные гидроэлектростанции, то станет ясно, что применение предлагаемого метода и успешное завершение исследований явятся большим вкладом геофизиков в инженерную геологию, вкладом, который поможет решению практических вопросов.

Предлагаемый метод основан на наблюдении деформации симметричного электрического поля, вызванного присутствием проводника значительных размеров (фиг. 8). Симметричное электрическое поле создается при помощи одного длинного и двух точечных электродов (фиг. 1, 2, 3, 4). В качестве проводника (фиг. 7) берется раствор NaCl, который нагнетается через скважину колодца под зеркало грунтовых вод.

10. V. 1956

*Институт инженерной геологии, Жилина
Отделение в г. Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

TIBOR JABLONICKÝ

FESTSTELLUNG DER GESCHWINDIGKEIT DER GRUNDWASSERSTRÖMUNG IN SCHOTTERSANDEN AUF GRUND DER DURCH EINEN LEITKÖRPER VERURSACHTEN DEFORMATION DES ELEKTRISCHEN FELDES

Die Schwierigkeit, Langsamkeit und hohe Kosten beim Erwerben hydrotechnischer Daten in sehr durchlässigen Erdarten, wie z. B. die Donau-Schotterandsen sind, bilden ein dankbares Thema für eine neue Lösung der gegebenen Problematik.

Wenn wir die Grösse des Donau-Wasserwerkes und den geologischen Bau des Gebietes, wo die Kanaltrasse geführt und die einzelnen Hydrozentralen errichtet werden sollen, im Sinne haben, könnte die Erforschung der vorgeschlagenen Methode beim erfolgreichen Schlussergebnis einen wertvollen Beitrag der Geophysiker zur Lösung praktischer Probleme im Bereiche der Ingenieurbauten bedeuten.

Die vorgeschlagene Methode beruht auf der Beobachtung der Deformation eines symmetrischen elektrischen Feldes, die durch einen genügend grossen Leitkörper (Bild 8) verursacht wird. Das symmetrische elektrische Feld wird durch eine lange und zwei Punktelektroden (Bild 1, 2, 3, 4), der Leitkörper (Bild 7) durch Injektion einer NaCl-Lösung mittels eines Pumpenrohrs unter die Oberfläche des Grundwassers gebildet.

10. V. 1956

*Anstalt für Baugeologie, Žilina,
Zweiganstalt Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 9

NEPERIODICKÁ EDÍCIA GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA
V BRATISLAVE, MLYNSKÁ DOLINA 1

VYDALO VYDAVATELSTVO SLOVENSKEJ AKADEMIE VIED
V BRATISLAVE 1956

Vedecká redaktorka dr. Edita Brestenská
Redaktorka publikácie Brigita Váhovská
Technický redaktor Jaroslav Krejzla

301-03. Daň 5%. 4432/56-IV/1-37, P. č. 529. Náklad 1150 výtlačkov. PH 7,83. AH 12,90. VH 13,90.
Papier 221-01, 70×100, 80 g. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS, Bratislava, zo sadzby
písmom garmond Excelsior.

Cena brož. Kčs 16,25

56/III-3
A 50551



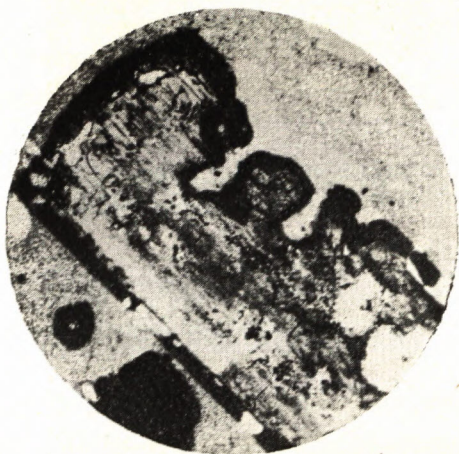
Obr. 1. Rozpad andezitu podľa vertikálnych puklín. Kameňolom severovýchodne od kóty 416 (Šúplatka).

Foto Krist



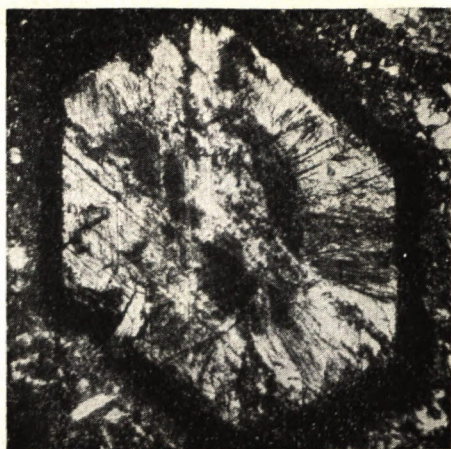
Obr. 2. Lavicovitý rozpad andezitu v kameňolome severovýchodne od kóty 416 (Šúplatka).

Foto Krist



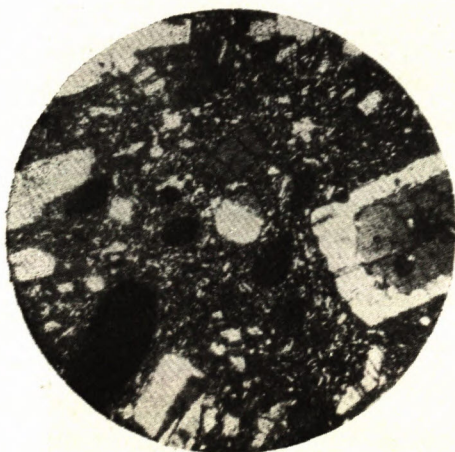
Obr. 1. Čadičový amfibol najprv korodovaný a v ďalšom štádiu čiastočne resorbovaný. Nik. //. Zväčšené.

Foto Osvald



Obr. 2. Čadičový amfibol autometamorfického vývoja, resorbovaný, od krajov a podľa štiepných puklín. Nik. //. Zväčšené.

Foto Osvald



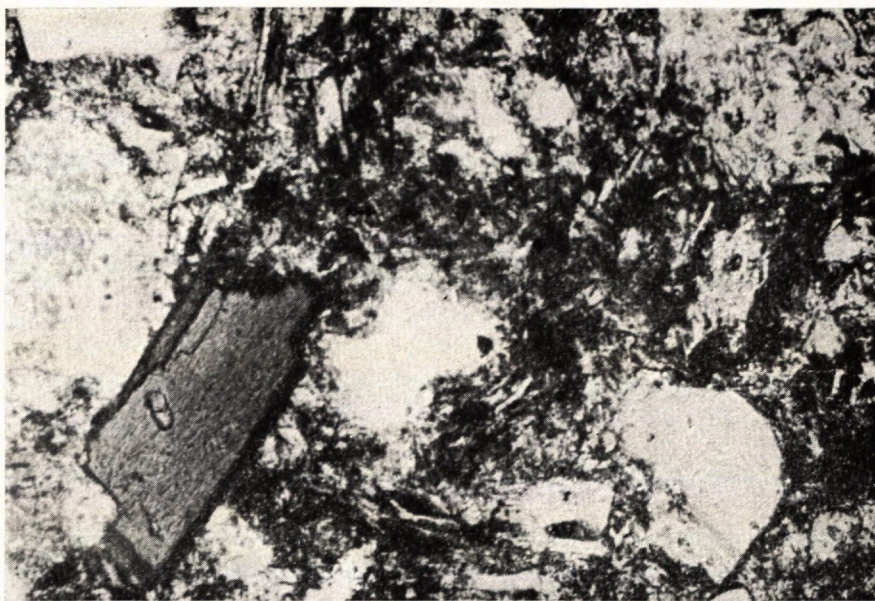
Obr. 3. Obrastanie kosoštvorcového pyroxénu — hypersténu jednoklonným diopsidickým augitom. Čierne vyrastlice predstavujú úplne resorbované čadičové amfiboly. Nik. +. Zväčšené.

Foto Osvald



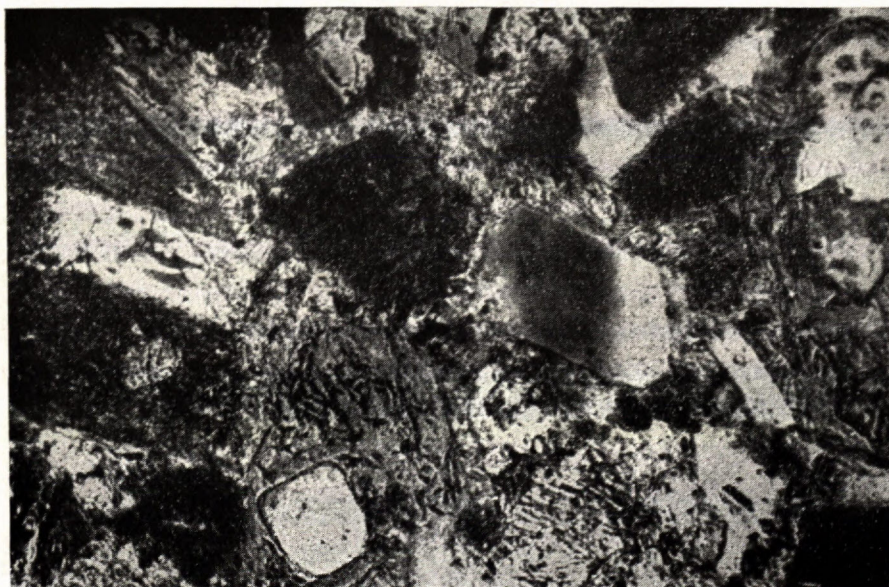
Obr. 4. Serpentinizácia rombického pyroxénu — hypersténu postupujúca od okrajov a pozdĺž štiepatelnosti v pyroxenickom andezite z aglomerátov. Nik. +. Zväčšené.

Foto Osvald



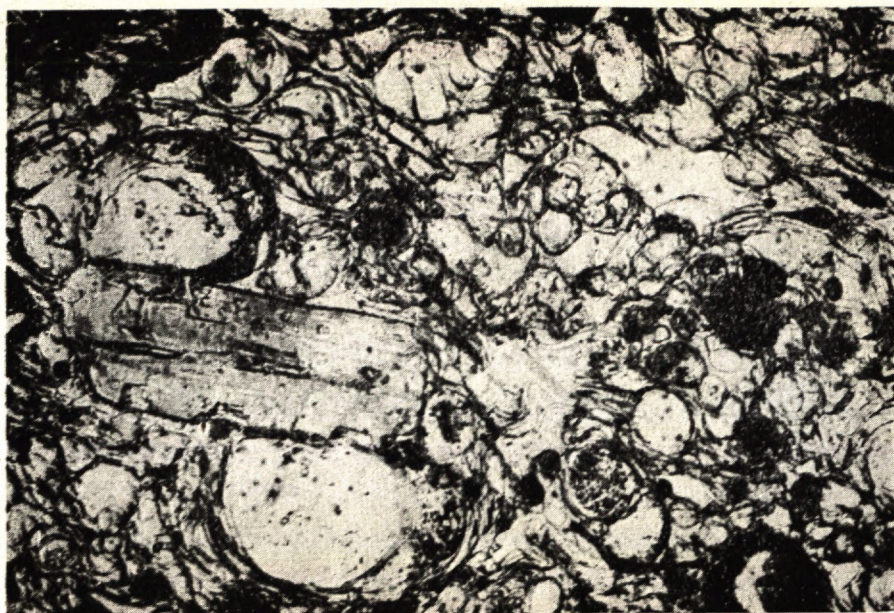
Obr. 1. Čajkov. Vitroklastický tuf s litoidnými úlomkami andezitov. Biele sú živce a tmavšie šedé sú úlomky andezitov. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



Obr. 2. Čajkov. Tuf s natavenými živcami (biele) a s biotitom. V pravom rohu hore úlomok pemzy. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



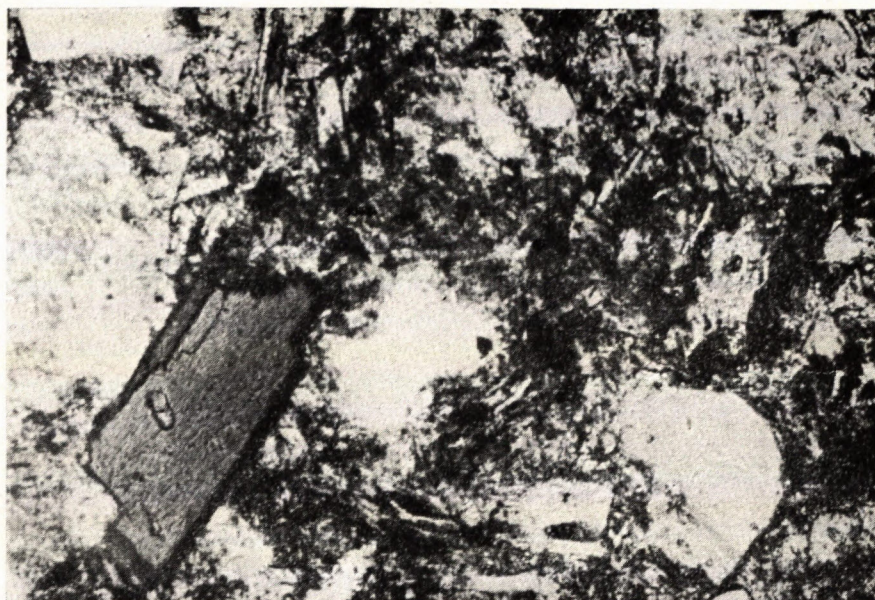
Obr. 1. Dolné Brhlovce. Vitroklastická štruktúra tufu s vyrastlicou andezínu. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



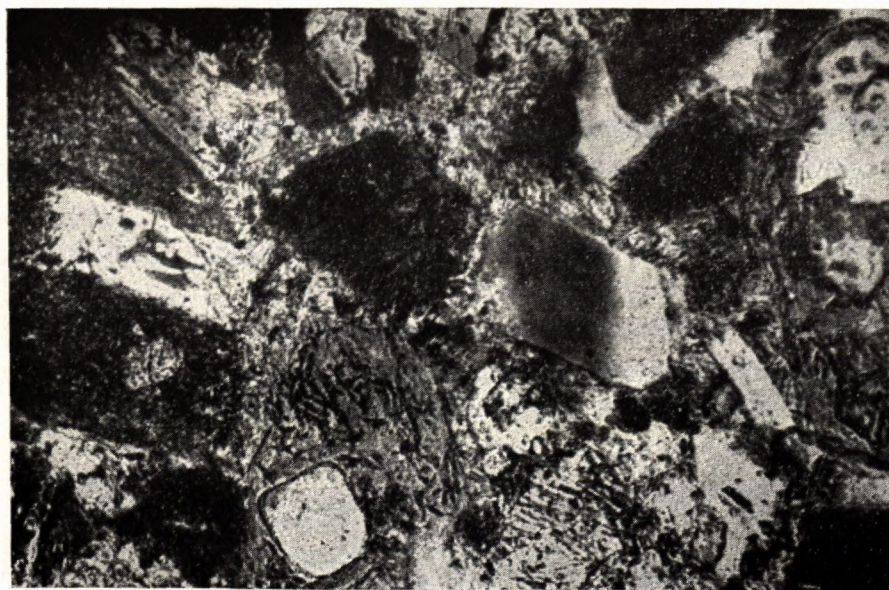
Obr. 2. Dolné Brhlovce. Litoidný tuf. Pekne viditeľné sú nepravidelné úlomky živcov (biele) a menšie úlomky hornín (tmavošedé) v mútnej scementujúcej sklovitej hmote. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



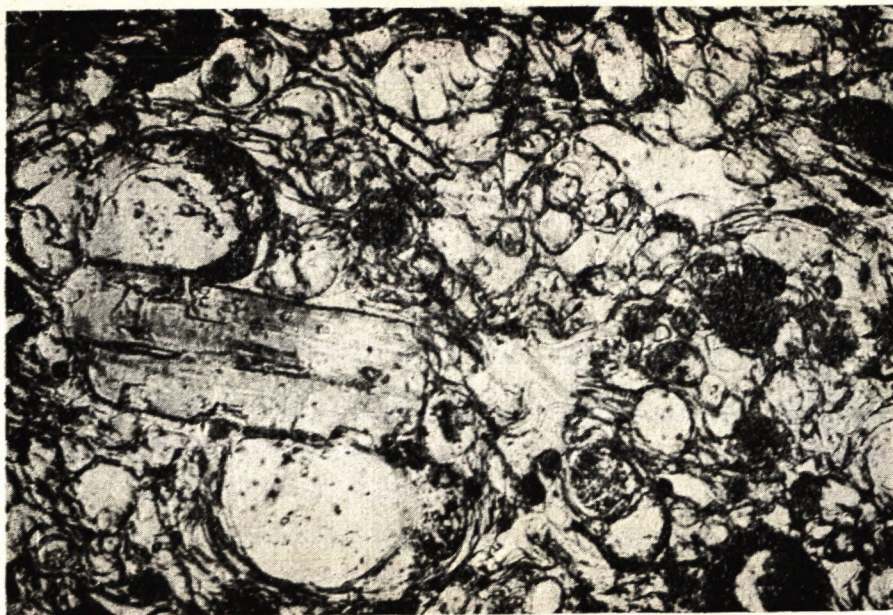
Obr. 1. Čajkov. Vitroklastický tuf s litoidnými úlomkami andezitov. Biele sú živce a tmavšie šedé sú úlomky andezitov. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



Obr. 2. Čajkov. Tuf s natavenými živcami (biele) a s biotitom. V pravom rohu hore úlomok pemzy. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



Obr. 1. Dolné Brhlovce. Vitroklastická štruktúra tuфу s vyrastlicou andezínu. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



Obr. 2. Dolné Brhlovce. Litoidný tuf. Pekne viditeľné sú nepravidelné úlomky živcov (biele) a menšie úlomky hornín (tmavošedé) v mútnej scementujúcej sklovitej hmote. Zväčšené asi 100 X.

Foto H a k l



Obr. 1. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky X. — Lš. sonda 37 B. S od kóty 479 Magurica. Vek: paleocén.



Obr. 2. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky XIV. — Lš. 9. Jalová v brehu potoka v obci. Vek: paleocén.



Obr. 3. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer s výrazne zastúpeným druhom *Saccammina placenta* (označená S) zo vzorky XV. — Lš. 11 a) v brehu Udavy medzi Papínom a Nižnou Jablonkou. Vek: paleocén.



Obr. 4. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer s veľkými zástupcami rodu? *Hyperammina* (označené H) zo vzorky XVI. — Lš. 11 b) v brehu Udavy medzi Papínom a Nižnou Jablonkou. Vek: paleocén.

Všetky obrázky zhotovené pri zväčšení 23 X. Foto Vrbovský



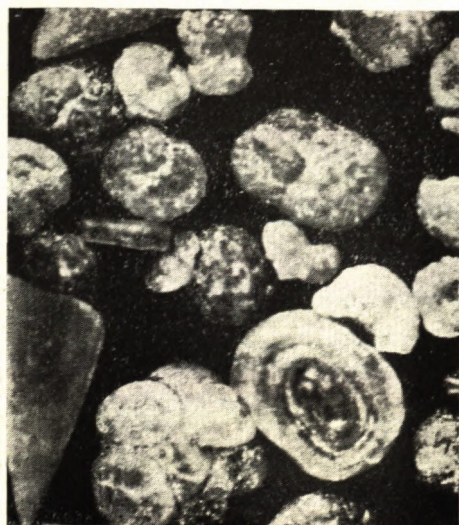
Obr. 1. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky XXX. — Lš. 42. Magura nad Starinou. Vek: paleocén.



Obr. 2. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky XXXII. — Lš. 46. Pichne, na sedle Vozy, kóta 358, absolútnou prevahou veľmi drobných príslušníkov druhu *Trochamminoides deformis* (označené T). Vek: paleocén.



Obr. 3. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky XXXIX. — Lš. 56 severne od Nechvalovej Poľanky. Vek: paleocén.



Obr. 4. Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zo vzorky XLVIII. — Lš. 72. Bridlice zo zárezu železničnej trate pri Stakčine. Vek: paleocén.

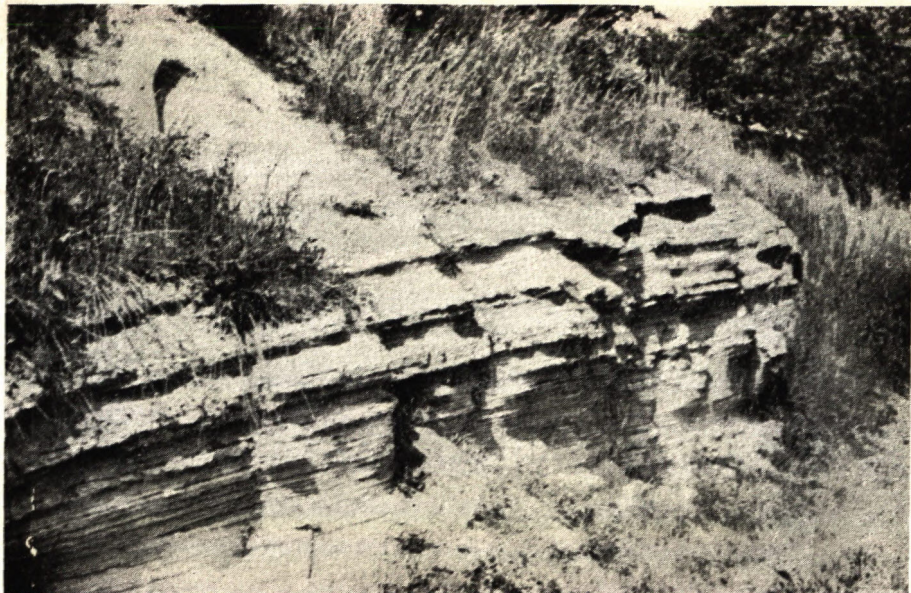
Všetky obrázky zhotovené pri zväčšení 23 X. Foto Vrbovský



O b r. 1. Časť „bane“ v Polťarskej formácii východne od Polťára.



O b r. 2. Pec v Hrnčiarskych Zálužanoch, kde sa pália výrobky z tzv. polťarskej formácie.



O b r. 1. Pravidelná sedimentácia andezitických tufitov a tufitických pieskovcov v levických viníciach.



O b r. 2. Sochárska práca z andezitových tufov zo XIV. storočia (brána kláštorného kostola v Beňadiku).