GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 13

1B19b,
Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica
1484/1958

1958

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED ● BRATISLAVA

OBSAH

1. Fusán Oto: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimave a obcou Zelené na rieke Ipli 3
2. Bystrický Ján: Príspevok k poznaniu fauny spodného triasu Slovenského krasu 11
3. Kolosváry Gábor: O triasovej faune z ČSR 20
4. Kolosváry Gábor: Triasové koraly z Malých Karpát 25
5. Biely Anton: Geologické pomery územia južne od Spiš. N. Vsi 32
6. Biely Anton: Výskyt jury v chočskom príkrove južne od Východnej 43
7. Polák Stanislav: Výskyty mangánových rúd v okolí Michalovej, okres Brezno . . 47
8. Polák Stanislav: O mikrochemickom určovaní alunitu a alunitizácie 57
9. Zorkovský Belo: Petrografícko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka" severne od obce Šalková 61
10. Grenar Antonín: Mineralogicko-petrografické studie pegmatitu v Kříženci a jeho nejbližším okolí 74
11. Jarkovský Ján—Čičel Blahoslav: Výskyt diadochitu v Banskej Belej . . 97
12. Klír Stanislav: Hydrogeologie revíru Ferdinandovy dědičné štoly v Banské Štiavnici 105
13. Klinec Albín: Predbežná zpráva o mapovaní v centrálnej časti gemerid medzi Smolníkom a Drnavou 126
14. Porubský Anton: Príspevok k poznaniu hydrogeologických pomerov okolia Komárna 132

INHALT

1. Fusán Oto: Geologie des Gebietes zwischen den Gemeinden Kociha am Rimava-Fluss und Zelené am Ipeľ 10
2. Bystrický Ján: Beitrag zur Kenntnis der untertriadischen Fauna des Gebirges Slovenský kras 19
3. Kolosváry Gábor: Über die Triasfauna aus ČSR 20
4. Kolosváry Gábor: Triaskorallen aus Kleinen Karpathen in der ČSR . . . 25
5. Biely Anton: Bericht über die geologische Kartierung südlich von Spiš. N. Ves 42
6. Biely Anton: Juravorkommen in der Choč-Decke südlich von Východná . . . 46
7. Polák Stanislav: Manganerzvorkommen in der Umgebung der Gemeinde Michalová, Bez. Brezno 56
8. Polák Stanislav: Über die mikrochemische Bestimmung des Alunites und der Alunitisation 60
9. Zorkovský Belo: Über den petrographisch-chemischen Charakter der Melaphyrgesteine aus der Lokalität „Paseka", nördlich von der Gemeinde Šalková . . . 72
10. Grenar Antonín: Mineralogisch-petrographische Studien des Pegmatites in der Gemeinde Křížence und ihrer nächsten Umgebung 95
11. Jarkovský Ján—Čičel Blahoslav: Vorkommen von Diadochit in Banská Belá 104
12. Klír Stanislav: Hydrogeologie des Reviers des Ferdinand-Erbstollens in Banská Štiavnica 124
13. Klinec Albín: Vorläufiger Bericht über die Kartierung im Zentralteil der Gemeriden zwischen Smolník und Drnava 131
14. Porubský Anton: Beitrag zur Kenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse der Umgebung der Stadt Komárno 137

OTO FUSÁN

GEOLÓGIA ÚZEMIA MEDZI OBCOU KOCIHA NA RIEKE RIMAVE A OBCOU ZELENÉ NA RIEKE IPLI

(Nemecké resumé, mapa)

Úvod

Roku 1956 som mapoval v mierke 1 : 25 000 gemeridnú časť územia medzi riekou Rimavou a Ipľom kvôli skompletizovaniu prehľadnej mapy gemeríd, lebo toto územie nebolo ešte v novšej dobe mapované. Nadviazal som na geologickú mapu Maheľovu (1954) na západe a na mapy Vaškovského (1951) a Nemčokove (1951) na východ od rieky Rimavy.

Študované územie je na východe obmedzené riekou Rimavou medzi obcami Príbojom a Báhoňom, na západe čiarou medzi obcami Zelené a Slaná Lehota. Zo severu je ohraničené čiarou medzi obcami Príboj—Slaná Lehota, z juhu čiarou Báhoň—Zelené. Morfologicky je to pahorkatina pomerne málo členená. Nadmorské výšky tu kolíšu od 250 m do 370 m. Je to vlastne predhorie Veporského pohoria, ktoré tvorí severný okraj terciérnej Rimavskej kotliny a ktoré je v značnej miere pokryté terciérnymi sedimentmi. Týmto územím prebieha styk dvoch tektonických jednotiek, veporíd a gemeríd.

1. Veporidy

K tektonickej jednotke veporíd patrí tu kryštalinikum, tvorené svorovou zónou a žulami. Ďalej patrí sem obal kryštalinika, t. j. arkózy permu a spodnotriasové kremence.

a) Kryštalinikum

Svorová zóna, ktorá sa tiahne južným okrajom veporíd od Rochoviec až do severného okolia Lučenca, je tvorená v hraničnom pásme s gemeridami, v úseku Príboj—Slaná Lehota prevažne súvrstvím biotitických fylitov a sericiticko-chloritických fylitov, ktoré sú často piesčité, alebo obsahujú polohy pieskovcov až kremencov. V predmetamorfnom štádiu bolo to súvrstvie peliticko-psamitické.

Biotitické fylity sú bridličnaté horniny šedých až tmavých farieb s hojnými šupinkami biotitu. V nich sa miestami objavujú polohy alebo i väčšie komplexy sericiticko-chloritických fylitov. Vo väčšej miere sa vyskytujú západne od Príboja. Sú tenkobridličnaté, šedé alebo zelenkasté. Prechod do biotitických fylitov je pozvoľný spôsobom striedania polôh fylitov s obsahom biotitu. Piesčité polohy, prípadne pieskovce, ktoré sa objavujú vo fylitoch, sú hodne sericitické.

Opísané súvrstvie svorovej zóny tiahne sa severným okrajom mapovaného územia a leží v podloží pásma arkóz. Miestami na rozhraní svorovej zóny a arkóz sú vovrásnené spodnotriasové kremence.

Žula vystupuje v študovanom území v nepatrnom rozsahu na juhozápadnom úpätí kopčeka Vlčí háj (k. 268). Ide o aplitickú strednozrnnú dvojsľudnú žulu (muskovit prevláda nad biotitom), v ktorej sa vyskytujú pegmatitové žily až 1 m hrubé. Jej styk s ostatnými paleozoickými horninami nie je tu viditeľný, pretože je zakrytý poltárskou formáciou.

b) Obal veporíd

Arkózy sa tiahnu celým mapovaným územím medzi Príbojom a Slanou Lehotou. Vytvárajú úzky pruh o priemernej šírke 500 m. Arkózy sú svetlé, svetlozelené, bridličnaté, niekedy lavicovité horniny, zložené zo zŕn kremeňa, živcov, chloritu, sericitu a muskovitu. Veľkosť zŕn kolíše, takže niekedy sú drobnozrnné, inokedy zas hrubozrnné. Miestami sú v nich polohy šedozelených bridlíc alebo sericitických fylitov. Vytvárajú obal kryštalinika veporíd, z ktorého pochádza aj ich materiál. Sú súčasťou pruhu, ktorý lemuje veporidné kryštalinikum z juhu medzi Jelšavou a Lovinobaňou. V mapovanom úseku medzi Slanou Lehotou a Selcami ležia na sérii svorov. Severovýchodne od Seliec od Kamenište hrbok (k. 382) až po údolie severozápadne od Kocihy ležia arkózy tektonicky na spodnotriasových kremencoch. Kremence vytvárajú tu úzku synklinálu medzi svormi a arkózami. V ich nadloží medzi Slanou Lehotou a Bielym Kameňom a v severnom okolí Seliec vystupujú spodnotriasové kremence. Medzi Príbojom, Selcami a Bielym Kameňom je v tektonickom nadloží arkóz gemeridný karbón.

Spodnotriasové kremence sú v tomto území najvrchnejším členom obalu veporíd. Kremence sú tu väčšinou lavicovité, strednozrnné, bielej alebo svetlosivej farby. Na plochách vrstevnatosti obsahujú hodne šupiniek sľudy. Na niektorých miestach sú jemnozrnné a prechádzajú do kremitých bridlíc, prípadne do zelenošedých bridlíc. Kremence vytvárajú tu veľmi úzke pruhy, 50—150 m široké. Prvý pruh tiahne sa z údolia severozápadne od Kocihy až po Kamenište hrbok (k. 382). Kremence sa tu tiahnu na rozhraní svorov a arkóz, vytvárajúc úzku synklinálu. Druhý pruh tiahne sa severne od Seliec v dĺžke asi 2 km. Kremence sú tu vovrásnené do arkóz. Okrem toho pri Selciach pri vyústení Trnovica dolina vystupuje niekoľkometrová poloha kremencov ako tektonická šupina spod presunovej plochy gemeridného karbónu na arkózy

veporíd. Tretí prerušovaný pruh kremencov tiahne sa od Bieleho kameňa až po údolie Brezovského potoka južne od Slanej Lehoty. Sleduje tu tektonické rozhranie gemeríd a veporíd. Kremence ležia na arkózach a na nich je nasunutý gemeridný karbón.

2. Gemeridy

Z gemeridného paleozoika vystupuje tu staršie paleozoikum (kambro-silúr?) a najmä karbón.

a) Staršie paleozoikum

Vystupuje na pravej strane údolia Rimavy v skalných terasových stupňoch medzi Príbojom a Kocihou. Sú to v prevahe sericiticko-chloritické piesčité fylity, intenzívne zbridličnené. Južne od Kocihy vystupujú v skalnom terasovom stupni porfyroidy, v ktorých je poloha jemnozrnných sericitických kvarcitov, obsahujúcich oktaedre magnetitu. K súvrstviu staršieho paleozoika patria pravdepodobné i fylity, vystupujúce spod poltárskej formácie v okolí Zmeškalka pusty. Ich pričlenenie k staršiemu paleozoiku alebo ku karbónu nie je jednoznačné, keďže tu ide o drobné izolované výskyty, na ktorých sú fylity silne rozvetralé. Predpokladám, že patria staršiemu paleozoiku, pretože sú v priamom pokračovaní súvrstvia staršieho paleozoika medzi Príbojom a Kocihou a v nich vystupujú svetlé sericitické horniny, silne mylonitizované a prekremenené, ktoré pripomínajú zmylonitizované porfyroidy. Ďalší priebeh staršieho paleozoika smerom na západ je zakrytý poltárskou formáciou a tak výskyty staršieho paleozoika v okolí Kocihy sú najzápadnejšími známymi výskytmi a ďalej na západ v pruhu gemeríd neboli zistené.

b) Karbón

Karbón tvorí tu podstatnú časť paleozoika gemeríd. Je zložený z monotónneho súvrstvia tmavých chloritických, sericitických fylitov a bridlíc, miestami piesčitých bridlíc, s polohami grafitických bridlíc a fylitov. V spodnej časti súvrstvia sa vyskytujú polohy tmavých lyditov, v hornej časti súvrstvia zas polohy strednozrnných až hrubozrnných sľudnatých pieskovcov, miestami grafitických, typických pre súvrstvie karbónu i v iných častiach gemeríd. Pieskovce lokálne prechádzajú až do drobnozrnných šedých kremitých zlepencov, ako je to v okolí Zadného vrchu východne od Seliec. Tu vystupujú v drobnom odkryve šedé kremité zlepence silne stlačené a miestami prekremenené. Na plochách vrstevnatosti majú hojné povlaky sericitu. Zároveň v hornej časti súvrstvia karbónu sa objavujú častejšie polohy grafitických bridlíc a fylitov. Takéto polohy nachádzame vo väčšej miere najmä juhozápadne od Seliec, v údolí západne od Selčianskeho mlyna a na kopci „Podhrabie" severozápadne od Pondelka.

Vo vrchnej časti karbónskeho súvrstvia v tomto území vyskytujú sa ďalej

polohy bielych alebo modrastých kryštalických vápencov. Prvý takýto výskyt rozsahom najväčší v tomto území je východne od Seliec, na ktorom bol založený lom. Vystupujú tu svetlé kryštalické lavicovité vápence. Hrúbka lavíc kolíše od 10—60 cm. Celková mocnosť vápencov je tu ca 10 m a vystupujú na povrch v dĺžke asi 200 m. V ich nadloží a podloží vystupujú chloritické fylity intenzívne zvrásnené s polohami šedých jemnozrnných lavicovitých pieskovcov.

Druhý výskyt kryštalických vápencov je v Bukovej doline severovýchodne od Veľkej Suchej. Je to drobný výskyt vápencov, ktoré majú v podloží súvrstvie fylitov a v nadloží ich pokrýva poltárska formácia.

Tretí výskyt vápencov je severne od Pondelka. Ide tu o tenkú lavicu modravého kryštalického vápenca vo fylitoch.

Okrem týchto vápencových výskytov našiel som v sutine v údolí severozápadne od Kocihy niekoľko úlomkov svetlomodrého vápenca, ktorý na povrch nevystupuje. Ide pravdepodobne o veľmi tenkú vápencovú polohu.

V karbónskom súvrství severne od Poltára vystupuje menšia šošovka bázickej horniny diabázového charakteru, aké sú obvyklé v karbóne gemeríd na iných miestach. Podobné horniny sa vyskytujú v karbónskom súvrství trochu západnejšie v okolí Brezničky (M a h e l 1954).

Z celkového litologického charakteru (monotónnosť súvrstvia) karbónskeho súvrstvia v tomto úseku možno usúdiť, že tu nevystupuje na povrch tá časť gemeridného karbónu, ktorá v iných miestach obsahuje veľké vápencové šošovky, metasomaticky zmenené v magnezity. Tu vystupuje časť karbónskeho súvrstvia, ktorá v magnezitovom pruhu na východe i na západe vystupuje pod vlastným magnezitovým súvrstvím.

Karbónsky pruh v tomto úseku leží tektonicky na veporidných permských arkózach. Z južnej strany na malom úseku západne od Kocihy je karbón v styku so starším paleozoikom, avšak styk je zakrytý poltárskou formáciou. Smerom na juh sa karbón rýchle noří pod terciérne sedimenty.

c) M e z o z o i k u m

Z gemeridného mezozoika v mapovanom území sú zastúpené len verfénske vrstvy, ktoré vystupujú v dvoch malých výskytoch medzi Báhoňom a Kocihou na pravom brehu Rimavy. Sú to hlavne šedofialové piesčité sľudnaté bridlice. V skalnom terasovom stupni v Báhoni vystupujú fialové verfénske bridlice, v ktorých vystupuje 2—3 m mocná lavica polymiktných hrubozrnných drobových pieskovcov až zlepencov. Lavica zlepencov je ostro ohraničená voči bridliciam, avšak v samej polohe zlepencov sú drobné preplástky bridlíc.

Verfénske vrstvy ležia tu tektonicky priamo na staršom paleozoiku, ako to vidno pri odkryve severne od Báhoňa, kde v podloží verfénskych bridlíc vystupujú porfyroidy. Podobne i na východnom brehu Rimavy oproti Báhoňu verfén leží priamo na staršom paleozoiku.

3. Terciér

K terciérnym útvarom patria tu andezitové aglomeráty, ktoré tvoria drobné výskyty medzi Veľkou Suchou a Kocihou. Ležia väčšinou na okraji paleozoika gemeríd, prípadne veporíd. V južnom a západnom okolí osady Do Zajanova východne od Seliec v podloží andezitových aglomerátov vystupujú v drobných odkryvoch šedé, piesčité a sľudnaté íly a sliene.

Najmladším a najrozšírenejším terciérnym súvrstvím je v tomto území poltárska formácia. Skladá sa zo štrkov, pieskov, štrkopieskov a ílov. Štrkový materiál je rôznorodý, často málo opracovaný a pochádza zo susedných gemeríd a veporíd. Sedimentácia poltárskej formácie je veľmi nepravidelná a bola podmieňovaná povahou reliéfu, na ktorý sedimentovala, a charakterom materiálu, ktorý bol do jednotlivých úsekov prinášaný. Na povrchu väčšinou vystupujú štrky, keďže tieto vyvetrávajú a piesky a íly sú odplavované. Štrky na niektorých miestach, ako napr. pri Pondelku sú silne limonitizované. Piesky a íly vystupujú len v hlbších zárezoch alebo v umelých odkryvoch. Íly sú buď farby šedobielej, zelenkastej alebo okrovej a vo väčšom rozsahu sa vyskytujú v západnej časti študovaného územia v okolí Poltáru.

Charakter časti súvrstvia poltárskej formácie vidno v niektorých umelých odkryvoch. Tak východne od Seliec vo výkope vidno tento profil zhora dolu:

hlinité štrky	50 cm
jemný piesok	1 m
drobnozrnný piesčitý štrk	15 cm
okrovohrdzavý piesok	2 cm
jemný šedobiely piesok	1 m

Báza súvrstvia nie je odkryvom zachytená.

Podobne severovýchodne od Veľkej Suchej pri ceste je malá pieskovňa, v ktorej spodnej časti vystupujú strednozrnné piesky, nad ktorými ostro hraničí vrstva netriedených štrkov striedajúcich sa s hnedými hrubozrnnými pieskami v tomto slede: 20—50 cm poloha hlinitých štrkov, nad ktorými nasleduje 10—50 cm poloha hrubozrnných pieskov, ktorá nepravidelne vykliňuje a prechádza do štrkov. Vyššie nasleduje znova štrkopiesková poloha, ktorej mocnosť kolíše od 20—80 cm. Nad ňou je tenká vrstva 0—30 cm hrubých pieskov s valúnkami. V opísanom súvrství vidno krížové zvrstvenie. Celé súvrstvie je pokryté sprašovou hlinou.

Severne od Seliec v zárezе poľnej cesty na karbóne ležia v nepatrnom rozsahu zlepence, ktoré patria poltárskej formácii. Valúny sú polymiktné z okolitých paleozoických hornín od veľkosti hrachu až do priemeru 10 cm. Ich tmel je šedý ílovitopiesčitý.

4. Kvartér

Z kvartérnych sedimentov si zasluhujú zmienky v prvom rade terasové sedimenty rieky Rimavy. Terasy sú vyvinuté na pravom brehu Rimavy. Medzi Príbojom a Báhoňom pozorovať dva terasové stupne. Nižší terasový stupeň je

8—10 m nad alúviom, vyšší stupeň 20—30 m nad alúviom. Skalný terasový stupeň tvoria väčšinou fylity staršieho paleozoika, prípadne porfyroidy (južne od Kocihy). Proti Príboju v skalnom terasovom stupni vystupujú arkózy permu a pri Báhoni verfénske bridlice. Terasové sedimenty sú zložené hlavne z hlinitých štrkov. Na nich sú uložené sprašové hliny, ktoré sú rozšírené spolu so svahovými hlinami a elúviami i na plochom teréne, tvorenom hlavne gemeridami v tomto úseku.

V južnom okolí Seliec je niekoľko drobných zosuvov, ktoré vznikli na íloviteých horninách neogénu.

Ako najmladšie kvartérne sedimenty sú aluviálne náplavy v údolných nivách potokov.

5. Tektonika

Mapované územie patrí dvom tektonickým jednotkám, veporidám a gemeridám. Na kryštalickom jadre veporíd tvorenom svorovou zónou a žulami leží obal, súvrstvie arkóz permu a spodnotriasové kremence. Gemeridy tvoria tu úzke pásmo, maximálne 2 km široké a sú tvorené pruhom karbónu, starším paleozoikom a v nepatrnej miere triasom.

Jednotlivé pruhy útvarov prebiehajú paralelne od údolia rieky Rimavy po údolie Brezovského potoka v smere severovýchod-juhozápad, kde sa priebeh súvrství mení na západ-východ. V zhode s týmto priebehom je i celkový smer bridličnosti a vrstevnatosti, ako i priebeh osí vrás. Celkový sklon súvrství i bridličnatosti je k juhu, respektíve k juhovýchodu.

V obale veporíd pozorujeme tu úzke synklinálne pruhy, vytvárané spodnotriasovými kremencami. Jedna z týchto synklinál je severne od Seliec uprostred pásma arkóz, druhá severovýchodne od Seliec na rozhraní svorovej zóny a súvrstvia arkóz.

V gemeridnej časti v oblasti Kocihy pozorujeme antiklinálu staršieho paleozoika, ktorá sa ponoruje západne od Kocihy. Karbónsky pruh, ktorý sa tiahne v tomto území južným okrajom veporíd, je súčasťou severného karbónskeho pruhu gemeríd a je nasunutý na veporidy, v tomto úseku buď na súvrstvie arkóz alebo na spodnotriasové kremence. Styk gemeríd a veporíd je v tomto úseku väčšinou jednoduchý, avšak lokálne, ako napr. pri Selciach je styk zložitý. Vytvorili sa tu dve šupiny, takže medzi kryhami arkóz vystupuje karbón.

Na hrebeni Kamenište hrbok môžeme pozorovať tento profil: na severnom okraji obce Seliec vystupuje karbón tvorený tmavými fylitmi. Vo vzdialenosti asi 100 m od styku so súvrstvím arkóz sú fylity intenzívne zbridličnené a v určitých blízko seba ležiacich pásmach úplne mylonitizované. Potom nasledujú arkózy asi v 100 m širokom pruhu, za nimi znovu prúžok karbónu asi 20 m široký, potom spodnotriasové kremence, ďalej znovu arkózy, v ktorých podloží je svorová zóna. Plocha násunu gemeríd na veporidy je strmá, ca 60° k juhu

a vzdialenosť násunu sa tu nedá stanoviť. Mahel (1954) pokladá synklinálu karbónu na okraji veporíd za primárnu, ktorej jadrovým členom sú spodnotriasové kremence a medzi súvrstvím arkóz a karbónom uvádza sedimentačný prechod. Prechod medzi arkózami a karbónom tu nepozorovať a pri styku týchto dvoch súvrství pozorovať vždy intenzívne stlačenie až zmylonitizovanie hornín, čiže styk je tektonický. Spodnotriasové kremence sa nevyskytujú nikde ani rudimentárne ako jadro synklinály, ale vždy ležia v tektonickom podloží karbónu.

Mezozoikum, a to verfénske vrstvy vystupujúce v ostrovoch pri Báhoni, sú najzápadnejšími výskytmi mezozoika Slovenského krasu. Ich styk s paleozoikom ako i celého mezozoika Slovenského krasu je tektonický.

Okrem starších tektonických štruktúr sa tu uplatnili i mladé terciérne pohyby, a to vznikom priečnych zlomov. Jeden z takýchto zlomov je badateľný pri Poltári. Má smer severo-južný a pozdĺž neho nastal posun veporidnej časti smerom na juh v dĺžke asi 1½ km. V Poltárskom údolí veporidy začínajú až pri Slanej Lehote, kdežto na západ od Poltára sú týmto zlomom posunuté až k Zelenému. V drobnom meradle sa tieto severo-južné pohyby prejavujú v puklinách na odkryvoch. Vedľa puklín iných smerov sú pukliny severo-južného smeru výrazné takmer na každom odkryve. Smerom na západ sa jednotlivé súvrstvia ponorujú, ako to vidno z priebehu a sklonu b osí.

Na okraji paleozoika v predmetnom území ležia horizontálne andezitové aglomeráty a poltárska formácia.

Náhle ponorovanie sa paleozoika smerom na juh pod terciérne sedimenty je ovplyvnené i zlomami na okraji Rimavskej kotliny smeru SV—JZ, po ktorých miestami vyvierajú i minerálne pramene, ako napr. južne od Veľkej Suchej.

15. I. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Kolektív „Západný Gemer", 1951: Zpráva o geol. výskume západogemerskej oblasti. — [2] Andrusov D., Zoubek V., 1953: Prehľad geol. stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sbor. IV, 3—4. Bratislava. — [3] Mahel M., 1954: Paleozoické série v západných gemeridách. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [4] Mahel M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. sbor. V, 1—4. Bratislava. — [5] Ivan Ľ., 1956: Zpráva o výskume v severnej oblasti Rimavskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava.

GEOLOGIE DES GEBIETES ZWISCHEN DEN GEMEINDEN KOCIHA AM RIMAVA-FLUSS UND ZELENÉ AM IPEĽ

Das beschriebene Gebiet bildet morphologisch ein Vorgebirge des Gebirges Veporské pohorie, gehört jedoch vom geologischen Standpunkte zwei tektonischen Einheiten, u. zw. den Veporiden und Gemeriden an.

Zu den Veporiden gehört im studierten Gebiete das durch die Glimmerschieferzone und in kleinem Masse durch Granite gebaute Kristallinikum. Weiter gehört hierher die Hülle des Kristallinikums, d. h. permische Arkosen und untertriadische Quarzite.

Die Gemeriden werden hier durch das Altpaläozoikum, Karbon und in geringem Masse durch das Mesozoikum vertreten. Das Altpaläozoikum tritt zwischen den Gemeinden Príboj und Kociha, hauptsächlich in den felsigen Terrassenstufen in der Form von chloritisch-serizitischen Phylliten und Porphyroiden auf. Das Karbon, das in diesem Abschnitte am meisten verbreitet ist, wird durch eine monotone Schichtengruppe von dunklen Phylliten mit Einlagen graphitischer Schiefer, Lydite, Sandsteine bis Konglomerate gebildet. Vereinzelt kommen in der karbonischen Schichtengruppe kleine Linsen kristalliner Kalksteine, bzw. Diabase vor. Aus dem gesamten lithologischen Charakter (hauptsächlich Monotonie) der karbonischen Schichtengruppe geht hervor, dass in diesem Gebiete bloss die unteren Horizonte des gemeriden Karbons auftreten.

Das Mesozoikum wird in sehr kleinem Masse am rechten Ufer des Flusses Rimava durch die Werfener Schichten vertreten.

Die hier sehr verbreiteten jungtertiären Gebilde werden durch andesitische Aglomerate und besonders durch die Poltárer Formation (Schotter, Sande, Tone) repräsentiert.

Die Gemeriden sind mit den Veporiden in tektonischem Kontakt. Das gemeride Karbon ist auf die Veporidenhülle, d. h. auf die permischen Arkosen, oder auf die untertriadischen Quarzite aufgeschoben. In diesem Abschnitte besitzt die Berührungslinie ein NO—SW Streichen und im Einklange mit diesem Verlauf ist auch das Streichen der ganzen Schichtengruppe, der Schieferigkeit und der Verlauf der Faltenachsen. Die Antiklinale des Altpaläozoikums taucht bei der Gemeinde Kociha gegen Westen unter. Ausser den älteren tektonischen Strukturen machten sich hier auch die jungtertiären Bewegungen durch Entstehung von Querbrüchen geltend. Am markantesten ist von ihnen der N—S Bruch bei der Gemeinde Poltár, längs welchem die Veporiden gegenüber die Gemeriden um 1½ km verschoben wurden.

15. 1. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Geologische Karte des Gebietes zwischen Poltár und Kociha

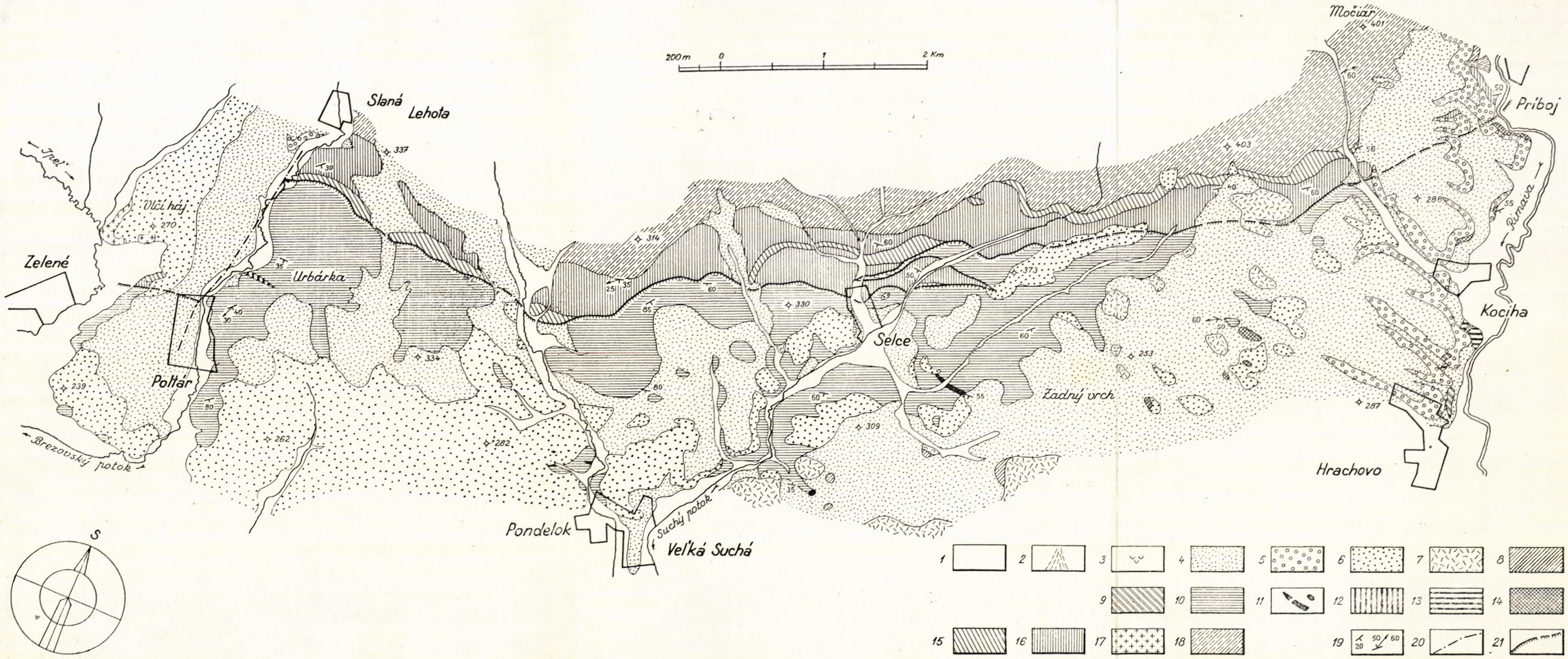
Zusammengestellt von Oto Fusán 1956

[1—5 Quartär], 1. Alluviale Anschwemmungen, 2. Dejektionskegeln, 3. Rutschungen, 4. Lehm und Schutt, 5. Terrassenschotter, [6—8 Neogen], 6. Schotter, Sande, Tone — Poltárer Formation — Pliozän, 7. Andesitische Agglomerate, 8. Sandige Tone, *9—14 Gemeriden*, 9. Graue und violette glimmerhaltige Schiefer — Werfen, [10—12 Karbon], 10. Phyllite, Schiefer, Sandsteine, 11. Kristalline Kalke, 12. Diabase, [13—14 Altpaläozoikum (kambrosilur?)], 13. Porphyroide, 14. Phyllite, *15—18 Veporiden*, 15. Quarzite, quarzitische Schiefer — Untertrias, 16. Arkosen — Perm, 17. Granit, 18. Biotitische Phyllite, Glimmerschiefer, 19. Streichen und Fallen der Schichten, der Schieferigkeit und Lineation, 20. Bruch, 21. Aufschiebungslinie.

Geologická mapa územia medzi Poltárom a Kocihou

Príloha 1

Zostavil Oto Fusán 1956



[1—5 Kvartér], 1. aluviálne náplavy, 2. dejekčné kužely, 3. zosuvy, 4. hlina a sutina, 5. terasové štrky, [6—8 Neogén], 6. štrky a piesky, íly — poltárska formácia — pliocén, 7. andezitové aglomeráty, 8. piesčité íly, *9—14 Gemeridy*, 9. šedé a fialové sľudnaté bridlice — verfén. [10—12 Karbón], 10. fylity, bridlice, pieskovce, 11. kryštalické vápence, 12. diabázy, [13—14 Staršie paleozoikum — (kambrosilúr?)], 13. porfyroidy, 14. fylity, *15—18 Veporidy*, 15. kremence, kremité bridlice — spodný trias, 16. arkózy — perm. 17. žula, 18. biotitické fylity. svory, 19. smer a sklon vrstevnatosti, bridličnatosti, lineácie, 20. zlom, 21. línia nasunutia.

JÁN BYSTRICKÝ

PRÍSPEVOK K POZNANU FAUNY SPODNÉHO TRIASU SLOVENSKÉHO KRASU

(Nová lokalita spodnotriasovej fauny jv. od Hucína)

(Nemecké resumé)

Súvrstvie pieskovcov a pestrých bridlíc, ktoré Stürzenbaum (1897) zaradil ku spodnému oddielu „verfénskych bridlíc" a ktoré neskoršie Vitalis (1909) pričlenil k seissu, je v Slovenskom krase hodne rozšírené. Doteraz však poskytlo len veľmi málo skamenelín a aj to len z celkom ojedinelých lokalít. Najbežnejšie skameneliny, ktoré sa z neho uvádzajú už najstaršími autormi, sú *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) a ako celkom ojedinelé sú známe výskyty *Lingula tenuissima* Bronn. (Šuf 1935, Bartkó 1953). V poslednej dobe sa počet druhov seisského súvrstvia obohatil o *Pseudomonotis venetiana* (H a u.) a *Pseudomonotis hinnitidea* Bittn., ktoré pri Perkupe (Maďarsko) našiel Balogh (1952, s. 51).

Pri geologickom štúdiu územia rozprestierajúceho sa východne od rieky Muráň, medzi obcami Nováčany—Hucín—Licince a Meliata, zistil som na ľavom brehu údolia Csakány vgy, nachádzajúceho sa juhovýchodne od Hucína, vystupovanie spodnotriasového súvrstvia, ktoré sa skladá výlučne z pestrých, hlavne červených a fialovastých bridlíc, preniknutých diabázovými horninami (Kantor 1955, s. 85), a z kremitých šedých, šedohnedých do hrdzava vetrajúcich pieskovcov. Svojím vývojom sa teda toto súvrstvie úplne zhoduje so súvrstvím kladeným všeobecne už od dôb Vitalisa k seissu.

Vzhľadom na to, že terén tejto oblasti nie je dobre odkrytý a že tektonika je tu veľmi zložitá, jeho pozíciu a pomer k podložiu nebolo možné s istotou zistiť. Za jeho podložie treba pokladať biele hrubokryštalické vápence a čierne bridlice analogické s vápencami a tmavými bridlicami od Čoltova, Meliaty a Držkoviec (Bystrický 1957, s. 190), ktoré vystupujú v západnej časti veľkého oblúka železničnej trate tesne na pravom brehu potoka Csakány. Na rozdiel od spomenutých lokalít radiolarity tu neboli zistené.

V jeho nadloží vystupujú šedožlté až šedohnedé doskovité vápence, silne prevrásnené, a slienité bridlice, ktoré pre ich litologický charakter možno pokladať za vyššie súvrstvia kampilu. Styk bridličnato-pieskovcového súvrstvia s kampilskými sedimentmi je však tektonický, na čo poukazujú okrem iného vápencové brekcie, útržky červených ílovitých bridlíc a hematitových železných rúd, vyskytujúce sa hlavne na jv. svahu Szölöhegyu.

Pieskovce uvedeného súvrstvia majú značnú prevahu nad bridlicami hlavne vo východnejšej časti (jv. od kóty 236), kde som v nich našiel bohatú faunu lamelibranchiátov vytvárajúcich pravé lumachely. Aj keď stav zachovania značného množstva exemplárov je pre bližšie určenie nevyhovujúci (ide o jadrá, ktoré, keďže sú z pomerne hrubodetritického materiálu, majú málo zreteľné detaily skulptúry), predsa mnohé z nich bolo možné aj bližšie identifikovať.

Doposiaľ som tu zistil zastúpenie týchto druhov:

Pseudomonotis (Claraia) clarai (E m m r.),
Pseudomonotis (Claraia) aurita (H a u.),
Pseudomonotis (Claraia) tridentina B i t t n.,
Pseudomonotis (Claraia) orbicularis (R i c h t h.),
Pseudomonotis (Eumorphotis) hinnitidea B i t t n.,
Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. *hinnitidea* B i t t n.,
Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata (B e n.),
Anodontophora fassaensis (W i s s m.),
Anodontophora fassaensis bittneri F r e c h,
Anodontophora canalensis (C a t.),
Myophoria laevigata A l b.,
Myophoria laevigata elongata P h i l.,
Heminajas balatonis (F r e c h),
Pecten discites microtis B i t t n.,
Pecten cf. *albertii* (G o l d f.),
Gervilleia cf. *pannonica* B i t t n.,
Halorella gracilior (S c h a u r.).

Paleontologické poznámky a stratigrafické zhodnotenie

Pseudomonotis (Claraia) clarai (E m m r.)

B i t t n e r 1901, s. 585, t. 24, obr. 14, 15; O. -G o r d o n 1927, s. 18, t. 1, obr. 1.

Pravá i ľavá lastúra, ktoré obrysom a skulptúrou schránok stoja najbližšie formám uvádzaným B i t t n e r o m (l. c.).

Pseudomonotis clarai (E m m r.) Platí doposiaľ ako vedúca skamenelina seissu, hoci v literatúre nie sú zriedkavé aj dáta o jej výskyte v kampile. Tak zo spodného kampilu Bakonského lesa ju uvádza L o c z y (1916, s. 71), z kam-

pilu Južných Álp O. -Gordon (1929, s. 361), Nöth (1929, s. 138) a Mutschlechner (1933b, s. 202). V dôsledku toho stráca *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) postupne na význame ako vedúca skamenelina, na čo upozorňuje už Pia (1937, s. 18).

Zo Slovenského krasu uvádza ju naposledy Šuf (1935, s. 424), a to zo severného svahu Plešiveckej planiny, kde sa podľa neho vyskytuje v najspodnejších partiách spodnotriasového súvrstvia spočívajúceho na karbóne. Na inom mieste som však už uviedol (Bystrický 1955), že vrstvy pokladané Šufom podľa tohto nálezu za seisské, patria v skutočnosti kampilu, čo potvrdzujú novšie nálezy amonitov a iných foriem typických pre kampil. Ostatne aj sám Šuf uvádza výskyt *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) v spoločnosti s kampilskými formami ako *Pseud. telleri* Bittn., *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hau., *Myophoria costata* (Zenk.) a *Anodontophora fassaensis* (Wissm.). Preto ak v tomto prípade ide skutočne o výskyt *Pseudomonotis clarai* (Emmr.), potom vystupuje táto nie vo vrstvách seissu, ale vo vrstvách kampilu. Výskyt tohto druhu sa mi však v uvedených vrstvách severného svahu Plešiveckej planiny doposiaľ nepodarilo potvrdiť.

Pseudomonotis (Claraia) aurita (Hau.)

Bittner 1901, s. 579, 584, 587, t. 24, obr. 10—12; Frech 1912, s. 2, textový obr. 4.

Jej výskyt sa uvádza často v spoločnosti s *Pseudomonotis clarai* (Emmr.), podľa čoho ju považujú mnohí autori za formu seissu (Wittenburg 1908, s. 26). Naproti tomu ale v Bakonskom lese je známa aj z vrstiev spodného a stredného kampilu (Loczy 1916, s. 77, 81, 82; Frech 1912, s. 5).

Pseudomonotis (Claraia) tridentina Bittn.

Bittner 1901, s. 589, t. 24, obr. 1—9; O. -Gordon 1927, s. 20, t. 1, obr. 5.

Iba jeden exemplár ľavej schránky so značne vyklenutým vrcholom a plochým, od schránky neoddeleným zadným uchom. Predné ucho nie je viditeľné. Podľa Bittnera (l. c.) má byť silne redukované. Prírastkové línie sú slabo zrejmé a dosť nepravidelné.

Uvádza sa z Južných Álp, kde sa vyskytuje v kampile. Zo Stratenskej hornatiny ju uvádza Maheľ (1957a, s. 131), kde sa nachádza vo vrstvách spodného kampilu.

Pseudomonotis (Claraia) orbicularis (Richth.)

Bittner 1901, s. 584, 588, t. 24, obr. 16—20; O. -Gordon 1927, s. 20, t. 1, obr. 4.

Niekoľko nie najlepšie zachovaných jadier malých rozmerov, ktoré poukazujú na ploské schránky, tvarom a obrysom zhodné s exemplármi vyobrazenými

Bittnerom (l. c., t. 24, obr. 20). Na rozdiel od nich naše exempláre majú zreteľnejšie prírastkové línie a zadné ucho oddelené od schránky výraznou ryhou.

Jej výskyt sa uvádza z Južných Álp, a to zo seissu (Wittenburg 1908, s. 4, 27) alebo z kampilu (O. -Gordon l. c., Mutschlechner 1933a, s. 85).

Pseudomonotis (Eumorphotis) hinnitidea Bittn.

Bittner 1898, s. 716, t. 15, obr. 8, 9, 10; — 1912, s. 87, t. 9, obr. 47, 56; Frech 1912, s. 27, t. 4, obr. 4.

Ľavá schránka silne vyklenutá, obidve uši zachované. Málopočetné rebrá sú ozdobené tŕňmi, ktoré sú zrejmé len na odtlačku. Pravé lastúry tohto druhu majú byť podľa Bittnera (l. c.) ploské až viečkovité s oveľa hustejšie umiestnenými rebrami o nerovnakej hrúbke. Pretože naše exempláre pravých lastúr, tvarom zhodných s Bittnerovými exemplármi, nemajú rebrovanie dobre zachované, označujem ich predbežne len ako *Ps.* cf. *hinnitidea* Bittn.

Pseudomonotis hinnitidea Bittn. je druhom známym z Bakonského lesa, kde sa vyskytuje v spodnom kampile (Loczy 1916, Frech 1912), ale zasahuje tu aj do stredného kampilu (Loczy 1916). Z vrstiev seissu je známa z južného okraja Slovenského krasu, kde ju pri Perkupe našiel Balogh (1952, s. 51). V severnej časti Rudabanského pohoria vyskytuje sa spolu s *Pseudomon, clarai* (Emmr.), *Pseudomon. venetiana* (Hau.) a s *Pseudomonotis aurita* (Hau.), a to vo vrstvách seissu (Pantó 1956, s. 504).

Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata (Benecke)

Bittner 1898, s. 715, t. 15, obr. 5, 6; Frech 1912, s. 26, t. 4, obr. 1, 2.

Ľavá schránka silne vyklenutá, zdobená charakteristickým rebrovaním trojitého systému.

Vyskytuje sa vo vrchnom seisse Bakonského lesa (Loczy 1916, Frech 1912) a v kampile Južných Álp (O. -Gordon 1927, s. 21, 1929, s. 361; Wittenburg 1908, s. 6). V Slovenskom krase a v Stratenskej hornatine doposiaľ bola zistená len v kampile (Bystrický 1955, Maheľ 1957a).

Anodontophora fassaensis Wissm.

Má veľmi značné rozšírenie. Vyskytuje sa ako v seisse, tak aj v kampile, a preto jej nemožno pripisovať vedúci charakter (Loczy 1916, O. -Gordon 1927, 1929; Nöth 1929; Mutschlechner 1933b). Patrí medzi prvé skameneliny, známe zo spodného triasu Slovenského krasu už D. Štúrovi (1869). Odvtedy je často uvádzaná, hlavne z vrstiev počítaných k seissu, hoci jej výskyt v kampile tiež nie je vzácnosťou (Maheľ 1957a, s. 141, 142).

Anodontophora fassaensis bittneri Frech

Bittner 1912, s. 84, t. 9, obr. 13—17 (sub *Myacites fass. brevis*); Frech 1912, s. 41, t. 7, obr. 1 (sub *Anoplophora fass. bittneri*).

Veľmi dobre zachované jadrá, úplne zhodné s exemplármi Bakonského lesa, vyobrazenými Frechom (l. c.).

Ich výskyt podobne, ako u prv uvedeného druhu, viaže sa rovnako na seiss, ako aj na kampil Bakonského lesa a Južných Álp. Z kampilu je známa zo Stratenskej hornatiny a chočskej série (Maheľ 1957a, s. 142).

Anodontophora canalensis Catullo

Bittner 1898, s. 23, t. 3, obr. 34—38; — 1912, s. 85, t. 9, obr. 11—12.

Len jeden, ale veľmi dobre zachovaný exemplár, dokonale zhodný s exemplármi z Bakonského lesa (Bittner 1912).

Je skamenelinou seissu aj kampilu Bakonského lesa a Južných Álp (Loczy 1916, O. -Gordon 1927, Wittenburg 1908). Zo Slovenského krasu Stürzenbaum uvádza *A.* cf. *canalensis* (Maderspach 1878), a to z Tetöcske západne od Rožňavy, teda z vrstiev najpravdepodobnejšie kampilských. Z kampilu chočskej série (Roth 1938, Maheľ 1956) a z kampilu Stratenskej hornatiny (Maheľ 1957a, s. 141).

Myophoria laevigata A l b.
Myophoria laevigata elongata Phil.

Myophoria laevigata je zastúpená prevažne malými exemplármi s dobre zreteľnou areálnou hranou, *Myophoria laevigata elongata* dosahuje však až 23 mm dĺžky.

Myophoria laevigata A l b., podobne ako jej varieta *elongata* Phil. sa pokladajú za formy kampilu, ktoré v Južných Alpách siahajú až do anisu (spod. mušelkalku). Iba z Bakonského lesa sú známe výskyty myofórií už z vrstiev seissu, uvádzané Loczym (1916), resp. Frechom (1912) ako *Myophoria* cf. *laevigata*. Zo Slovenského krasu, Stratenskej hornatiny a chočskej série je *Myophoria laevigata* A l b. a jej varieta *elongata* Phil. známa doposiaľ len z kampilu. Jedine Vitalis (1909) uvádza *Myophoria* cf. *laevigata* A l b. aj z vrstiev seissu, kde sa vyskytuje v spoločnosti s *Pseudomonotis clarai* (Emmr.). V Rudabanskom pohorí vyskytuje sa v pestrom súvrství, pokladanom za prechodné súvrstvie medzi seissom a kampilom (Pantó 1956, s. 505).

Heminajas balatonis (Frech)

Frech 1911, s. 7, textový obr. 9; Arthaber 1906, t. 34, obr. 8.

Niekoľko dobre zachovaných jadier, tvarom a zaoblenou areálnou hranou,

ako aj rovným spodným okrajom schránky zhoduje sa s exemplárom uvádzaným Frechom (l. c., text. obr. 9d) z Bakonského lesa. Jedine svalový odtlačok na zadnej časti schránky nie je u našich exemplárov zrejmý.

Vyskytuje sa v spodnom kampile Bakonského lesa. Zo Slovenského krasu ju uvádza Bartkó (1953, s. 45), a to zo severného svahu Plešiveckej planiny, kde sa nachádza v červených vápencoch, ktoré z tohto dôvodu kladie do bázy kampilu. Že uvedené vápence nepredstavujú bázu kampilu, spomenul som na inom mieste (Bystrický 1955). Z chočskej série ju uvádza Roth (1938, s. 4, textový obr. 1), a to z kremencov a pieskovcov spodného triasu južne od Lučivnej.

Pecten discites microtis Bittn.

Bittner 1899, s. 2, t. 2, obr. 12—18; — 1912, s. 90, t. 9, obr. 43—45.

Forma veľmi nápadná svojou plochou, slabo klenutou a hladkou schránkou oválneho obrysu a s malými ušami. Z nich zadné je trochu viac šikmé než predné.

V Bakonskom lese sa vyskytuje v spodnom a strednom kampile (Loczy 1916), z Južných Álp sa uvádza z kampilu (O. -Gordon 1927, s. 24), prípadne aj zo seissu (Wittenburg 1908, s. 4, 6).

Na Slovensku je známa z kampilu chočskej série (Roth 1938, 1939). Zo Stratenskej hornatiny ju uvádza Maheľ (1957a) z pestrých bridlíc chočskej série vernárskeho pruhu, ktorých stratigrafická príslušnosť k seissu alebo kampilu nie je jasná.

Gervilleia cf. pannonica Bittner

Bittner 1912, s. 90, t. 9, obr. 18—24.

Ide o malé gervilleie, ktoré sa do značnej miery zhodujú s exemplármi Bakonského lesa, uvádzanými Bittnerom (l. c.), ale majú trochu väčšie predné ucho, oddelené od schránky nie tak výrazne.

V Bakonskom lese sa vyskytuje hlavne v spodnom kampile (Loczy 1916, s. 77), ale známa je aj z vrstiev seissu (sub *Gerv. murchisoni* var. *pannonica* Frech).

Halorella gracilior (Schaur.)

O. -Gordon 1927, s. 30, t. 3, obr. 35.

Drobné gastropódy, zhodujúce sa s formami z Južných Álp, kde sa vyskytujú ako v seisse, tak aj v kampile (Nöth 1929, s. 138, 140).

* * *

Faciálne zmeny vo vertikálnom smere, vyskytujúce sa v spodnom triase Slovenského krasu, viedli už najstarších autorov (Stürzenbaum 1879, Acker 1905) k vertikálnemu rozčleneniu spodného triasu na dva litologicky odlišné celky, a to na oddiel spodný, detritický, charakterizovaný pestrým zafarbením, a oddiel vrchný slienito-vápenitý. Neskoršie na základe nálezu *Pseudomonotis clarai* (Emmr.), ktoré považovali za vedúcu skamenelinu seisských vrstiev Južných Álp, pričlenil sa spodný oddiel k seissu, vrchný obsahujúci myofórie a amonity ku kampilu (Vitalis 1909). Pretože ale spodné detritické súvrstvie je na faunu pomerne chudobné, jediným vodidlom pri odlišovaní seissu bol u väčšiny autorov len práve detritický charakter a pestré sfarbenie súvrstvia. Novšími pozorovaniami sa ukázalo, že detritický facies sa neobmedzuje len na seiss, ale že zasahuje hlboko do kampilu, a to ako v Slovenskom krase (Bystrický 1955), tak v Stratenskej hornatine (Maheľ 1956, 1957a), ako aj veľmi pravdepodobne v Rudabanskom pohorí (Pantó 1956). Pretože litologická hranica medzi oboma oddielmi sa nestotožňuje so stratigrafickým rozhraním seissu-kampilu, ale sa posúva smerom dole, t. j. do súvrstvia pestrých pieskovcov a bridlíc, vymedzenie oboch podstupňov spodného triasu v mape sa stáva nemožným. Pri stratigrafickom zhodnotení fauny uvedenej lokality dochádzame aj k ďalšiemu uzáveru. V spodnom triase Slovenského krasu nie je len pozvoľný litologický prechod pestrého detritického súvrstvia do slienito-vápenitého, ale je tu aj paleontologicky pozvoľný prechod. Z foriem, ktoré by mali charakterizovať seiss, je tu zastúpená iba *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) — „typická" skamenelina seissu, ktorú však na základe prv povedaného nemožno považovať za vedúcu. Všetky ostatné, včítane *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), pokladané často pre jej spoločný výskyt s *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) za charakteristickú skamenelinu seissu (Pantó 1956), sú známe ako z vrstiev seissu, tak aj z kampilu. Niektoré sa dokonca uvádzajú len z kampilu, ako napr. *Heminajas balatonis* (Frech), *Myophoria laevigata* Alb., *Myophoria laevigata elongata* Phil. Od typických vrstiev kampilu okrem nedostatku slienitého a vápenitého komponentu líšia sa uvedené vrstvy aj absolútnym nedostatkom skamenelín, tak charakteristických a v kampile všeobecne rozšírených, ako *Natiria costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hau., *Myophoria costata* (Zenk.) a pod.

Pre nedostatočné odkrytie uvedeného súvrstvia pieskovcov nebolo možné zistiť, či *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) sa tu viaže na presne vymedzený horizont. Nebola totiž nájdená v lumachele spolu s inými formami, ale izolovaná. Napriek tomu zdá sa mi oveľa pravdepodobnejšie, že celé súvrstvie pieskovcov s uvedenou faunou predstavuje jeden celok, ktorý stratigraficky patrí s najväčšou pravdepodobnosťou spodnému kampilu a snáď aj najvyšším polohám seissu. A tak hranicą medzi seissom a kampilom sa stáva nevýraznou nielen pozvoľnými faciálnymi prechodmi, ale aj paleontologickým obsahom.

Čo do litologického charakteru ako aj obsahu fauny pieskovce od Hucína možno najlepšie paralelizovať s pieskovcami spodného kampilu Bakonského lesa, t. j. s pieskovcami od Hidegkút a Csopak.

7. I. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Acker V., 1905: A gömörmegyei Csermosnyapatak völgyének geologiai viszonyai. Geologische Verhältnisse des Csermosnyatales. Jhb. d. ung. k. geol. Anst. für 1904. Budapest. — [2] Arthaber G., 1905: Die alpine Trias. Leth. geogn. II. 1. Stuttgart. — [3] Balogh K., 1952: La bordure méridionale du Karst de Gömör-Torna. Magy. all. Földt. Int. Évi jelentése 1944. Budapest. — [4] Bittner A., 1899: Beiträge zur Paläontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen zentralasiatischer Hochgebirge. Jhb. d. k. k. geol. RA. Jhg. 1898, 48, 3—4. Wien. — [5] Bittner A., 1899: Versteinerungen aus den Triasablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes in der ostsibirischen Küstenprovinz. Mém. Com. géol. VII, 4. St. Pétersbourg. — [6] Bittner A., 1912: Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Resultate d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. Paläontologie II. Wien. — [7] Bystrický J., 1955: Beitrag zur Stratigraphie des Südslowakischen Karstes. Geol. práce, Zprávy 3. Bratislava. — [8] Bystrický J., 1957: Stratigraphie der Trias des Slowakischen Karstes. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [9] Frech F., 1911: Potló Jegyzetek a Bakonyi triasz (werfeni és cassiani Estheriás-rétegek). Cephalopodáihoz és Kagylóihoz. Resultate d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. Paläontologie III. Budapest. — [10] Frech F., 1912: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees I. T. I. Anh. Paläontologie II. Wien. — [11] Frech F., 1912: Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes. Ibidem. — [12] Kantor J., 1955: Diabázy Juhoslovenského mezozoika. Geol. práce. Zoš. 41. Bratislava. — [13] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zoš. 48a. Bratislava. — [14] Mutschlechner G., 1933a: Geologie der Peitlerkofelgruppe (Stüdtiroler Dolomiten). Jhb. d. geol. Bundesanst. 83. Wien. — [15] Mutschlechner G., 1933b: Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). Jhb. d. geol. Bundesanst. 83. Wien. — [16] Nöth L., 1929: Geologie des mittleren Cordevolgebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jhb. d. geol. Bundesanst. 79. Wien. — [17] O. -Gordon, 1929: Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jhb. d. geol. Bundesanst. 79. Wien. — [18] O. -Gordon, 1927: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Th. III. Paläontologie. Abhandl. d. geol. Bundesanst. 24, 2. Wien. — [19] Pantó G., 1956: Contribution géologique de la chaine de minerai de fer du Rudabánya. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Budapest. — [20] Roth Z., 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. II. tř. Čes. akad. 48, 13. Praha. — [21] Šuf J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické na Slovensku. Banský svět. Praha. — [22] Šuf J., 1935: Nástin geologických poměrů severního svahu Plešivecké planiny v oblasti mezi Rožňavou a Štítnikem na Slovensku. Čas. Bratislava. — [23] Vitalis I., 1909: A Bodva-Tornakóz környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi. Jelentése 1907. Budapest. — [24] Wittenburg P., 1908: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol. u. Pal. Abhandl. Neue Folge VIII, 5. Jena.

JÁN BYSTRICKÝ

BEITRAG ZUR KENNTNIS DER UNTERTRIADISCHEN FAUNA DES GEBIRGES SLOVENSKÝ KRAS

(Neue Lokalität untertriadischer Fauna SO von Hucín)

Die Schichtengruppe der Sandsteine und der bunten Schiefer, die Stürzenbaum (1879) zur unteren Abteilung der „Werfener Schiefer" einreihte und die später Vitalis (1909) dem Seis angliederte, ist im Gebirge Slovenský kras sehr verbreitet. Sie hat jedoch bisher nur sehr wenig Fossilien und aus ganz vereinzelten Lokalitäten geliefert. Die üblichsten, schon durch die ältesten Autoren angeführten Versteinerungen dieser Schichtengruppe sind: *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) und ganz vereinzelt sind Vorkommen von *Lingula tenuissima* Bronn. bekannt (Šuf 1935, Bartkó 1953). In letzter Zeit wurde die Zahl der Arten aus den Seiser Schichten mit *Pseudomonotis venetiana* (Hau.) und *Pseudomonotis hinnitidea* Bittn., die bei Perkupa (Ungarn) Balogh (1952, S. 51) gefunden hat, bereichert.

Beim geologischen Studium des sich östlich von dem Fluss Muráň, zwischen den Gemeinden Nováčany, Hucín, Licince und Meliata ausbreitenden Gebietes habe ich am linken Ufer des sich SO von Hucín befindlichen Tales Csakány völgy das Auftreten einer untertriadischen Schichtengruppe festgestellt, die ausschliesslich aus bunten, hauptsächlich roten, durch Diabasgesteine durchdrungenen Schiefern (Kantor 1955, S. 85) und aus quarzigen, grauen, graubraunen, rostfarbig verwitternden Sandsteinen besteht. Durch ihre Entwicklung ist also diese Schichtengruppe mit der Schichtengruppe, die seit Vitalis' Zeiten (1909) in Seis gelegt wurde, vollkommen übereinstimmend.

Sandsteine der angeführten Schichtengruppe enthalten eine reiche Fauna, hauptsächlich Lamellibranchiaten, die wahre Lumachellen bilden. Wenn auch der Erhaltungszustand der bedeutenden Menge der Exemplare für eine nähere Bestimmung nicht ausreicht (die Kerne bestehen aus einem verhältnismässig grobdetritischen Material und so verlieren sie die Details der Skulptur), konnte man jedoch manche von ihnen näher identifizieren.

Bisher habe ich folgende Arten gefunden:

Die Faunenliste siehe im slowakischen Text!

Aus der stratigraphischen Auswertung der Fauna der angeführten Lokalität folgt, dass die vorerwähnte, mit den Seiser Schichten faziell übereinstimmende Schichtengruppe paläontologisch eine Schichtengruppe am Übergang vom Seis ins Campill darstellt, wobei ihr wahrscheinlichstes Alter schon das untere Campill ist. Von der Fauna, die nämlich das Seis charakterisieren soll, ist da bloss *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) vertreten. Diese, bisher als Leitfossilie für Seis betrachtete Versteinerung verliert jedoch nach und nach ihre leitende Bedeutung (Pia 1937, S. 18). Die übrigen Arten treten sowohl im Seis, als auch im Campill der Südalpen und des Bakonywaldes auf, bzw. sind bloss aus dem Campill bekannt. Und so wird die Grenze zwischen dem Seis und Campill des Gebirges Slovenský kras nicht nur was die faziellen Übergänge betrifft, unausgeprägt (Bystrický 1955, Maheľ 1957a, Pantó 1956), sondern sie wird auch nach dem paläontologischen Gehalt sehr unausgeprägt. Infolgedessen wird die Unterscheidung von Seis und Campill in der Karte problematisch.

7. I. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

KOLOSVÁRY GÁBOR

ÜBER DIE TRIASFAUNA AUS ČSR

Anfang 1957 erhielt ich eine Kollektion von Triaskorallen und anderen Fossilien durch Herrn Doz. Dr. Michal Maheľ aus Bratislava zur Determinierung. Diese kleine Kollektion ist, wie folgt:

I. Spongiaria

? Lóczya sp. *indeterminabilis*

Strážov-Gebirge, Žihlavník. Schlecht erhaltenes Material im Kalk eingebettet; stark kalzifiziert. Ein 2,5 cm hohes bulboses Koloniefragment. Mittlere Trias.

Leiospongia cf. *reticularis* Münster

Muráň-Gebirge, Červená Skala, weisser Kalk, mit einer kleinen Kolonie, 13 mm hoch und 5,5 mm dick. Oberfläche charakteristisch retikuliert. Mittlere Trias.

Leiospongia cf. *hornigi* Vinassa

Strážov-Gebirge, Žihlavník, weiss-grauer Kalk. Ein eingebettetes 30 × 25 mm grosses Koloniestückchen. Charakteristisch ist das konzentrische Querstreifungs-System des Exemplars. Auf ein mm sind 3—6 solche Querstreifen zu zählen. Mittlere Trias.

Spongia sp. indet.

Slowakisches Paradies, Bikarky. Mehrere kleine isolierte Koloniefragmente. Mittlere Trias. Auch bei Dobšinská ľadová jaskyňa im weissen Kalke. Nor-Rhät. Drittes Exemplar im schwarzen Kalke eingebettet bei Kopanec (Anis).

2. Hydrozoa

? Milleporidium sp. indet.

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa; weisse Kalke. Ein nussgrosses Exemplar mit charakteristischer wurmförmiger Struktur. Übrigens stark kalzifiziert. Nor-Rhät.

Montlivaltia sp. indet.

Slowakisches Paradies, Unter Garten, ein eingebettetes Exemplar im weissen Kalk. Mittlere Trias. Ein zweites Stück im schwarzen Kalk bei Kopanec (Anis).

III. Madreporaria

Montlivaltia sp. indet.

Slowakisches Paradies, Ober Garten, ein Bruchstück. Unter Garten im weissen Kalk. Beide Mittlere Trias.

Strážov-Gebirge, Žihlavník, weiss-grauer Kalk. Das Objekt stark verkalkt. Diameter des Polyps 16—17 mm. Ein zweites Exemplar 20 mm. Mittlere Trias.

Niedere Tatra, Piesok. Die Fossilie stark verkalkt. Durchmesser des Polyps 30 × 20 mm. Untere karnische Stufe, d. h. rheingrabener Schichten.

Montlivaltia norica Frech

Slowakisches Paradies, Holý Kameň. Weisser Kalk, das Exemplar aber ganz schwarz verkalkt. Nor.

Nach O. Kühn muss man den Namen fallen lassen (s. seine Erörterungen in zit. Literatur)

Endothek dicht, Septenzyklus 4 und die Septen des I. Ranges dick entwickelt.

Montlivaltia obliqua Münster

Strážov-Gebirge, Žihlavník, im weissen Kalke eingebettet. Auf ein mm sind 4—5 Septenenden zu zählen. Septenzyklus 5—6. Diameter des Polyps 28 mm. Stark verkalkt. Mittlere Trias.

Thecosmilia sp. indet.

Muráň-Gebirge, Červená Skala, im weissen Kalke eingebettet. Mittlere Trias.

Slowakisches Paradies, Ober Garten, weisser Kalk; Polypendurchmesser 4—5 mm. Stark verkalkt. Mittlere Trias. Bei Žihlavník im weissen Kalke ein anderes Exemplar aus der Choč-Decke. Polypendurchmesser 3—5 mm. — Ein Koloniefragment bei Suchá Dolina im weissen Kalke eingebettet. Nor-Rhät.

Thecosmilia badiotica Volz

Slowakisches Paradies, Ober und Unter Garten im weisen Kalke. Polypendurchmesser 5—7 und 7—9 mm. Mittlere Trias.

Strážov-Gebirge, Žihlavník, weiss-grauer Kalk der Choč-Decke. Kelch relativ gross: 7—8 mm. Diese Art kommt nur in mittlerer Trias, manchmal in grossen, mächtigen Kolonien vor. Mittlere Trias.

Thecosmilia clathrata Emmrich

Strážov-Gebirge, Čierna Lehota, Krížná-Decke. Eine grosse Kolonie. Polypendurchmesser 3—5 mm im grauen Kalke, mit gelben Mergel. Die Polypenröhren sind geradlinig und dicht nebeneinander stehend. Rhät.

Kleine Karpathen, Vysoká, Krížná-Decke. Polypendurchmesser 4—6 mm. Weisser Kalk. Polypenröhren nicht dicht stehend. Die Röhren gelb vermergelt. Rhät.

Thecosmilia defilippi (Stoppani)

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa. Diameter der Polypen 10—12 mm. Polypenröhrenstellung zerstreut, locker. Polypen stark kalzifiziert im weissgrauen Kalke eingebettet. Nor-Rhät.

Thecosmilia cf. *granulata* Volz

Slowakisches Paradies, Ober Garten, im weissen Kalke. Die Polypen mit dicker Wand, Septen unregelmässig entwickelt. Endothek vorhanden. Fünf Kelche in einer Reihe stehend. Diameter der Kelche 5—6 mm. Mittlere Trias.

Thecosmilia cf. *compressa* Weissermel

Slowakisches Paradies, Kopanec, im schwarzen Kalke. Zwei Polypen im Schliff (eventuell es waren 4 Polypen vorhanden). Polypendurchmesser 9—11 mm (im Typ 9 mm, Länge 20 mm, im Typ 29 mm). Septenzahl 120 (im Typ 90). Die Septen des I. Ranges und II. Ranges konfluent in der Mitte des Kelches. Pseudocolumella vorhanden. Septenoberfläche regelmässig granuliert. Auf ein mm sind 5 Septenbasis zu zählen. Septen der III. Ordnung oft verschmolzen mit den Nachbarespten. Nach Weissermel im deutschen Muschelkalk.

Margarophyllia sp. indet.

Slowakisches Paradies, Unter Garten. Weisser Kalk mit Polyp mit Hauptsepten mit spindelförmiger Verdickung zwischen Basis und Zentralende. Nur in mittlerer Trias.

Bavarosmilia bavarica (Frech)

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa. Polypen im weissen Kalke aus dem oberen Nor-Rhät.

Strážov-Gebirge, Rohatá Skala. Weisser Kalk. Kelchdurchmesser variiert zwischen 20—25 mm. Septenzyklus 4, Endothek wohl entwickelt. Rhät.

? Conophyllia sp. indet.

Slowakisches Paradies, Ober Garten, im weissen Kalke lange Polypröhren, koloniebildend. Diameter der Röhren 3 mm. Die Polypröhren bilden Verästelungen, das Objekt ist leider stark kalzifiziert. Mittlere Trias.

Stephanocoenia cf. *schafhäutli* (Winkler)

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa, im weissen Kalke eine kleine Kolonie in der Grösse von 17 × 20 mm, Kelchdurchmesser der Polypen 1,5 mm. Nor-Rhät.

Palaeastraea sp. indet.

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa, im weissen Kalke eine kleine kugelförmige Kolonie in 15 mm Durchmesser. Die Kelche der Polypen sind teilweise verkalkt und ihre Durchmesser sind 2 mm. Septen der II. und III. Ordnungen können zwischeneinander verschmelzen. Nor-Rhät.

Pinacophyllum sp. indet.

Slowakisches Paradies, Dobšinská ľadová jaskyňa, im weissen Kalke ein Koloniefragmentchen. Polypröhrendurchmesser 4—6 mm. Das Exemplar ist stark verkalt. Oberer Nor.

IV. Stratigraphische Tabelle der Korallen

Arten	Literaturangaben			ČSR					
	Untere Trias	Mittlere Trias	Obere Trias	Anis	Mittlere Trias	Karn	Nor	Nor-Rhät	Rhät
Th. compr.		W.		+					
Th. gran.		V. K.			+				
Th. badiot		V. K.			+				
M. obliqu.		V. K.			+				
M. nor.			D. F. K. S.				+		
Th. defil.			F. K. K.					+	
St. schafh.			K. S.					+	
B. bavar.			F. K.					+	+
Th. clathr.			D. F. K.						+

SCHRIFTTUM

[1] Frech F., 1897: Die Korallenfauna der Trias. Palaeontographica 37. (F). — [2] Frech F., Volz W., 1897: Die Korallenfauna der Trias. Palaeontographica 43. (V). — [3] Gürich, Diener, 1954: Leitfossilien der Trias. Verl. Gebr. Borntr. Berlin. (D). — [4] Kolosváry G., 1954: On the known fossil Hydrozoa of Hungary. Ann. Hist. Nat. Mus. Hung. N. S. (K). — [5] Kühn O., 1949: Schreieralmkalk als Beigabe in einem Grab der La Téne Zeit. Sitzber. Math. Natw. Cl. Öst. Akad. Wiss. (K). — [6] Kühn O., 1940: Zur Kenntnis der Rhät von Vorlarlberg. Mitt. Alp. Geol. Ver. 33 (K). — [7] Kühn O., 1932: Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Brasov. An. Inst. Geol. Rom. 17. (K). — [8] Papp K., 1912: Triász Korállok. Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 4. 1. — [9] Schindewolf: Zur Kenntnis der Polyceolien und Plerophyllen. Abh. Reichstelle f. Bodenforsch. N. F. 204. — [10] Squires D. F., 1956: A new triassic coral fauna from Idaho. Ann. Mus. Nat. Novitat. 1797. (S). — [11] Vinassa de Regny, 1912: Bakonyi triász spongiák. Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. — [12] Vinassa de Regny, 1912: Új szivacsok, Tabulaták és Hydrozoák a Bakonyból. Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. — [13] Vinassa de Regny, 1912: Bakonyi triászkoru Tabulata- Bryozoa és Hydrozoa félék. Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. — [14] Weissermel W., 1926: Die Korallen des deutschen Muschelkalkes I. Jahrb. d. preuss. Geol. Landesanstalt 46. (W). — [15] Weissermel W., 1928: Die Korallen des deutschen Muschelkalkes. II. Jahrbuch d. preuss. Geol. Landesanstalt. 49. (W).

KOLOSVÁRY GÁBOR

TRIASKORALLEN AUS KLEINEN KARPATHEN IN DER ČSR

(Mit 5 Tafeln)

Es wurde mir die dritte Sendung von Triaskorallen aus Kleinen Karpathen in der ČSR durch Herrn Doz. Dr. Michal Maheľ aus dem Geologischen Institut D. Štúr's in Bratislava im November 1957 zur Determination zugesandt. Das Material ist wie folgt:

I. Kleine Karpathen, Chočserie, verschiedene Versteinerungen

1. Weisse Kalke, mittlere oder obere Trias am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

a) Spongiaria, Hydrozoa, Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten (z. B. *Pecten* sp.), sowie Cidaris—Stacheln.

b) Cca 200 m hinter den Tennenräumen: Brachiopoden, sowie Lamellibranchiaten.

c) Im sog. Havrania skala Kalke im Tale beim Jägerhaus Biksard: Spongiaria, Hydrozoen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Cidaris—Stacheln.

2. Westlich von der Quelle am östlichen Talhang zwischen Krstenica und Hurtovec: Bryozoen und Gastropoden.

II. Kleine Karpathen, Chočserie, Madreporarien

Montlivaltia sp.

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause, auch hinter den Tennenräumen, auch im sog. Havrania skala Kalke im Tal beim Jägerhaus Biksard.

Ungenügende Bruchstücke oder stark diagenetische Exemplare, die näher unbestimmbar sind. Können entweder der mittleren oder der oberen Trias angehören.

Montlivaltia cf. *obliqua* Münster

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

Nicht ganz gut erhaltenes Exemplar. Im ungarischen Bükkgebirge ebenfalls im Ladin gefundene Art, welche auch in Siebenbürgen bei Brasow in der Mitteltrias vorkommt. Unser Material: ein eingebettetes Exemplar. Diameter 17 mm, die Rumpfhöhe 18 mm. Konisch — zylindrisch. Stark verkalkt. In den peripherischen Teilen sind cca 1 mm grosse Interseptalluculi zu beobachten. Das zweite Exemplar ist ein isolierter Einzelkorall. Diameter 18 mm. Basis zerbrochen. Rumpfhöhe 14 mm. Aussenseite des Polypen quergerunzelt. Septen gerade und starr. Auf 5 mm sind 5—6 Septenbasis zu zählen. Septenzahl cca 80. Beide Exemplare sind im jugendlichen Stadium. Mittlere Trias.

Montlivaltia cf. *norica* Frech

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš, hinter dem Feuerwehrhause:

Entspricht der Frech'schen Beschreibung. O. Kühn hält diesen Namen für unrichtig und nach ihm z. B. Siebers „*Montlivaltia norica* Frech" scheint keine Montlivaltia zu sein. Um diese Frage zu lösen, müssen wir noch mehrere gut erhaltene Exemplare besitzen und bis es möglich sein wird, werde ich diesen Namen in Anführungszeichen anführen. Diese Art kann auch als ladinisch, oder obertriassisch betrachtet werden, wie es bei D. F. Squires im Idaho (USA) auch der Fall ist.

Montlivaltia cf. *cipitensis* Volz

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Tennenräumen:

Zwei Einzelexemplare. Durchmesser: 9×12 mm und 10×12 mm. Rumpfhöhen: 20 mm und 12 mm. Drei-vier Septen der I. Ordnung in der Mitte des Kelches konfluent ausgebildet. Septenzahl cca 60. Man kann sie nicht ganz gut abzählen. Eine Bilateralsymmetrie des Kelches ist zu beobachten, doch nicht in der längeren, sondern in der kürzeren Achse des Kelches. Unterscheidet sich von der Volz'schen *Montlivaltia cipitensis* durch kleinere Septenzahl und einfachere Endothek, sonst durch die lange, zylindrische Form und gleiche Grösse des Durchmessers, sowie durch die Seltenheit ist sie dieser Art besonders ähnlich. Mittlere Trias.

Thecosmilia sp.

Loc.: Weisse Kalke am Berge Celo, westlicher Hang auch am Berge Krstenica bei Plav. Mikuláš, hinter den Tennenräumen und dem Feuerwehrhause:

Thecosmilia badiotica Volz

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause und den Tennenräumen, sowie auch im sog. Havrania skala Kalke im Tal beim Jägerhaus Biksard.

Im Ladin dominierend vorkommende Art. Durch ihre Dominanz ist sie eine gute stratigraphische Versteinerung. Kelchdurchmesser 5—14 mm, am häufigsten aber nur 7—11 mm. Die Polypen sind längsgerippt und bilden auch mässige Stöcke. Die Septen sind mit charakteristischen Seitenstacheln versehen. Über ihr ladinisches Vorkommen ist schon kein Zweifel mehr (s. O. Kühn, K. Balogh, K. Papp, G. Kolosváry). Die schönsten, grossen Kolonien habe ich und Herr Dr. K. Balogh im ungarischen Bükkgebirge auf den Fundorten Ballabérc und Bükkszentkereszt gesammelt.

Thecosmilia subdichotoma Münster

Loc.: Weisse Kalke, westlich von der Quelle am östlichen Talhang zwischen Krstenica und Hurtovec, auch am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš cca 200 m hinter den Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause:

Durchmesser der Polypen kleiner als 7 mm. Septenzahl ungef. 50. Die zentralen Septenenden oft mit Verdickungen. Ein peripherischer Endothekalring vorhanden, sonst wegen der starken Kalzifizierung wenig sichtbar. Für das Ladin ebenfalls charakteristische Art, die neben *Thecosmilia badiotica* Volz eine Dominanz in der Bankbildung mitteltriassischer Korallenwelt bildet. Sie ist im alpinen, karpatischen und ungarischen Mittelgebirge allgemein bekannt. Mitteltrias.

Thecosmilia cf. *sublaevis* Münster

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause:

Kleine Ästchen, filigrane Korallen. Sehr schlecht erhalten. Septenzahl ungef. 40. Grosse Septen konfluent. Peripherischer Endothekalring vorhanden. Auch in der Mitteltrias von Brasow von O. Kühn angeführt.

Thecosmilia clathrata (Emmrich)

Loc.: Dunkle rhätische Kalke gegenüber Kunstok, Krížnaserie und ebenfalls im dunklen rhätischen Kalke NW der Kote 469 am Berge Dlhý vrch:

Zwei Koloniefragmente. Septenzahl cca 40. Kelch mässig tief. Endothek war wegen der starken Diagenese nicht wahrzunehmen. Eine typische Art für das Rhät. In den ungarischen rhätischen Stufen ebenfalls vorkommende Art.

Margarosmilia cf. *richthofeni* Volz

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause:

Die Art bildet polyzentrische Kolonien. Unsere Exemplare sind Fragmente solcher Kolonien. Septen sind dünn und lang, nicht starr, sondern bogenartig und die Hauptsepten sind in den Zentren der Kelche konfluent. Manchmal verdicken sie sich spindelförmig. Endothek dicht entwickelt, hauptsächlich in den peripherischen Teilen. In der Mitteltrias von Ungarn (Bakony-Gebirge) und Siebenbürgen (Brasow) wohlbekannte Art.

Margarosmilia carpatica n. sp.

Loc.: Weisse Kalke, sog. Havrania skala Kalk im Tal beim Jägerhaus Biksard:

Kelch stark lobulär, weder rund, noch oval, sondern triangulär ausgebildet. Das kolumellenlose Kelchzentrum bildet einen ovalen Raum, welcher von den grössten Septen erreicht wird. Septenzyklus 4. Die Septen sind nicht gleichmässig ausgebildet. Endothek dicht, aber nicht tadellos zu beobachten. Die Septen sind charakteristisch spindelförmig verdickt. Septenzahl ungef. 120 — kann aber noch mehr sein. Die Septen der 4.-ten Ordnung nicht immer sichtbar und nicht gleichmässig vorhanden. Das Exemplar ist im Kalke eingebettet und so ist die Höhe des Polypen nicht feststellbar.

Craspedophyllia alpina Loretz

Loc.: Weisse Kalke, im sog. Havrania skala Kalke im Tal beim Jägerhause Biksard und am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš, cca 200 m hinter den Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause:

Einzelkoralle, Durchmesser 9×10 mm. Kolumella sehr gross im Durchmesser oval. „. . . die grosse längische Kolumella charakterisiert die Art genügend" (O. Kühn). Septenzahl über 70. Mittlere Trias.

Margarastraea cf. *klipsteini* Frech

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

Meandrische koloniebildende Art. Charakteristisch für das Ladin. Unser Material: ein Koloniestück im Kalke eingebettet. Breite 2,5 cm, Länge 4,5 cm und Dicke 2,5 cm. Die Septen im allgemeinen gleichmässig entwickelt, lang, dünn und geradlinig. Endothek vorhanden. Die Septen sind mit Körnchen ornamentiert und der Kelchdurchmesser beträgt bis 1 cm. Wegen Diagenese nichts mehr zu sagen. Mittllere Trias.

Conophyllia sp.

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause, sowie cca 200 m hinter den Tennenräumen.

Unbestimmbare, kleine Einzelfragmente und Exemplare im Kalke eingebettet und verkalkt.

Conophyllia boletiformis Münster

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

Einzelkoralle im Kalke eingebettet. Typisches Exemplar, mit seinem herzförmigen Kelchdurchmesser, welcher die Art recht schön und genügend charakterisiert.

Stylophyllopsis sp.

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

Im Kalke eingebettetes Exemplar, stark verkalkt. Die Septen sind grob, wohlentwickelt und 6—8 Septen erreichen das Zentrum des Kelches. Septenzyklus 3, aber die Septen des 3.-ten Zyklus nicht immer ausgebildet. So ist die Septenzahl nicht ständig. Wegen starker Diagenese kann ich diese Fossilie näher nicht bestimmen.

Myriophyllia sp.

Loc.: Weisse Kalke am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš hinter dem Feuerwehrhause:

Das bizentrische Exemplar liegt oberflächlich im weissgrauen, mehrere Spongien-Individuen erhaltenden Kalkstein, ist aber stark verkalkt. So konnte ich es nicht genauer determinieren. Ähnelt sehr der Laube's *Myriophyllia gracilis*. Die Septen sind fein, lang und dicht stehend, sowie sehr gleichmässig entwickelt. Der Habitus entspricht dem Genus *Myriophyllia*, das im Ladin verbreitet war.

? Protoheterastrea sp.
(*? „Hexastraea* sp.")

Loc.: Weisse Kalke im sog. Havrania skala Kalke, im Tal beim Jägerhause Biksard, auch bei der Quelle am östlichen Talhang zwischen Krstenica und Hurtovec, auch am Berge Krstenica bei Plavecký Mikuláš, hinter den Tennenräumen und hinter dem Feuerwehrhause:

Häufig, aber so stark und vollständig verkalkte Exemplare, dass ich über

die Artzugehörigkeit nichts näheres sagen kann. Septen hie und da nur in Spuren. Die Polypen sind verzweigt und stockbildend, mit einem Thecosmilien — ähnlichen Wuchs. Durchmesser der Polypen regelmässig glattrund. Wand sehr dick und stereoplasmatisch, sekundär noch dicker. Die sog. „Taschenknospung" in Spuren hie und da wahrzunehmen. Aussen fehlen die Längsrippen vollständig! Aussenseite der Polypen mit wurstähnlichen groben, manchmal feinen Querrunzeln und Querfalten versehen. Die von O. Kühn bei der Hexastraea magna angegebene Nebenkelche (in einer Grösse von 1—3 mm) fehlen vollkommen. Äusserlich ähneln unsere Exemplare noch den Quenstedt'schen Lithodendronen des Weissen Juras.

Zusammenfassung

Die stratigraphische Anordnung der bestimmten Madreporarien der Kleinen Karpathen kann folgend sein:

Für mittlere Trias charakteristische Korallenarten sind:

Montlivaltia obliqua, Thecosmilia badiotica, Thecosmilia sublaevis, Thecosmilia subdichotoma, Margarosmilia richthofeni, Margarastraea klipsteni, Craspedophyllia alpina und das Genus *Protoheterastrea (Hexastraea).* Sie beweisen das Ladin ebenfalls in Ungarn (Bükkgebirge und Bakonygebirge) und in Siebenbürgen (Brasow).

In der mittleren und oberen Trias lebten hindurch *Montlivaltia norica* und das Genus *Stylophyllopsis.*

Für obere Trias und speziell für das Rhät ist *Thecosmilia clathrata* zu erwähnen.

Also mit Ausnahme der dünkleren Kalke von Kunstok und Dlhý vrch (Krížnaserie) — die als rhätisch betrachtet sein müssen — sind alle übrigen weissen Kalke ladinisch, d. h. mit der alpinen, ungarischen und siebenbürgischen Mitteltrias identischen Zeitalters.

31. I. 1958

Systematisch-Zoologisches Institut der Universität,
Szeged, Ungarn

SCHRIFTTUM

[1] Balogh K., 1957: Répáshuta környékének földtani vizsgálata. Földt. Int. 1/3, 13. — [2] Frech F., 1890—1891: Die Korallen der Trias. Palaeontographica 37. — [3] Frech F., Volz W., 1896/97: Die Korallenfauna der Trias. Palaeontographica 43. — [4] Kolosváry G., 1957: Triasové koraly zo Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zprávy 10. — [5] Kolosváry G., 1957: Über die fossilen Madreporarien in dem System der Lebenserscheinungen. Acta Biol. Szeged. 3, 1/2, 123. — [6] Kühn O., 1949: Schreieralmkalk als Beigabe in einem

Grab de la Téne. Zeit. Sitzb. Math.-Natw. Cl. Österr. Akad. Wiss. XI, 8, 1. — [7] Kühn O., 1936: Geschiebe von Triaskorallen vom Plabutsch bei Graz. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 73, 19. — [8] Kühn O., 1940: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. Mitt. Alp. Geol. Ver. 33. 111. — [9] Kühn O., 1932: Die Anthozoen ... der Trias von Brasow. An. Inst. Geol. Rom. 17, 109. — [10] Papp K., 1900: Bakonyi triász Korállok. Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. r. Pal. függ. 1. — [11] Squires D. E., 1956: A new triassic coral fauna from Idaho. Amer. Mus. Novit. 1797.

ANTON BIELY

GEOLOGICKÉ POMERY ÚZEMIA JUŽNE OD SPIŠSKEJ NOVEJ VSI

(Nemecké resumé)

Roku 1955 som robil základný geologický výskum v západnej časti severogemeridnej synklinály. Študoval som južný okraj Stratenskej hornatiny a územie južne od Spišskej Novej Vsi. Predmetom výskumu bolo verfénske súvrstvie v širšom okolí známeho ložiska Tolstein a Grétla. Za účelom štúdia výskytu a rozloženia síranov v spodnotriasovom súvrství som urobil geologickú mapu územia medzi Novoveskou Hutou, Tepličkou a Hnilčíkom. Keďže predmetné územie je mimoriadne prikryté zvetralinami, pre vyhotovenie geologickej mapy sa použila aj plytká sondáž.

Pri štúdiu rozšírenia síranových ložísk vychádzal som jednak z poznatkov získaných na ložiskách Tolstein a Grétla, jednak z poznatkov získaných v posledných rokoch v celej severogemeridnej synklinále. V južnom pruhu verfénskeho súvrstvia sa predpokladala genetická spätosť rauwakov so síranmi a zistili sa kryhové prešmyky mezozoických súvrství k juhu (Maheľ 1951, 1953, 1956, 1957, Maheľ — Biely 1956).

Geologické pomery

Stratigrafia

1. Fylit-diabázová séria. Je najstarším útvarom našej mapy a vystupuje v údolí potoka Hnilčík. Stratigrafické zaradenie tejto série nie je zatiaľ jednoznačné. Fusán — Kamenický — Kuthan (1953) ju považujú za spodnokarbónsku, Fusán — Máška — Zoubek (1954) za devón (najskôr vrchný), prípadne spodný karbón.

2. Perm. Verukáno v území južne od Spišskej Novej Vsi má taký istý

vývoj ako inde v severogemeridnej synklinále. Na báze vystupujú pestré zlepence a brekcie, vyššie jemnozrnné droby, drobové bridlice, bridlice a pieskovce s polohami kremitých porfýrov a tufov.

Najvyšším členom verukána je tenký pruh zlepencov, odlišných od bazálnych obsahom valúnov kremitých porfýrov a lepšou opracovanosťou. Tieto zlepence môžu byť regresívnym členom verukána, no nemožno vylúčiť ani tú možnosť, že sú najspodnejším členom spodného triasu. Tam, kde niet týchto zlepencov, kde sa stýkajú bridlice a pieskovce verukánske s pieskovcovým súvrstvím spodnoverfénskym, ťažko ich od seba odlíšiť. Diskordanciu medzi verukánom a verfénskym súvrstvím som nikde nepozoroval. Faciálny vývoj verukána a verfénu hovorí za normálne uloženie verfénu. (Porovnaj Maheľ 1953, Ivanov 1953.)

3. Spodný trias. Verfénske súvrstvie sa rozkladá na veľkej ploche severne od hrebeňa Grétla až po údolie Hornádu. Len vrcholky kopcov sú budované dolomitmi a vápencami. V údolí Hornádu, Holubnice a v Zadnej doline sú triasové členy prikryté paleogénnymi sedimentmi.

Spodný trias som rozčlenil na základe petrografického charakteru hornín na spodnoverfénske a vrchnoverfénske súvrstvie. Toto členenie sa nezhoduje s delením spodného triasu na seiss a kampil. V spodnom bridličnato-pieskovcovom súvrství sa totiž na mnohých miestach v severogemeridnej synklinále našli skameneliny, ktoré svedčia o jeho seisskom až spodnokampilskom veku. (Pozri Maheľ 1953, 1056, 1957.)

Pestré spodnoverfénske súvrstvie má viaceré typy hornín.

a) V svojej hlavnej mase je budované ílovitými, často sľudnatými bridlicami. Farebné variety bridlíc prechádzajú od červenej cez červenofialovú, tmavofialovú, zelenosivú do zelenej farby. V zelených bridliciach je na niektorých miestach hojný pyrit. Šupinky sľudy sú najčastejšie sústredené na plochách bridličnatosti, podľa ktorej sa hornina rozpadá na tenké bridlice alebo dosky. Usporiadanie muskovitu na plochách bridličnatosti vyniká i na priečnom lome a vtedy zvlášť na navetralých plochách zvýrazňuje kresbu krížového zvrstvenia. Ílovité bridlice miestami prechádzajú do jemných piesčitých bridlíc.

b) Bridlice pribúdaním drobných úlomkov kremeňa prechádzajú do jemnozrnitých pieskovcov. Sú spravidla bohaté na ílovitý tmel a obyčajne sú sľudnaté. Muskovit je rozsiaty po celej mase horniny, no hlavne na plochách odlučnosti, podľa ktorých sa pieskovce oddeľujú na dosky mocné 2—10 cm. Farba pieskovcov je rôzna, červená, fialová, fialovočervená a zelená.

Podobnou horninou, značne rozšírenou na hrebeni Leithaus-Berg, sú lavicovité a masívne, zelené jemne zrnité pieskovce. Sú preplnené drobnými šupinkami chloritu, ktorý tiež dominuje hlavne na plochách odlučnosti.

Pestré bridlice a pieskovce sa navzájom striedajú. Na jednom mieste prevládajú bridlice, na inom pieskovce. Tak isto i farebné variety. Raz prevláda

farba červená, inokedy fialová alebo zelená. Severne od Grétle v tesnom nadloží ložiska síranov asi 300 m východne od Novej štôlne sa našla hojná, pomerne zle zachovaná fauna Anodontophora sp.

c) Ďalšou horninou spodnoverfénskych vrstiev sú rauwaky. Tvoria úzky pruh od Novej štôlne do Zadnej doliny, kde sa ponárajú spolu s bridlicami pod paleogén. Hrúbka je menlivá a dosahuje až 20—30 m. V severnejšom pruhu v oblasti Tolstein sú rauwaky menej mocné a zriedkavejšie. Rauwaky sú karbonátické horniny, žltej a hrdzavožltej farby, masívne, obyčajne silno pórovité. Charakteristické pre ne sú hojné závalky zelených a sivozelených ílovitých bridlíc a pieskovcov rôznej veľkosti. Nepresahujú však veľkosť 3 cm. Niekedy majú kostrovitý vývoj. Rozpadajú sa na balvany a ľahko vetrajú, preto sú často rozložené na žltú hlinu. Stratigraficky patrí pruh rauwakov do vrchnejších polôh spodnoverfénskeho bridličnato-pieskovcového súvrstvia. Jeho hlavné vystupovanie je v južnom pruhu verfénskych vrstiev. Čo sa týka genézy, predpokladá sa, že rauwaky spolu so síranmi v ich podloží sú produktom regresie verfénskeho mora, ktorá na istý čas postihla okrajové partie severogemeridného sedimentačného priestoru (M a h e ľ 1956, 1956a).

Horizont rauwakov má značný praktický význam. Sírany totiž na povrch nikde nevystupujú a rauwaky sú teda indikátorom ich výskytu. Práce založené na predpoklade genetickej spätosti rauwakov so síranmi viedli k nálezu nových síranových ložísk.

d) V banských dielach Tolstein sú známe v podloží síranov čierne rozpadavé dolomity. Tvoria dva až desať metrov mocnú polohu.

c) Ako ďalší člen spodnoverfénskeho súvrstvia je anhydit a sadrovec. Vystupujú v nápadných morfologických depresiách. Ide o pôvodné anhydritové teleso, ktoré v svojej vrchnej a spodnej časti, ako i na poruchových zónach bolo hydrátované.

Anhydrit je hornina sivej, často svetlosivej farby, masívna i celistvá, jemnokryštalická i hrubokryštalická. Nie je vzácny ani anhydrit drobno brekciovitý. Veľmi typické sú v anhydite závalky ílovitých bridlíc, obyčajne zelenej a sivozelenej farby. Miestami je úlomkov bridlíc toľko, že vlastne ide o jemnozrnitú brekciu ílovitých bridlíc tmelenú anhydritom. Miestami môžeme zase pozorovať, že vrstvičky anhydritu, mocné 0,1—1,5 cm, sa striedajú s vrstvičkami zelených, sivých, vzácne i červených ílovitých bridlíc, mocných 1—5 mm, čo spôsobuje vrstevnú textúru horniny.

Sadrovec tvorí polohy vo vrchnej časti anhydritového telesa. Je obyčajne bielej a bielosivej, vzácne i ružovkastej farby. Spravidla je jemnozrnitý až celistvý. Často má úlomky bridlíc zelenej a červenej farby.

Vrchnoverfénske súvrstvie vystupuje ako tenký prerušovaný pruh na južnom okraji vápencovo-dolomitických ostrovčekov na vŕšku Luxland, Hagels a Rotbenbaums. Je to súvrstvie slienitých bridlíc, slienitých a piesčitých vápencov

s polohami ílovitých a piesčitých bridlíc, ktoré sa pozvoľna vyvíja zo spodnoverfénskeho súvrstvia. Vápence sú doskovité i bridličnaté. Farebný odtieň vápencov i slieňov je žltohnedý, zelenavý i ružový.

4. Stredný trias. Strednotriasové členy vystupujú ako malé izolované ostrovy na vrcholkoch jednotlivých kopcov.

a) Dolomity sú najspodnejším členom. Tvoria tenkú polohu pod vápencovými kryhami. Sú svetlosivej až tmavosivej farby, niekde čierne alebo žltkavé. Sú masívne a hrubolavicovité, ľahko rozpadavé na ostrohrannú sutinu.

b) V nadloží dolomitov vystupujú tmavosivé a čierne lavicovité, zriedka žilkované vápence. Ich poloha nad dolomitmi je zreteľná v lome pri zákrute cesty južne od Novoveskej Huty.

c) Nad tmavými vápencami je hrubší komplex svetlých, bielosivých vápencov, vzácne ružovkastých. Sú masívne, bielo, inokedy červeno žilkované. Na Ježovej Hure vystupujú svetlé vápence so zvyškami *Teutloporella herculea* Stopp. a častými polohami tmavých lavicovitých vápancov, ktoré zrejme patria do ladinu. Sled karbonátických členov je zhodný s vápencovo-dolomitickým komplexom Slovenského raja, ako ho opisuje Maheľ (1956), pravda, neúplný.

5. Treťohory. Z treťohorných útvarov v predmetnom území vystupuje paleogén. Leží diskordantne na triasových sedimentoch. Pri mapovaní som zistil tri oblasti, v ktorých sú sedimenty odlišného petrografického zloženia.

a) Paleogén na hrebeni Ritterberg a Tolstein reprezentujú jemnozrnné zlepence s pekne zaguľatenými valúnikmi dolomitov, zriedkavejšie vápencov, tmelené vápnitým tmelom. Veľkosť valúnov je ca 0,1—1 cm. Väčšie valúny sú vzácne. Hrúbka zlepencov je malá. Vyššie sú piesčité vápence, vápnité pieskovce a bridlice, ktoré prechádzajú do flyša. Tento typ paleogénu transgresívne spočíva na vápencoch a dolomitoch.

b) Druhý typ paleogénu je v údolí potoka Holubnica. Tu leží na pestrom spodnoverfénskom súvrství. Na povrchu je silne pokrytý zvetralinami, v ktorých sa vyskytnú iba balvany verukánskych zlepencov a úlomky bridlíc. Tieto horniny boli považované za verukáno. U balvanov je však veľmi nápadné ich zaoblenie. Pri kopaní sond sme zistili, že nejde o vystupovanie zlepencov s polohami bridlíc, t. j. verukána, ale že zlepence sú len súčasťou málo tmeleného štrkového materiálu. Štrkový materiál je dokonale opracovaný, väčšinou veľkosti 0,5—10 cm a rôzneho petrografického charakteru. Sú tu všetky typy verfénskych a verukánskych hornín. Verukánske zlepence tvoria balvany 10 až 70 cm veľké. Tmel je hlinitý a piesčitý, červeno sfarbený. Hrúbka je malá, sotva dosahuje 10 m. Vek tejto štrkovej formácie je neistý. Na prvý pohľad sa zdá, že ide o bazálny paleogén, no nie je vylúčené, že je to mladšia uloženina. Nasvedčuje tomu veľmi malá hrúbka a veľmi slabé tmelenie.

c) Paleogén južne od Tepličky má materiál veľmi pestrý. Sú tu horniny strednotriasové, verfénske, verukánske, karbónske a všetky typy hornín fylit-

diabázovej série. Veľkosť valúnov je miestami 1—5 cm, no sú polohy, kde valúny majú 30—40 cm v priemere. Niektoré valúny sú opracované, niektoré ostrohranné. Hrúbka súvrstvia presahuje 100 m. Uprostred zlepencov sú časté polohy pieskovcov. Od predchádzajúceho výskytu z údolia Holubnice sa líšia pestrejším obsahom valúnov a tmelom. Zlepence sú pevne stmelené vápenitým, ílovitým a piesčitým tmelom. Zloženie paleogénnych sedimentov v jednotlivých oblastiach nám ukazuje, že sú priamym odrazom podložia, na ktorom sa ukladali.

Tektonické poznámky

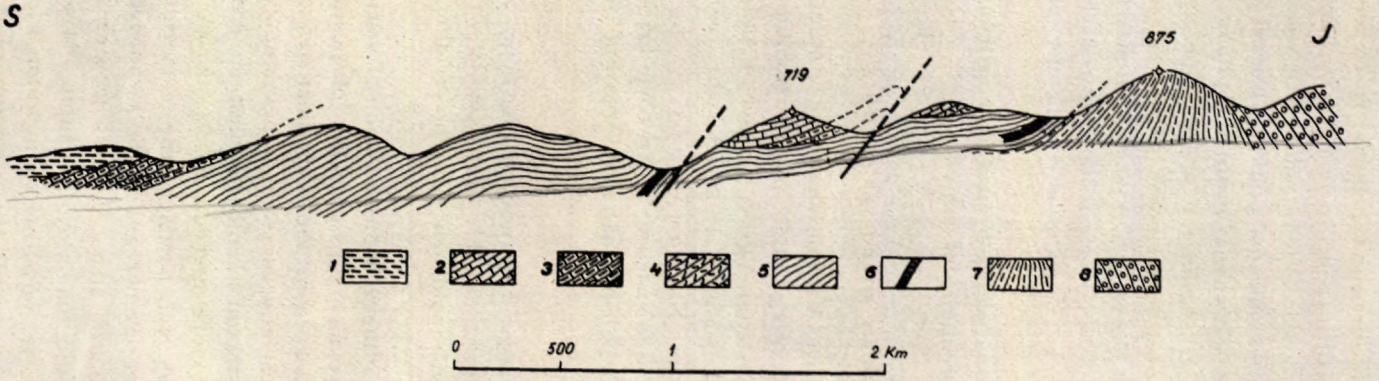
Naše územie je budované prevažne verfénskymi vrstvami, kde niet takých výrazných stratigrafických horizontov, ktoré by dovolili študovať tektonickú štruktúru tejto pomerne jednotvárnej masy. Karbonátické členy stredného triasu vystupujú len ako malé izolované kryhy, takže k riešeniu tektoniky veľmi neposlúžia. Za stratigrafický horizont nám môže slúžiť jedine pruh rauwakov a síranov.

Verukáno pri styku s fylit-diabázovou sériou má sklony k juhu a zapadá pod ňu. V severnej časti má sklony k severu. Verfénske súvrstvie uprostred verukána má sklony k juhu, severne od verukána, východne od Novoveskej Huty k severu, západne k juhu. Čo sa týka mezozoika ďalej od okraja synklinály, tam, kde sa na stavbe zúčastňujú vápence a dolomity stredného triasu, sú sklony k severu. Keďže náš terén je východným pokračovaním Stratenskej hornatiny, môžeme tamojšie poznatky aplikovať i na naše pomery. Pri tektonickej analýze vychádzame z poznatkov z území spracovaných Maheľom, napr. v Dedinkách, kde Maheľ konštatuje veľmi zreteľný prešmyk k juhu (1956a).

Pri pohľade na mapu vidíme, že dolomito-vápencové kryhy ležia v pruhoch V—Z smeru, oddelených od seba pruhmi verfénskych bridlíc. Keď aplikujeme tektonické poznatky z južnej časti Stratenskej hornatiny, javí sa nám tektonický štýl územia južne od Spišskej Novej Vsi takto: vápencové kryhy predstavujú zvyšky synklinálnych pásiem, oddelených od seba nielen eróziou, ale aj tektonicky. Pri vrásnení sa vytvoril rad veľkých vrás s juhovergentnou tendenciou, pričom v ramenách vrás došlo k roztrhaniu a prešmyknutiu severnejších antiklinálnych pásiem na južnejšie — synklinálne. Pritom samozrejme došlo i k disharmonickému vrásneniu na rozhraní verfénskeho súvrstvia s vápencovými komplexmi, pričom verfénske súvrstvie bolo na tomto rozhraní silnejšie deformované.

Sírany v sprievode rauwakov vystupujú v dvoch rovnobežných pruhoch. Úklon ložísk i vrstiev v oboch pruhoch je k severu. Na Grétle je miernejší, 20—25°, na Tolsteine ca 60°.

Profil zostrojený severne od Grétle (pozri prílohu s označenými prešmykmi) môže javiť pochybnosti. Na prvý pohľad sa zdá oveľa jednoduchším vykonštru-



Vysvetlivky ku geologickému profilu južne od Spiš. N. Vsi

Zostavil Anton Biely 1955

1. Paleogénny flyš na báze s polohou jemnozrnných zlepencov [2—3 stredný trias], 2. svetlé vápence, 3. dolomity, [4—6 spodný trias], 4. vrchnoverfénske slienité a piesčité vápence, 5. spodnoverfénske pieskovce a bridlice, 6. sadrovec — anhydrit, [7—8 verukáno], 7. pieskovce, bridlice a droby, 8. bazálne zlepence.

ovať z vápencových krýh súvislý, málo zvrásnený príkrov, rozčlenený iba eróziou. Predstavme si však ten istý profil (pozri prílohu) s vykonštruovanou morfologickou hranicou asi o 200 m vyššie. Vtedy vidíme, že strednotriasové kryhy, málo uklonené k severu, sú v tektonickom podloží verfénskych vrstiev, na ne od severu k juhu prešmyknutých. (Porovnaj profil v Dedinkách pri Stratenej, Maheľ 1957.) Dnešné veľmi obmedzené a izolované vystupovanie vápencových členov je výsledkom hlbokej erózie počas paleogénu. Je to spôsobené tým, že územie južne od Spišskej Novej Vsi je voči Stratenskej hornatine na západe a Galmuskému pohoriu na východe v pozdĺžnej osovej elevácii. Pretože verfénske súvrstvie je petrograficky monotónne, spomenutý prešmyk nie je tak markantný.

Mladšia tektonika je charakterizovaná menej významnými priečnymi zlomami, ktorých priebeh je naznačený priečnymi dolinami.

Poznámky ku geológii síranových ložísk

Síranové ložiská v okolí Spišskej Novej Vsi boli známe už v minulom storočí, keď podľa údajov obyvateľstva sa ťažilo v údolí potoka Holubnica na päte Leuthausbergu a údajne i na svahu Tolsteinu. Výskyt sadrovca v štôlni Johannes v Novovoskej Hute opisuje už Andrian r. 1858 (Bericht über die Übersichts-Aufnahme im Zipser und Gömörer Komitate während des Sommers 1858. JGRA, str. 535). Ložiská boli potom opustené. Sádrovcové ložisko Tolstein bolo znovu otvorené r. 1921. Neskoršie bolo náhodou objavené nové ložisko pri razení štôlne, ktorá mala spojiť údolie Hájnického potoka so sideritovou žilou pod úrovňou štôlne Grétla.

V poslednom čase sa zaoberal geológiou síranových ložísk pri Spišskej Novej Vsi Š. Ogurčák (Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava 1957). Hovorí, že síranové ložiská vystupujú v spodných polohách pestrého bridličnato-pieskovcového spodnoverfénskeho súvrstvia.

Ložisko Tolstein sa nachádza na juhovýchodnom svahu Tolstein (k. 703). Jeho smer je Z—SZ a priebeh indikovaný nápadnou morfologickou depresiou. Uložené je uprostred pestrých verfénskych bridlíc. V podloží síranov je miestami tenká poloha čiernych dolomitov. Sírany, ktoré nikde nevystupujú na povrch, sú v hlavnej mase zastúpené anhydritom. Tento je miestami čistý, miestami obsahuje závalky ílovitých bridlíc, ktoré niekedy tvoria až 50 % celkového množstva suroviny. Anhydrit v okrajových partiách, kde je možnosť cirkulácie spodnej vody, je zmenený v sadrovec. Pomer anhydritu a sadrovca je zhruba 4 : 1. Úklon ložiska k severu je pomerne strmý. Ložisko je presekané pozdĺžnymi poruchami, ktoré ho rozdeľujú na niekoľko šupín. Mocnosť ložiska v pozdĺžnom smere značne kolíše, čo je spôsobené spomenutou šupinovou stavbou. Obmedzenie ložiska voči podložiu i nadložiu je tektonické.

Ložisko Grétla sa nachádza severne od rovnomerného hrebeňa. Miesto jeho východu tak ako i Tolstein je v nápadnej terénnej depresii. Nikde nevystupuje na povrch a jeho priebeh je naznačený úzkym pruhom rauwakov, často rozložených na žltú hlinu.

Podstatnú masu ložiska vytvára anhydrit, miestami čistý, miestami so závalkami ílovitých bridlíc. V okrajových partiách je hydratovaný v sadrovec. Pomer sadrovca a anhydritu je ca 1 : 3, teda pomer pre sadrovec priaznivejší ako v ložisku Tolstein. Zmena anhydritu v sadrovec je ako na báze, tak i vo vrchnej časti ložiska. Z vrtných profilov jasne vyplýva oveľa intenzívnejšia hydratácia vrchnej časti ložiska, kde hĺbka zmeny anhydritu v sadrovec je aspoň 4× väčšia než na báze ložiska. Táto skutočnosť je spôsobená prítomnosťou horizontu rauwakov v nadloží síranov. Rauwaky sú pórovité, veľmi dobre prepúšťajú vodu, takže hydratácia ich podložia je intenzívna. Na niektorých miestach došlo hydratáciou k úplnému vylúhovaniu síranov a k vzniku bielych reziduálnych ílov. Hrúbka rauwakov je menlivá a pohybuje sa v medziach od 5—30 m. Rauwaky niekedy tvoria iba vložky uprostred bridlíc. Ložisko tvorí súvislý pruh v dĺžke 2 km. Smer má V—Z, a je mierne (asi 20—25°) ukloenné k severu. Spodná hranica je ostrá a sadrovec bez najmenšej poruchy leží na bridliciach verfénu, obyčajne zelených, so sekundárnymi žilkami vláknitého sadrovca. Vrchná hranica ložiska je síce tektonická, no pre tektonickú interpretáciu celého územia nemá takmer nijaký význam.

Vzťah oboch spomenutých ložísk možno riešiť na základe celkovej tektonickej interpretácie územia južne od Spišskej Novej Vsi. Obe ložiská pôvodne tvorili súvislú ložnú polohu alebo dve šošovkovité vložky v rovnakej stratigrafickej výške, ale už primárne od seba oddelené valom. Dnes vystupujú tektonicky oddelené kryhovými prešmykmi, presunutými od severu k juhu. Ložisko Grétla v kryhe spodnejšej, Tolstein v kryhe vrchnejšej — presunutej. Najpravdepodobnejšie sa zdá, že to boli dve sedimentačné panvy — šošovky — od seba oddelené valom, keďže v oboch ložiskách je značná prímes terigénneho materiálu. Ak by boli ložiská pôvodne spolu súviseli, v severnejšej kryhe by mali mať sírany menšiu prímes terigénneho materiálu. Čo sa týka deformácie oboch ložísk, tolsteinské je intenzívnejšie deformované. Vyplýva to už z toho, že leží v tektonickej kryhe, ohraničenej prešmykovými plochami zhora i zdola. V takejto kryhe sa tlak a pohyb musel prejaviť oveľa intenzívnejšie v plastickej polohe síranov.

Nové ložiská síranov v severogemeridnej synklinále

Severogemeridná synklinála bola v posledných rokoch predmetom intenzívneho výskumu. M a h e ľ (1951, 1953, 1956, 1957a) rozčlenil verfénske súvrstvie a upozornil na príslušnosť rauwakov k verfénskym vrstvám (pozri tiež

Andrusov — Maheľ 1950), na niektoré výskyty rauwakov a ich vzťah k síranom. Výskumné vyhľadávacie práce, ktoré som robil r. 1955 na Grétle, potvrdili názor o genetickej spätosti síranov a rauwakov a ukázali, že horizont rauwakov môže slúžiť ako indikátor výskytu síranov.

Biele Vody. Po skúsenostiach na Grétle sme obrátili pozornosť na oblasť Bielych Vôd, zmapovanú predchádzajúceho roku. Výskumné práce v Bielych Vodách pod Baraními rohami boli úspešné. Tam, kde vrt bol založený v rauwakoch, v ich podloží bolo ložisko síranov. Pomer sadrovca a anhydritu je ako na Grétle, približne 1 : 3. Intenzívnejšia hydratácia je vo vrchnej časti ložiska, čo je odrazom nadložnej polohy rauwakov, ktorá dosahuje hrúbku až 50—60 metrov. Kde je hrubá poloha rauwakov, tam je takmer celé ložisko hydrátované. Sírany v Bielych Vodách majú hojnú prímes ílovitého materiálu v podobe závalkov ílovitých bridlíc. Niekedy je úlomkov bridlíc také množstvo, že vytvárajú brekciu tmelenú sadrovcom alebo anhydritom. Na jednom mieste bol v podloží sadrovca zachytený čierny, rozpadový dolomit. Ložisko je pod uhlom 35° uklonené k severu.

Tento výskyt síranov sa viaže na južný pruh verfénskeho súvrstvia, teda na pruh, ktorý smerom na východ cez Čertovú dolinu pokračuje k Novoveskej Hute.

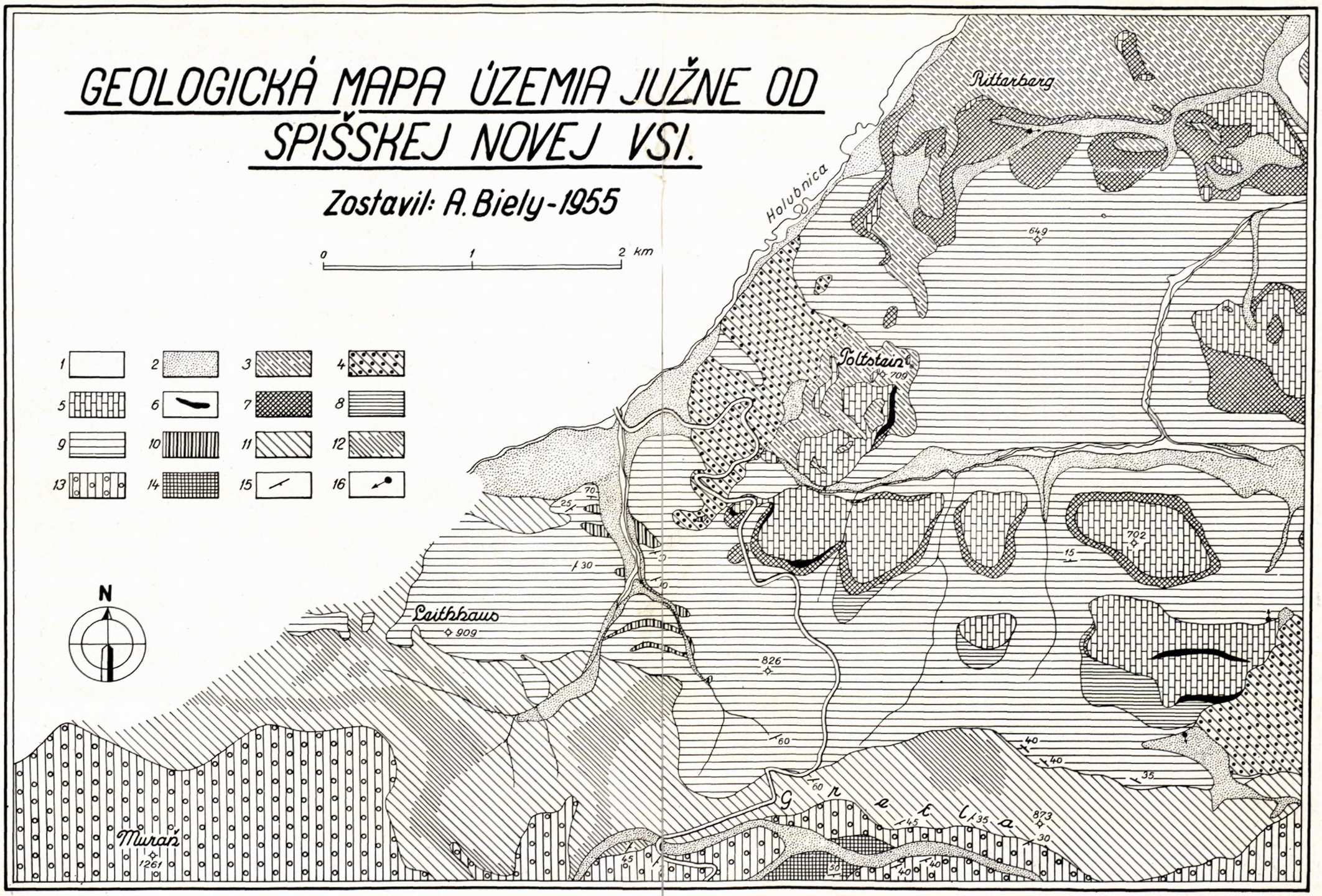
Novoveská Huta. Jáchymovské doly robili r. 1955 vrtný prieskum na južnom svahu údolia Holubnice západne od Novoveskej Hute. Pri prehliadke vrtných jadier som zistil, že v podloží verukána je súvrstvie verfénu. Uprostred neho je niekoľkometrová poloha rauwakov a anhydritu. R. 1956 robil prieskum Nerudný průzkum Brno. Podľa ústneho oznámenia V. Heringa je tu súvislé ložisko síranov V—Z smeru, uklonené k J. Okrajová časť verfénskeho pruhu spolu so síranovým ložiskom je zavrásnená k juhu do podložia verukána, ako to z Čertovej doliny opísal Maheľ (1956a).

Dedinky. V severnejšom pruhu verfénu v Dedinkách (SV od Bielych Vôd) vystupuje verfénske súvrstvie uprostred vápencovo-dolomitického komplexu. Maheľ (1957) tu uvádza zreteľný prešmyk k juhu. Pruh verfénu uprostred dolomitovápencového komplexu predstavuje spodný antiklinálny člen severnejšej kryhy, ktorý leží na mladších synklinálnych členoch južnej kryhy. Poloha rauwakov vo verféne tohto pruhu je veľmi tenká. V ich podloží je ložisko síranov uklonené k severu 50—60°. V podstate ide o anhydrit, obyčajne silne závalkovitý, ktorý je vo vrchných partiách zmenený v sadrovec. Podložie tohto ložiska nepoznáme.

Oblasť Dediniek je veľmi pekným príkladom kryhového prešmyku, a preto vzťah ložiska Biele Vody je tu zreteľný. Pôvodne obe ložiská tvorili súvislú polohu alebo viaceré šošovkovité polohy v jednej stratigrafickej úrovni, neskôr tektonickými pochodmi oddelené vo dve samostatné ložiská, ktoré dnes vystupujú v dvoch štruktúrnych jednotkách. Zo vzájomného pomeru ložísk Biele

GEOLOGICKÁ MAPA ÚZEMIA JUŽNE OD SPIŠSKEJ NOVEJ VSI.

Zostavil: A. Biely - 1955



1. Alúvium, 2. hlina a sutina, [3—4 paleogén], 3. flyš na báze s polohou jemnozrnných slepencov, 4. zlepence, [5—7 stredný trias], 5. svetlé vápence, 6. čierne vápence, 7. dolomit, [8—9 spodný trias], 8. vrchnoverfénske súvrstvie, 9. spodnoverfénske súvrstvie, [10—13 verucano], 10. zlepence s valúnmi kremitých porfýrov, 11. pieskovce, bridlice, droby, 12. pieskovce, bridlice a droby s polohami kremitých porfýrov a tufov, 13. bazálne zlepence, [14 spodný karbón ?], 14. fylit-diabázová séria, 15. smer a sklon vrstiev, 16. pramene.

Vody—Dedinky sa nám javí uvedené vysvetlenie vzťahu ložísk Grétla—Tolstein viac ako pravdepodobné.

Markušovce. Pruh verfénskych vrstiev so sadrovcom a anhydritom z Novoveskej Huty smerom na východ sa ponára pod paleogén. Pri Markušovciach bola v podloží paleogénu vo verfénskych vrstvách v hĺbke 217 m zachytená 20 m mocná poloha anhydritu. Bližšie dáta o uložení síranov nemáme.

Rudňany. Pri Rudňanoch bola roku 1955 vrtom zachytená poloha síranov uprostred pestrých bridlíc. Je to zatiaľ najvýchodnejší známy výskyt síranov v severogemeridnej synklinále.

Záver

V západnej časti severogemeridnej synklinály na južnom okraji mezozoika tiahne sa súvislý pruh verfénskych bridlíc a pieskovcov. Miestami je verfénske súvrstvie v nadloží verukána uklonené k severu, miestami je verukáno zavrásnené k juhu. V spodnom triase, hlavne vo vrchnejších partiách pestrého súvrstvia, je na niektorých miestach poloha síranov (Dedinky, Biele Vody, údolie Holubnice, západne od Novej Huty, Tolstein, Grétla, Markušovce, Rudňany). Sírany sú rozložené v dvoch pruhoch, predstavujúcich dve kryhy prešmyknuté od severu k juhu. Všetky ložiská síranov majú v nadloží tenšiu alebo hrubšiu polohu pórovitých rauwakov, typických obsahom závalkov ílovitých bridlíc. Ukázalo sa, že sú dobrým indikátom síranových ložísk, čo potvrdzujú pozitívne výsledky vyhľadávacích prác, vykonaných na poznatku o spätosti sadrovcov a rauwakov a na poznatku o kryhových prešmykov. Zistilo sa ďalej, že výskyty síranov vo verfénskom súvrství severogemeridnej synklinály nie sú len lokálnym zjavom, ale že majú regionálne rozšírenie.

6. III. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1938: Geológia Slovenska. Praha. — [2] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník II. Bratislava. — [3] Andrusov D., Maheľ M., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia vzhľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Posudok. — [4] Biely A., 1955: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy 5. Bratislava. — [5] Csisko A., 1942. Der geologische Bau des Slowakischen Paradieses". Lotos 88. Praha. — [6] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kľuknavou a Žakarovcami. Geol. sborník IV. Bratislava. — [7] Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. sborník II. Bratislava. — [8] Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského

rudohoří mezi Gelnicí a Dobšínou. Sborník SGÚ I. Praha. — [9] Kukla J., 1954: Ankeritové žíly v Nové štole u Spišské Nové Vsi. Věst. ÚÚG XXIX. Praha. — [10] Maheľ M., 1951: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník II, 1. Bratislava. — [11] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [12] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigrafických a tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [13] Maheľ M., 1956: K stratigrafii Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [14] Maheľ M., 1957: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [15] Maheľ M., Biely A., 1956: Genetická spätosť rauwak a sadrovca v severogemeridnom verféne. Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava. — [16] Rozlozsnik P., 1914: Geologische Notizen über Dobšina. Jhb. d. k. ung. geol. RA f. 1913. — Budapest. — [17] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geol. hung. 5. Budapest. — [18] Schönberg R., 1948: Geologische Untersuchungen an Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Ztschr. d. d. Geol. Ges. 98. Berlin. — [19] Štúr D., 1869: Bericht über geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Gölnitz. Jhb. d. k. k. geol. RA XIX. Wien. — [20] Šuf J., 1930: Nález triasu u Kobeliarova severně od Rožňavy na Slovensku. Věst. SGÚ. Praha. — [21] Vachtl J., Stejskal: 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšiné na Slovensku. Carpatica. Praha. — [22] Woldřich J., Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšiné. Ropr. čes. akad. 10. Praha. — [23] Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slovenského rudohoří v Karpatech a poznámky k stáří některých jeho rudnců ložisek. Práce mor. přír. spol., IV, 1. Brno.

ANTON BIELY

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG SÜDLICH VON SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Die geologische Kartierung südlich von Spiská Nová Ves habe ich zur Lösung der geologischen Position von Sulfatlagerstätten (Anhydrit, Gips) der nordgemeriden Synklinale durchgeführt. Bei der Arbeit bin ich von den durch Maheľ (1951, 1953, 1956), während seiner Kartierung der nordgemeriden Synklinale erworbenen Erkenntnissen ausgegangen.

Sowohl im Gebirge Stratenská hornatina (Maheľ 1956), wie auch im Gebiete südlich von Spišská Nová Ves befindet sich eine Reihe vom Norden gegen Süden übereinander überschobener Schollen.

Was die geologische Verbreitung der Sulfate betrifft, stellte man fest, dass dieselben nicht nur in der Umgebung von Spišská Nová Ves vorkommen, sondern regional verbreitet sind. Bisher haben wir Sulfatenvorkommen in der Länge von Dobšiná bis Rudňany festgestellt.

Die Sulfate treten als selbständige Lagerstätten in den einzelnen Schollen auf. Die Lagerstätten liegen in einer stratigraphischen Höhe, sind jedoch voneinander durch Überschiebungen tektonisch abgetrennt. Bei den Bohruntersuchungen hat man festgestellt, dass im südlichen, über dem Verrucano liegenden Werfenstreifen die Sulfate im Hangenden durch eine mächtige Lage von Rauhwacken, die als Indikator des Sulfatenvorkommens dienen, begleitet werden. In den nördlicheren Streifen sind die Rauhwacken viel seltener. Die Rauhwacken verursachten eine tiefe Hydratation des Anhydrites in Gips, da sie das Wasser sehr gut durchlassen.

6. III. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ANTON BIELY

VÝSKYT JURY V CHOČSKOM PRÍKROVE JUŽNE OD VÝCHODNEJ

(Nemecké resumé)

Severné svahy Nízkych Tatier južne od Východnej a Važca — okrem oblasti naposledy študovanej Kettnerom (1931) a Rothom (1938) — sú územím málo známym. Posledné dáta pochádzajú od dôb D. Štúra. Na tomto mieste chcem upozorniť, že južne od stanice Východná som zistil výskyt jury, ktorý je toho času jediným doposiaľ známym výskytom v chočskej sérii v Nízkych Tatrách.

Jura vystupuje uprostred dolomitov v pruhu V-Z smeru, dlhom asi 3 km, z Čiernej doliny cez Hoškov vrch (1117) a Štroku (1025) na Prostredný vrch. Nikde nepresahuje šírku 200 m.

1. Najspodnejší člen jurských hornín vystupuje v dolinke južne od hrebeňa Štroka. Na dolomitoch, prípadne lunzských vrstvách, ležia hrubolavicovité a masívne krinoidové vápence svetloružovej a červenej, prípadne červenohnedej a červenosivej farby. Vápence sú zložené z nespočetného množstva článkov krinoidov a zriedkavých foraminifer (*Textularia* a prierezy neistej príslušnosti). Články krinoidov majú zachovalú štruktúru, ktorá je zvýraznená železitou impregnáciou, alebo sú rekryštalizované, a potom zistíme iba kanáliky alebo okrúhle lamelované zrná kalcitu. Články sú na obvode potiahnuté železitou hmotou, ktorá vypĺňuje aj medzery medzi jednotlivými článkami, akoby tvorila tmel. Miestami sa vyskytujú hľuzy rohovcov. Červené krinoidové vápence majú zriedkavo viac detritickej prímesi. Juhozápadne od k. 1025 prechádzajú však až do jemnozrnitých zlepencov. Hrúbka klastického materiálu zlepencov, pochádzajúceho z valúnov karbonátických a bridličnatých hornín, je až 1 cm. Na tom istom mieste sa našli naváľané kusy krinoidových vápencov, ktoré obsahujú hľuzovité úzvary zelených radiolaritových vápencov.

Krinoidové vápence sú na niektorých miestach preplnené belemnitmi, brachiopódmi, lamelibranchiátmi a gastropódmi a vytvárajú lumachely. Fauna je všeobecne zle zachovaná, a preto bližšie ťažko určiteľná.

2. Smerom západným, juhozápadne od k. 1025 vystupujú svetlosivé i tmavosivé masívne zrnité krinoidové vápence, často s hľuzami rohovcov. Články krinoidov sú rekryštalizované. Uprostred kalcitickej hmoty sú často drobné zhluky rohovcov. Plošná rozloha je malá.

Z Čiernej doliny po Hoškov vrch (1117) vystupujú sivé zrnité krinoidové vápence ako vyššie opísané, no obsah čiernych rohovcových hľúz je tu oveľa vyšší. Často celé súvrstvie je zastúpené len rohovcami. Tieto však na povrch nevystupujú, ale sú dobre zreteľné zo sutiny, ktorá je tvorená často len z rohovcov. V sutine sú tiež kusy čiernych i sivých celistvých vápencov, miestami tiež s rohovcami.: Našla sa v nich zle zachovaná fauna lamelibranchiátov a brachiopódov. Z mikroorganizmov možno vo výbruse pozorovať hodne krinoidov, radiolárií, ježoviek a foraminifer (*Textularia* a *Nodosoria*).

3. V nadloží sivých krinoidových vápencov, na hrebeni Hoškov vrch vystupuje asi 700 m dlhý pruh zelených radiolaritových a karbonátických hornín. Pretože na povrch nikde nevystupujú, študoval som ich v umelých odkryvoch. V ryhe sv. od Hoškovho vrchu (1117) asi 550 m bol tento profil:

a) Nad svetlými, žltkavými a ružovkastými dolomitmi s vodofarebnými rohovcami vystupujú zelené radiolaritové horniny. Makroskopicky sú bridličnaté a doskovité, s ostrohranným rozpadom. V horných polohách sú slabo hľuznaté. Uprostred radiolaritov sú miestami tenké 1—2 milimetrové vrstvičky zelených ílovitých rozpadavých bridlíc.

Pod mikroskopom možno zistiť, že radiolaritová hornina sa skladá zo zvyškov radiolarií. Niektoré schránky majú pekný okrúhly tvar a jadrá sú vyplnené chalcedónom, zakiaľ sama schránka je z kremeňa. Jednotlivé zvyšky radiolarií sú na obvode obalené jemnými šupinkami chloritu a tak ich jeden od druhého oddeľuje a vytvárajú akúsi medzihmotu, ktorá dáva farbu celej hornine. Mocnosť je 15 m.

b) Nad zelenými radiolaritmi a radiolaritovými bridlicami vystupuje 20 až 25 m mocná poloha zelených a sivozelených, čiastočne slienitých vápencov. Sú lavicovité a doskovité, zriedka bridličnaté. Miestami sú pomerne husto žilkované bielym kalcitom. Vápence sú jemnozrnné až celistvé.

Mikroskopickým štúdiom zistíme, že ide o vápence, preplnené mikroorganizmami. Z mikroorganizmov sú najviac prítomné lombardie (*Lombardia arachnoidea* Bronniman, *Lombardia angulata* Bronniman, *Eotrix alpina* Lombard). Menej hojné sú zvyšky globochet (*Globochete alpina* Lombard) a prierezy aptychov. Uprostred kryptokryštalickej základnej hmoty sú tiež roztrúsené kalcifikované radiolarie, ktoré sú miestami hojnou horninotvornou zložkou. Akcesorickou prímesou sú zrnká autigénneho kremeňa.

Vo vyšších polohách sú uprostred zelených lombardiových a globochetových vápencov hniezda a vložky červených a červenofialových vápencov. Hranice medzi oboma farebnými varietami sú pozvoľné. Červené vápence majú nepra-

videlnú, sčasti hľuzovitú odlučnosť. Plochy odlučnosti sú často sprevádzané bridličnatými vrstvičkami. Sú jemnozrnité a celistvé, zložené z nesčetného množstva zvyškov lombardií, globochet, aptychov, radiolarií a zrniečok autigénneho kremeňa, ktoré sú v jemnej slienito-vápencovej hmote.

V oboch typoch vápencov, zelených i červených boli nájdené aptychy, ktoré vytvárajú hniezda lumachel. Určený bol *Aptychus beyrichi* (O p p .). (Aptychy určil p. G a s i o r o w s k i z Krakova.)

4. Južne od k. 1025, uprostred červených krinoidových vápencov vystupujú úzke neveľké šošovky svetlých celistvých doskovitých vápencov. Farba vápencov je svetlosivá, žltkavá i ružovkastá. Niekedy sú jemno žilkované bielym kalcitom. Vo vápencoch sú svetlé i tmavé hľuzy rohovcov, ktoré často vytvárajú súvislejšie polohy a šošovky mocné 1—5 cm. Vápence majú kryptokryštalickú kalcitickú základnú hmotu, v ktorej sú husto rozsiate globochety (*Globochete alpina* L o m b a r d) a kalcifikované radiolarie. Vzácne sú lombardie a foraminifery. Vo vápencoch sa našli zvyšky belemnitov.

Čo sa týka stratigrafického rozčlenenia hornín, narážame na ťažkosti, lebo nájdená fauna je ťažko určiteľná. Červené a sivé krinoidové rohovcové vápence (opísané pod 1, 2) pravdepodobne zastupujú lias a doger, ako je to i v sérii Rohatej skaly, kde červené krinoidové vápence sú našim petrograficky veľmi podobné. V Nedzovskom pohorí sú známe červené krinoidové vápence, ktoré L o c z y (1915) zaraďuje k spodnému až strednému liasu. Liasové krinoidové vápence sú známe i z Vysokých Tatier (Rabowského séria Končistej 1930), ktoré Andrusov (1936) porovnáva s krinoidovými vápencami série Rohatej skaly.

Zelené radiolarity a radiolaritové bridlice bez mikrofosílií a makrofosílií (opísané pod 3a) považujem za malm, za staršie ako kimeridgien. Vyplýva to z polohy, keďže sú priamym podložím zelených a červených vápencov lombardiových a globochetových (opísaných pod 3b). Zelené a červené globochetové a lombardiové vápence s *Aptychus beyrichi* (O p p .) na základe mikrofosílií a makrofosílií môžeme zaradiť do kimeridgienu. Prítomnosť *Eotrix alpina* L o m b a r d naznačuje, že vrstevný sled ide až do titónu, no kalpionelová mikrofácia nebola zistená.

Svetlé rohovcové vápence (sub 4) majú globochetovú mikrofáciu s vzácnymi lombardiami. Nannokonová ani kalpionelová mikrofácia v týchto vápencoch nebola zistená, teda pravdepodobne patria do kimeridgienu.

Jurské horniny vystupujú tiež ako malá šošovka západne od Šuňavy, v doline západne od Konskej hlavy (977) a jv. od Važca na dne doliny jz. od Budčarky (1021).

Západne od Konskej hlavy sú to ružovkasté krinoidové vápence, rekryštalizované, pravdepodobne analogon červených krinoidových vápencov lias-dogerských. Nad nimi sú zelené slienité vápence s mikrofosíliami lombardií, globochet a kalcifikovaných radiolarií. Navetrané plochy vrstenatosti sú ryhované

tak, ako bývajú radiolaritové vápence a radiolarity. Mikrofácia lombardio-globochetová s *Eotrix alpina* Lombard hovorí za ich kimeridgienský až titónsky vek.

V dolinke západne od Budčarky majú prevahu červené doskovité až hľuznaté slienité vápence nad zelenými. Mikrofácia je lombardio-globochetová. Je v nich hojná prímes radiolarií.

Na záver treba ešte raz vyzdvihnúť, že chočská séria v Nízkych Tatrách sa tým doplňuje o dosiaľ neznáme súvrstvie krinoidových vápencov, radiolaritov, lombardiových a globochetových vápencov, predstavujúcich lias až kimeridgien, prípadne titón.

21. I. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. Carpatica 1. Praha. — [2] Hanáček J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. sborník V. Bratislava. — [3] Kulcsár K., 1916: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajo, Villebanya, Csicsmany und Zsold. JUGRA f. 1915. Budapest. — [4] Lóczy L. v. jun., 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Vágujhely, Oszombat und Jalónc in den Nordwestkarpathen. JUGRA f. 1914. Budapest. — [5] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. PŠGÚ. Bratislava. — [6] Rabowski F., 1930: Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subtatrique de la Tatra. SPIG V. Warszawa.

ANTON BIELY

JURAVORKOMMEN IN DER CHOČ-DECKE SÜDLICH VON VÝCHODNÁ

Die nördlichen Hänge der Niederen Tatra südlich von den Gemeinden Východná und Važec sind vom geologischen Standpunkte wenig bekannt und wurden seit Štúr's Zeiten nicht eingehend studiert. Südlich von der Station Východná stellte ich auf dem Kamm Hoškov (1117) inmitten von Dolomiten ein Vorkommen von Juragesteinen fest. Dies ist derzeit das einzige bisher bekannte Juravorkommen der Choč-Serie in der Niederen Tatra.

Die Entwicklung von Gesteinen in der stratigraphischen Folge ist:

1. Rote und graue, hornsteinhaltige Crinoidenkalke. Sie ähneln den Crinoidenkalken von Lias—Dogger der Rohatá skala-Serie im Gebirge Strážovská hornatina und dem Liaskalk aus dem Gebirge Nedzovské pohorie. Sie repräsentieren den Lias—Dogger.

2. Grüne Radiolarite und Radiolariten-Schiefer. Sie repräsentieren den unteren Malm.

3. Grüne, teilweise mergelige, plattige und bankige Kalke mit roten Kalklagen. Sie enthalten eine Globocheten-, Lombardien- und Radiolariemikrofazies (*Globochete alpina* Lombard, *Lombardia arachniodea* Bronniman, *Lombardia angulata* Bronniman), weshalb ich sie in den Kimmeridge, bzw. bis in Tithon (*Eotrix alpina* Lombard ist eine tithonische Form) einreihe. In diesen Kalken fand man eine Menge von Überresten des *Aptychus beyrichi* (Opp.). Die Einreihung der Gesteine in den Kimmeridge auf Grund der Mikrofazies wird also auch durch die Makrofauna bestätigt. Es ist fraglich, ob die *Eotrix alpina* Lombard tatsächlich auch den Tithon repräsentiert.

21. I. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

STANISLAV POLÁK

VÝSKYTY MANGÁNOVÝCH RÚD V OKOLÍ MICHALOVEJ, OKRES BREZNO

(Nemecké resumé)

Úvod

Juhovýchodne od Brezna rozprestiera sa asi 12 km dlhá kotlina trojuuholníkového tvaru so základňou pri Brezne a protiľahlým vrcholom pri obci Polhora na ceste z Brezna do Tisovca. Šírka kotliny v strednej časti je asi 3 km.

Vlastná kotlina je vyplnená výlučne terciérnymi sedimentmi, v ktorých paleogénnej časti boli už spred II. svetovej vojny známe výskyty mangánových rúd v severozápadnom a západnom okolí obce Michalová. Z týchto čias pochádza aj prvý údel banského poľa na ťažbu „pyroluzitu", ktorého vlastníkom bol Československý štát. Zdá sa však, že tento počiatočný záujem rýchlo ochabol bez toho, že by sa riadne prešetrila celá oblasť, a tým získal obraz o charaktere a ekonomickom dosahu tohto zrudnenia. Až v rokoch 1940—1942 sa zase prikročilo v dôsledku vojnovej konjunktúry ku vcelku drobným konkrétnym kutacím prácam na tieto rudné výskyty. Rudné polohy, odkryté v malých erozívnych údoliach, boli sledované štôlňami blízko pod povrchom temer výlučne v hypergénnej zóne. Prechod z oxydických rúd do primárnej zóny bol vtedy kvalifikovaný ako „vyklínenie alebo vyhluchnutie rudnej polohy". Ako ukázali najnovšie práce, primárne karbonátové rudné polohy, zachytené vtedy šachticami, zostali celkom nespoznané.

Rok 1951 sa stal sľubným začiatkom nového výskumu; začala sa raziť tzv. Nová štôlňa, ktorá však po niekoľkých metroch bola opustená, pretože rudná poloha sa mierne v smere štôlne ponárala a ďalšie úpadné sledovanie nebolo možné pre prítok banských vôd. V rokoch 1952—1955 bol urobený rozsiahly detailný i orientačný prieskum širšieho okolia starých kutacích prác pomocou vrtov, šachtíc, umelých odkryvov a štôlne. Pri tejto príležitosti sa získal celý rad poznatkov ako všeobecných, tak aj detailných o tomto dovtedy veľmi málo známom zrudnení.

Pri riadení výskumných prác sa vystriedalo niekoľko geológov, z ktorých

treba menovať najmä Ilavskú (1951), Kuthana (1952), Ďuriaka (1952) a Hruškoviča (1953—1955). Autorovi sa dostalo vzácnej príležitosti zjednotiť, spracovať a geologicky zhodnotiť výsledky celého tohto prieskumu, a tým sa dobre oboznámiť s celou problematikou tunajšieho výskytu.

Keďže výsledky výskumu sú súčasne cenným prínosom i pre spoznanie charakteru a štruktúry tejto terciérnej kotliny, zaslúžia si i z tohto hľadiska pozornosť.

Geologické pomery širšieho okolia

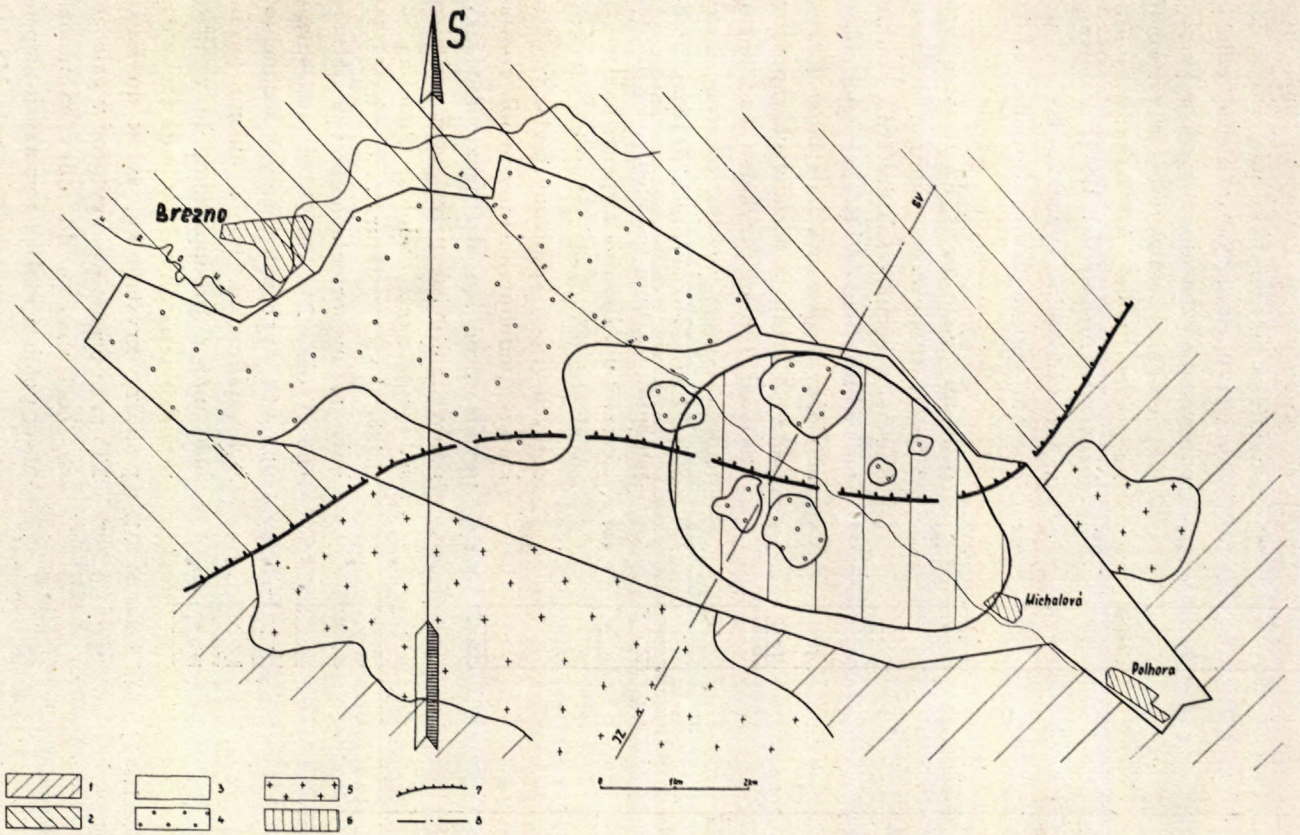
Vlastná kotlina ako aj jej okolie bolo geologicky zmapované roku 1952 Kubínym v mierke 1 : 25 000. Silne zjednodušená a čiastočne doplnená mapa tohto autora je zachytená na obrázku 1, ktorý poskytuje názornú orientáciu pre ďalší stručný opis geologických pomerov.

Paleogénne sedimenty kotliny, z jednej tretiny kryté neogénom, venčí temer po celom obvode veporidné kryštalinikum, tvorené Kraklovskou zónou a zónou Kráľovej hole. Styčná hranica týchto dvoch tektonických jednotiek, podľa ktorej je zóna Kráľovej hole nasunutá na druhú zónu, prechádza od západnej strany kotliny (kde má smer JZ-SV) zhruba stredom kotliny v smere Z-V pod pokrývkou terciéru až na východný svah kotliny, kde pokračuje ďalej na SVS. Zvyšujúcu časť ohraničenia kotliny tvoria miocénne vulkanity (tufy, andezity a ich zosuvné partie). Neogénne sedimenty vystupujú ako denudačné zvyšky na rôznych miestach; západnú časť kotliny kryjú však temer úplne.

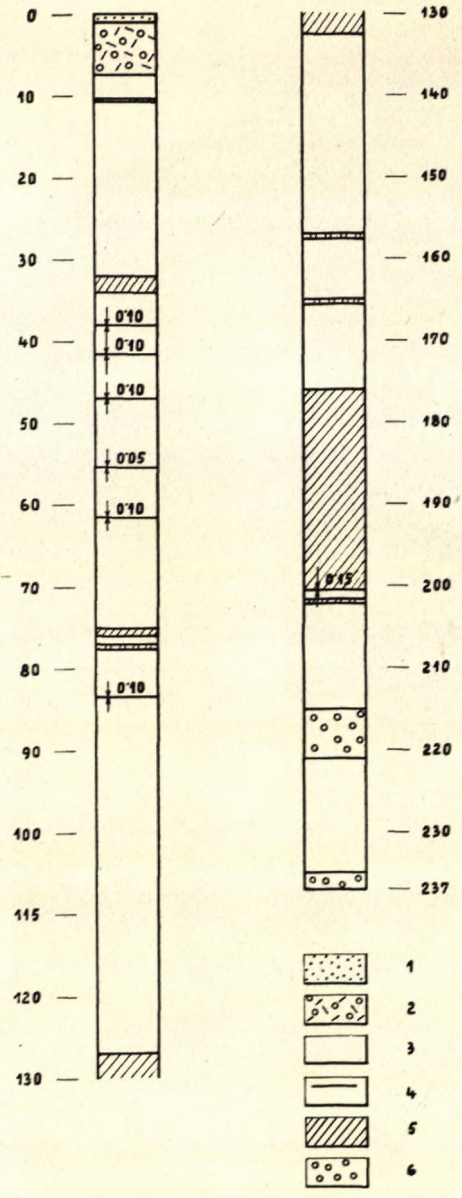
Veniec kryštalinika okolo kotliny veľmi výrazne vystupuje aj morfologicky oproti veľmi mierne modelovanému terénu vlastnej kotliny, pre ktorý sú charakteristické malé pahorky a vyvýšeniny s malým sklonom strání. O to výraznejšie sa v týchto vcelku málo odolných horninách prejavuje kvartérna erózia bočných prítokov potoka Rohozná, ktorý preteká stredom kotliny smerom na SZ a vlieva sa do Hrona.

Úložné pomery mangánových rúd

Mangánorudné polohy tvoria uprostred vrstiev paleogénu normálne sedimentárne konkordantné vložky, zviazané obyčajne pozvoľnými prechodmi s laterálnou horninou. Často sú prestúpené početnými vložkami okolitých hornín alebo na druhej strane tenké rudné polohy sa objavujú zase v okolitých horninách. V neogénnych sedimentoch s výnimkou východov rudných polôh do neogénneho sedimentačného priestoru, kde dochádzalo k mechanickému alebo chemickému rozptylu Mn do vrstiev neogénu podobné polohy nie sú známe, čo svedčí o ich vyhranenej stratigrafickej pozícii, analogickej iným našim slovenským mangánorudným výskytom (Rajec a okolie, Podtatranská oblasť).



Obr. 1. Geologická mapa širšieho okolia Michalovej (zjednodušená a čiastočne doplnená mapa D. Kubínyho 1952). — 1. Zóna Kráľovej hole, 2. Kraklovská zóna, 3. paleogén, 4. neogén — sedimenty, 5. miocénne vulkanity, 6. oblasť zisteného zrudnenia, 7. tektonické línie, 8. profilová línia.



Obr. 2. Geologický profil vrtom M-171. — 1. Svahová hlina, 2. neogén, 3. slienité bridlice — paleogén, 4. vložky a polohy karbonátovej rudy — paleogén, 5. vložky pieskovca a pieskovce — paleogén. 6. zlepence a zlepencovité polohy — paleogén.

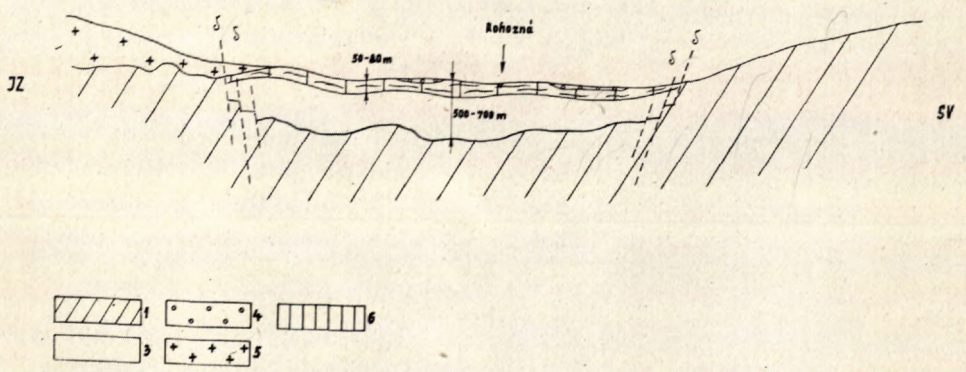
Vlastný paleogén, nositeľ mangánového zrudnenia, je zastúpený mohutným súvrstvím petrograficky pomerne monotónnych hornín. Najspodnejšie polohy, odpovedajúce bazálnym členom karpatskej eocénnej transgresie, nevystupujú na povrchu vôbec. Ani najdlhší tu urobený štrukturálny vrt MŠ-II, situovaný v juhovýchodnom výbežku kotliny pri obci Michalová, ktorý dosiahol hĺbku 303,30 m, neskončil v kryštalinickom podklade. Zato na štrukturálnom vrte MŠ-III, situovanom pomerne neďaleko dnešného bočného ohraničenia kotliny, boli v hĺbke nad 140 m zachytené početné vložky zlepencov s materiálom z kryštalických bridlíc a neznámych vápencov, ktoré od 188 m prevládali nad horninami ostatnými až do konečnej hĺbky 203,20 m. Možno preto právom predpokladať, že tieto sedimenty, i keď plne nezastupujú bazálne zlepence paleogénu, sú akousi ich predzvesťou; na štrukturálnych vrtoch, situovaných viac v centre kotliny, podobné horniny neboli konštatované alebo len ako nepatrné vložky, odpovedajúce iste prívalovým periódam sedimentačného obdobia. Podobná situácia ako na štrukturálnom vrte MŠ-III bola aj na orientačnom vrte M-171 (pozri obr. 2), ktorý bol umiestnený úplne na styku paleogénnych sedimentov s kryštalinikom. Podľa úklonu terénu bolo možné predpokladať, že v hĺbke niekoľko desiatok metrov bude zachytené podložné kryštaliniku, avšak do hĺbky 235 m sa postupovalo výlučne v paleogéne, hoci smerom do hĺbky sa množil počet polôh a vložiek rovnakých zlepencov ako na štrukturálnom vrte MŠ-III. Žiaľ, ani jeden zo spomínaných a ďalších

vrtov pre značné prevádzkové ťažkosti nebolo možné prehĺbiť nad uvedenú metráž, čím by sa problém existencie a mocnosti bazálnych paleogénnych zlepencov plne vyriešil.

Prevažná časť paleogénu je tvorená slienitými bridlicami a slieňmi šedavých alebo žltkavých farieb s rôznou lokálnou piesčitou prímesou a pieskovcovitými vložkami. Čistejšie vápenaté polohy neboli nikde zistené. Hoci bola v niektorých častiach urobená pomerne hustá sieť vrtov, pieskovcové polohy netvorili nikde vložky väčšieho plošného rozsahu, ktoré by mohli byť akýmsi detailnejším stratigrafickým vodidlom. Mikropaleontologický výskum časti paleogénu s mangánorudnými vložkami, vykonaný K a n t o r o v o u z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave ukázal, že mikrofauna je najpravdepodobnejšie strednoeocénna a veľmi podobná mikrofaune stredného eocénu vonkajšieho i magurského flyša na Morave.

Sedimenty paleogénu kryjú miestami, najmä v okolí Brezna jazerné sedimenty neogénu. Sú to íly, piesky a štrky rôzne sa striedajúce a miestami spojené prechodmi. Obsahujú otlačky suchozemskej flóry a podradné vložky alochtónneho uhlia.

Južný okraj paleogénu breznianskо-michalovskej kotliny kryjú andezitové tufy a tufity bez valúnov andezitov a biotiticko-amfibolické andezity, ktorých výlevy sú teda mladšie ako spomínané sedimenty neogénu, kde po ich materiáli niet stôp.



Obr. 3. Geologický profil kotlinou sz. od Michalovej. — 1. Zóna Kráľovej hole, 2. Kraklovská zóna, 3. paleogén, 4. neogén, 5. miocénne vulkanity, 6. poloha paleogénu s rudnými vložkami, 7. tektonická línia.

Kvartérnym útvarom kotliny patria fluviálne náplavy potoka Rohozná vo forme štrkov, mäkké hliny prechádzajúce postupne do skalného podkladu, ako aj mohutnejšie zosuvy pri okraji andezitových tufov a prúdov.

Vrstvy paleogénu sú vcelku uložené zdanlivo horizontálne. Pri sledovaní rudných polôh na väčšom plošnom rozsahu za zistilo, že vrstvy sú v smere

JZ-SV veľmi mierne antiklinálne prehnuté. Vo vykonanom podzemnom banskom diele bola zistená jediná väčšia dislokácia poklesového charakteru smeru V-Z so sklonom 52° na J. Okrem toho bol zistený celý rad drobných poklesov rôznych smerov s eventuálnym flexúrovitým prehnutím. Hoci v niektorých častiach paleogénu bol uskutočnený pomerne hustý systém prieskumných vrtov a šachtíc, interpretácia popaleogénnej tektoniky je problematická, pretože väčšina rudných polôh na krátku vzdialenosť vyklinuje, prípadne je tak presýtená vložkami okolitej horniny, že jej identifikácia so susednými zachytenými polohami je problematická až nemožná.

Geologická stavba vlastnej kotliny má teda charakter úzkej priekopovej prepadliny (pozri obr. 3), pričom jej predpokladané dno leží samozrejme v strednej jej časti v hĺbke asi 500 až 700 m od dnešného povrchu. Rudné polohy sa však koncentrujú iba do 50—80 m mocnej vrstvy paleogénu pri povrchu, zatiaľ čo vo väčšej hĺbke sú už len zriedkavé a nepatrných mocností.

Mineralogické zloženie a chemizmus rúd

Rudy primárnej zóny majú charakter slienitých karbonátických hornín obyčajne ružovej, pleťovej alebo šedobielej farby s odtienkami do hnedavej alebo žltkavej. Sú pomerne tuhé, doštičkovitej textúry, s nepravidelným polyedrickým rozpadom. Základnú hmotu tvorí veľmi jemnozrnný agregát ílovitých minerálov a karbonátov s jasnou pásikovitou textúrou danou jemnými zmenami farby v jednotlivých vrstvičkách. Ílovité minerály podľa identifikácie T r d l i č k u z Ústavu pre výskum rúd v Kutnej Hore patria montmorilonitu a karbonáty odpovedajú mangánokalcitu s menlivým podielom Mn : Ca. Veľkosť zŕn sa pohybuje rádove do 0,001 mm (montmorilonit) a 0,01 mm (karbonáty). Akcesorický sa zjavujú väčšie zrnká detritických úlomkov kremeňa, živcov (albit, oligoklas) a šupinky muskovitu a biotitu. Opakné minerály sú zastúpené guľkovitými jemnými agregátmi pyritu a markazitu (markazit vcelku prevláda nad pyritom).

Hypergénna premena tejto rudy začína obyčajne od hrán nepravidelne rozpukaných zlomkov rudnej lavičky tvorbou čiernych povlakov a kôr kyšličníkov Mn^{IV} hlavne psilomelám a vernadit, ktoré postupne prenikajú do stredu úlomkov. V samom strede zostáva drobná „kôstka" ílovito-karbonátickej hmoty. Štádium premeny karbonátových rúd do oxydických je závislé od mnohých faktorov (rozpukanie, hĺbka pod terajším alebo predneogénnym povrchom a pod.). Miestami je takto postihnuté iba najbližšie okolie medzivrstevných plôch; inde je táto premena kompletná. Hĺbka oxydačnej zóny obyčajne nepresahuje 15 m.

Najlepší obraz o chemizme a elementoch vystupujúcich v michalovských rudách podáva v ďalšom uvedená kompletná chemická analýza primárnej rudy

z prechodu do oxydačnej zóny (špektrálnu a chemickú analýzu urobil Ústav pre výskum rúd v Kutnej Hore.)

Semikvantitatívna špektrálna analýza vykazuje toto rozmiestnenie prvkov:

nad 1 %	Al, Ca, Mn, Fe, Na, Si,
1—0,01 % . . .	Cr, Ni, Pb, Mg,
pod 0,01 % . . .	Ag, Ba, Co, Cd, Ga, Mo, Sb, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Cu,
negatívne	As, Au, Be, Bi, Ge, Hg, In, Li, Ta, Te, Tl, W.

Kompletná chemická analýza potvrdila správnosť tejto analýzy s výnimkou Cr, ktorý nebol analyticky zachytený. Jej výsledok je

SiO_2	33,44 %
Fe_2O_3	7,95
MnO_2	6,44
$MnCO_3$	16,99
$CaCO_3$	11,62
$MgCO_3$	6,64
Al_2O_3	11,99
BaO	stopy
Fe_2O_3 silik	0,59
MnO silik.	0,03
alkálie ako Na_2O	2,88
V	stopy
Cu	0,01
Pb	0,18
Zn	stopy
	100,18 %
strata sušením 110 °C/2 hod.	3,43 %

O čiastočne hypergénnom rozklade tejto vzorky svedčí prítomnosť Fe_2O_1 a MnO_2, ktoré primárne v tak veľkom množstve nemožno predpokladať a nikde neboli ani zistené, na čo zjavne poukazuje už aj farba karbonátových rúd. Kvantitatívne zastúpenie ostatných prvkov, ich kysličníkov alebo karbonátových molekúl neprekvapuje. Okrem už spomínaných karbonátov Mn, Ca a Mg patria väčšinou detritu (SiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, alkálie), ílovitým látkam (Al_2O_3, SiO_2), sulfidom (S, Fe) alebo v mangánových rudách a sedimentoch vôbec bežne absorbovaným elementom v neznámej minerálnej forme (V, Cu, Pb, Zn, BaO). Zaujímavé je, že kompletnou analýzou nebola vôbec evidovaná prítomnosť fosforu, hoci z bežných prieskumných analýz vidno, že jeho obsah je priemerne okolo 0,26 % (maximum 0,78 %).

Priemerná kovnatosť kolíše v tomto rozmedzí na základe niekoľkých desiatok bežných analýz pre určité plošné celky:

	Mn %	Fe %	SiO_2 %
oxydické rudy	8,86—17,38	5,44—8,42	25,92—48,67
primárne karbonátové rudy	8,79—10,85	5,18—5,50	28,71—33,58

Obsahy uvedených komponentov v jednotlivých či už náhodilých alebo zásekových vzorkách, vedených cez celú rudnú polohu, kolíšu najmä pri rudách oxydických v oveľa širšom rozmedzí, čo zapríčiňuje najmä ťažkosť pri vizuálnom hodnotení hraníc rudnej polohy v oxydačnej zóne. V primárnej zóne sú obdobné pomery, avšak s tým rozdielom, že hranice rudnej polohy sú tu vcelku výraznejšie. Napriek tomu možno tu nájsť temer plynulý rad kvalít na prechode do normálnych slieňov až po najlepšiu rudnú polohu, ktorá pri mocnosti 0,30 m vykázala zloženie:

Mn	23,20 %
Fe	5,40
CaO	12,75
nerozp. zvyšok	10,75

Iná takáto poloha, mocná 0,85 m je kvalitou obdobná:

Mn	19,78 %
Fe	4,37
CaO	10,19
SiO_2	14,47

Vcelku však takéto polohy majú výnimočné postavenie a sú len nepatrne plošne rozšírené. Postupne faciálne prechádzajú do polôh s podradnejšou kvalitou. Kolísanie obsahu Mn a Fe je zrejme zapríčinené vo veľkej miere množstvom detritických látok v rude a len v menšej miere zmenou obsahu CaO.

Genéza zrudnenia

Výrazne stratifikačné postavenie rudných polôh jasne hovorí o ich syngenetickom charaktere a sedimentárnej genéze. V určitých časových intervaloch dochádzalo pri sedimentácii slienitého a piesčitého materiálu paleogénu ku zvýšenej fixácii mangánu v sedimentoch a tým vznikli iba akési anomálne typy slienitých hornín, dnes považovaných za rudy. Príčina tohto zjavu, podobne ako na väčšine ložísk karbonátových mangánových rúd nie je jednoznačne vy-

svetliteľná. Najpravdepodobnejšie ide o mikroorganickú akumuláciu mangánu z vôd bazénu, ktorá vďaka enormnému koloniálnemu rozšíreniu špeciálnych mikroorganizmov a ich náhlemu odumieraniu získala si výrazné postavenie uprostred paleogénnej série. Vznik vlastných karbonátov treba už potom hľadať v diagenetických zmenách pôvodného sedimentu. Niekedy vidno v rudných polohách aj nediastrofické deformácie, odpovedajúce asi sklzom ešte nespevneného materiálu na dno bazénu.

Otázka pôvodu a podmienok migrácie Mn z pevninových zdrojov nebola tu riešená. Takáto práca vyžaduje oveľa lepšiu rekonštrukciu predpaleogénnych geologických pomerov sedimentačnej panvy. Z celej série obdobných zrudnení v slovenských paleogénnych a lias-doggerských vrstvách najlepšie však vidno, že hlavným faktorom pri vzniku tohto zrudnenia nebola prítomnosť vhodného zdroja tohto prvku na okolitej pevnine, ale činitelia akumulační. Ba práve naopak sa zdá, že vhodné migračné podmienky boli aj na mnohých iných miestach a z nám neznámych dôvodov sa tu podobné zrudnenie nevyvinulo (mohol to spôsobiť špeciálny dynamický režim bazénu, salinita vôd a pod.).

Popaleogénna erózia zasiahla aj do partií paleogénu s mangánorudnými polohami; niektoré z nich obnažila a čiastočne aj oddenudovala. Sedimenty neogénu sú preto v blízkosti slojov sfarbené fialovočerveno až čierno alebo drobná sutina z oxydovanej rudy sa priamo rozptyľovala v neogénnych polohách. Hypergénny režim sa rozvíjal teda už na začiatku neogénu a v kvartéri pokračoval po novom erozívnom obnažení spod prikrývky neogénu.

Záver

Michalovské mangánorudné polohy svojim stratigrafickým postavením, mineralogicko-petrografickým charakterom i úložnými pomerami sú v mnohom zhodné s ostatnými výskytmi na Slovensku. Nevyvinuli sa však súčasne na väčšom plošnom horizonte ani vo výraznom detailnom stratigrafickom postavení ku okolitým vrstvám, ale tvoria skôr iba lentikulárne telesá malej mocnosti a rozsahu v nerovnakých výškach. Ani v okolitej sérii nevidno nijakú stabilnejšiu vodiacu vrstvu. O to častejšie sú v rudných polohách početné bridličnaté vložky okolitých hornín, ktoré podstatne znižujú ich kvalitu, ktorá aj tak oproti ostatným lokalitám je oveľa nižšia, hlavne v dôsledku prítomnosti väčšieho množstva detritických látok. Hypergénne produkty sú úplne zhodné ako na iných obdobných lokalitách.

Nepriaznivý chemizmus má výrazné ekonomické dôsledky. Nemožno tu teda hovoriť o ložisku magnánových rúd, ale iba o výskytoch polôh s vyšším obsahom Mn.

9. XII. 1957

Západoslovenský rudný prieskum,
Turčianske Teplice

STANISLAV POLÁK

MANGANERZVORKOMMEN IN DER UMGEBUNG DER GEMEINDE MICHALOVÁ, BEZ. BREZNO

Südöstlich von Brezno breitet sich längs des Weges von Brezno, über die Gemeinde Polhora nach Tisovec ein cca 12 km langes paläogenes Becken aus. In seinem östlichen Teil, westlich und nordwestlich von der dortigen Gemeinde Michalová, waren schon vor dem II. Weltkriege Vorkommen oxydischer Manganerze minderwertiger Qualität bekannt, deren geologische Position jedoch bis zu der Durchführung einer neuen Untersuchung in den Jahren 1951 bis 1955 nur sehr wenig bekannt war.

Auf der Abbildung 1. sieht man, dass das vorerwähnte paläogene Becken fast längs des ganzen Umfange durch das veporide Kristallinikum der Kraklov-Zone und Králová hoľa-Zone umsäumt wird. Bloss einen, weit kleineren Teil der Grenze bilden die miozänen Vulkanite (Andesite und ihre Tuffe). Die eigentlichen paläogenen Sedimente werden besonders durch die im westlichen Teil des Beckens erhaltenen Neogenüberreste (siehe A b b. 3) bedeckt.

Manganerzlagen bilden inmitten der paläogenen, mergeligen Sedimente maximal einige Dezimeter mächtige konkordante Lagen. Ihr sedimentärer Ursprung ist klar. In der primären Zone werden sie durch stark mit detritische Material verunreinigte Mn-, Fe- und Ca-Karbonate, die in der hypergenen Zone der Oxydation (Mn und Fe) und Hydratation verfallen, gebildet. Dieser Übergang wird durch ausgeprägte Veränderung der Haut- bis grauweissen Farbe in schwarzbraune Farbe, sowie durch kleinere Kohäsion der Lagen charakterisiert.

Die Qualität der Erze schwankt bis zu folgenden, für den Durchschnitt grösserer Flächenkomplexe geltenden Werten:

	Mn %	Fe %	SiO_2 %
oxydische Erze	17,38	8,42	48,62
primäre Karbonaterze	10,85	5,50	33,58

Der Mn- und Fe-Gehalt wird offenbar hauptsächlich durch die Menge der detritischen Stoffe und im kleineren Masse auch durch die Schwankung des $CaCO_3$-Gehaltes beeinflusst.

Der ungünstige Chemismus hat ausgeprägte ökonomische Folgen. Man kann also hier nicht von einer Manganerzlagerstätte, sondern bloss über Vorkommen von Lagen mit höheren Mn-Gehalt sprechen.

9. XII. 1957

Westslowakische Erzforschung, Turčianske Teplice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

STANISLAV POLÁK

O MIKROCHEMICKOM URČOVANÍ ALUNITU A ALUNITIZÁCIE

(Nemecké resumé)

Jednou z u nás najmenej známych a preštudovaných hydrotermálnych premien neogénnych vulkanitov je nepochybne alunitizácia, napriek tomu, že vo Východných Karpatoch a Transylvánii bola táto premena na mnohých miestach zistená už v minulom storočí a alunitizované horniny aj technologicky miestami využívané. Až najnovšie, vďaka prácam M. K u t h a n a (1948 a 1956), je jasné, že i u nás treba rátať s podobnými zjavmi v celom Štiavnicko-kremnickom rudohorí, ako aj na východnom Slovensku. Svedectvom toho sú najnovšie nálezy alunitu a alunitizovaných hornín v oblasti Horného Turčeka, okres Turčianske Teplice (P o l á k 1957).

Pri práci s alunitizovanými horninami vznikajú značné problémy, jednak pri ich petrografickom štúdiu jednak pri ich chemickom vyhodnocovaní, ktoré pre spoľahlivé posúdenie vyžaduje značnejšie množstvo chemických stanovení. Rýchle makroskopické posudzovanie hornín na základe ich vonkajšieho charakteru je po tejto stránke temer nemožné. Podobne pri petrografickom štúdiu výbrusov najmä pri jemnozrnejších agregátoch (0,01 do 0,001 mm) môže ľahko dôjsť ku prehliadnutiu alunitu, resp. jeho zámene za iné opticky podobné minerály, resp. jemné prekremenenie. Optické vlastnosti alunitu naviac vykazujú určité kolísanie, súvisiace s chemickým zložením (najmä pomer $K_2O \cdot Na_2O$). Súčasné údaje možno zhrnúť asi takto:

alunit — opticky jednoosový s pozitívnym charakterom,

— prierezy vo výbrusoch sú najčastejšie pseudokubické, polygonálne alebo nepravidelne zrnité vo forme agregátov; zriedkavejšie sú pretiahnuté doštičky, paralelné so štiepnosťou /0001/,

— zonárna stavba je viditeľná iba v zriedkavých prípadoch; štiepnosť iba na väčších jedincoch,

— s bazálnou štiepnosťou paralelné pretiahle prierezy majú negatívny charakter zóny.

Údaje o indexoch lomu a dvojlome kolíšu v značnejších rozmedziach, čo vidno z tohto stručného prehľadu:

	N_e	N_o	$N_e - N_o$	autor
alunit (bežné údaje o tzv. K-alunite)	1,592	1,572	0,020	Winchell 1951
natroalunit $Na_2O.3Al_2O_3.4SO_3.6H_2O$	1,595	1,585	0,010	Larsen — Berman 1934
lokalita Zaglik, SSSR 56 % K-alunitu a 44 % Na-alunitu	1,5953	1,5831	0,0122	Kaškaj Mir Ali 1939*
lokalita Sumatra (údaje pre Na-svetlo)	1,587	1,575	0,012	Leinz 1940*

Poznámka: * podľa údajov z knihy Winchella 1951.

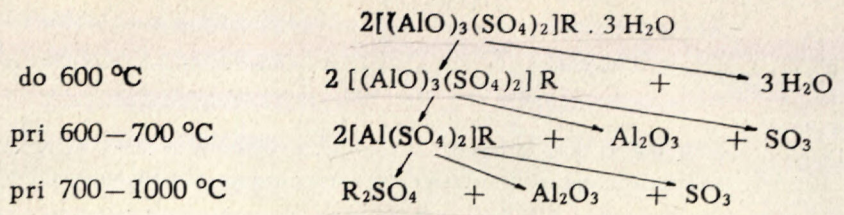
Vcelku možno povedať, že dvojlom alunitu je vyšší ako u kremeňa a variety s vyšším obsahom Na mávajú až 50 % nižší dvojlom ako čisté K-alunity.

Z uvedených dôvodov najmä pre jemnozrnné agregáty boli hľadané laboratórne ľahké a nenáročné metódy spoznávania alunitu a lunitizovaných hornín vôbec.

Schaller (podľa Butler — Gale 1912) odporúča túto jednoduchú chemickú skúšku: jemne rozotretý prášok skúmaného nerastu alebo horniny sa niekoľkokrát vylúhuje teplou vodou alebo lepšie zriedenou kyselinou soľnou, aby sa odstránili vo vode rozpustné sulfáty a niektoré bázické sulfáty. Nerozpustný zvyšok sa potom vyžíha do slabého červeného žiaru a potom vylúhuje teplou vodou. Chloridom bárya hľadáme potom bežne SO_4'', ktorý signalizuje prítomnosť alunitu (pozri v ďalšom).

Schalelerov postup po preverení uznáva i Golynskij (1936). Podľa autorových skúseností nemožno ho však s istotou použiť za prítomnosti sulfidov, ktoré často alunit sprevádzajú, keďže pri ich vypaľovaní vzniká SO_2 a tiež niečo SO_3, ktoré sú potom pohltené vodou, resp. môžu spôsobovať rozklad iných minerálov. Siričitany s chloridom bárya dávajú rovnakú zrazeniu ako SO_4'', ktorá je síce rozpustná v HCl a HNO_3, avšak málokedy úplne, keďže tu vzniká paralelne tiež niečo $BaSO_4$. Eventuálny zákal nie je potom spoľahlivým vodidlom.

Z uvedeného dôvodu vypracoval autor iný spôsob, resp. aplikoval mikrochemické metódy vhodné pre toto určenie. Termický rozklad alunitu v zmysle štúdií Alimarina a Podvalskej (1935 v práci Smoljaninov — Kameckij — Golynskij 1936) prebieha do 1000 °C asi takto:



Uvoľnený K_2SO_4 (resp. Na_2SO_4) sa ľahko vylúhuje teplou vodou a v prípade Schallerovej skúšky bol zisťovaný ako SO_4''. V roztoku však možno s vysokou citlivosťou stanoviť tiež $K^{\cdot}$, čo sa pri uvedených ťažkostiach javí spoľahlivejším. Stanovenie možno urobiť kvapkove s Kalionom alebo dusitanom kobaltito-sodným s $AgNO_3$. Pre malú citlivosť a potrebné väčšie množstvá skúšanej látky sa však vhodnejšie uplatňuje mikrochemické stanovenie draslíka ako $K_2CuPb(NO_2)_6$.

Vlastná skúška je takáto: kvapka výluhu ako pri predchádzajúcej skúške sa odparí na podložnom sklíčku (stačí teda nepatrné množstvo východiskového materiálu) a ku odparku pridáme kvapku mikrochemického reaktíva na K. Tento získame rozpustením 2 g $NaNO_2$, 1 g $(CH_3COO)_2Cu$ a 1,5 g $(CH_3COO)_2Pb$ v 15 ccm destilovanej vody a slabo okyslíme kyselinou octovou. Po pridaní reaktíva prikryjeme kvapku eventuálne krycím sklíčkom. Asi po 1 minúte sa vytvoria v pozitívnom prípade čierne opakné kocky $K_2CuPb(NO_2)_6$, ktoré sú dobre viditeľné v mikroskope pri zväčšení 60—300 ×. Drobnejšie kryštáliky sú iba tmavooranžové až hnedé. Kryštáliky majú tendenciu vznikať obyčajne pri okraji kvapky alebo pri okraji krycieho sklíčka.

Citlivosť tejto reakcie je 0,15 γ K a hraničná koncentrácia 1 : 6600 (Korenman 1955). Reakciu miešajú soli amonné, rubídia, cézia a tália, ktoré však v našom prípade neprichádzajú a priori vôbec do úvahy.

Pomocou tejto reakcie sa podarilo autorovi odkryť v ťažko určiteľných horninách prítomnosť alunitu i keď išlo o zmes s inými minerálmi a podľa množstva kociek $K_2CuPb(NO_2)_6$ zhruba relatívne usudzovať na stupeň alunitizácie. Treba tu však upozorniť, že rozhodujúcim je tiež pomer $K_2O : Na_2O$, ktorý u jednotlivých alunitov kolíše podľa chemizmu pôvodnej horniny asi takto:

andezity	0,7 : 1 ,
dacity	2,5 : 1 ,
ryolity	8 : 1 ,
trachyty	8 : 1 .

V každom prípade však obsah K je dostačujúci pre uvedené mikrochemické stanovenie obsahu alunitu.

9. XII. 1957

Západoslovenský rudný prieskum,
Turčianske Teplice

LITERATÚRA

[1] Butler B. S., Gale H. S., 1912: Alunite. Washington. — [2] Smoljaninov N. A., Kameckij S. P., Golynskij S. N., 1936: Alunit (v knihe Nemetaličeskije iskomyje SSSR., I, Moskva—Leningrad). — [3] Larsen E. S., Berman H., 1934: The Microscopic Determination of the Nonopac Minerals. Washington. — [4] Wirchel A. N., Winchell H., 1951: Elements of Optical Mineralogy. New York (ruský preklad Moskva 1953). — [5] Korenman I. M., 1955: Mikrokristalloskopija. Moskva. — [6] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologického štúdia v sev. časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ 17. Bratislava. — [7] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka). Geologické práce, Zprávy 5. Bratislava. — [8] Polák S., 1957: O alunite a alunitizácii z okolia Horného Turčeka v Kremnických horách. Věstník ÚÚG (v tlači).

STANISLAV POLÁK

ÜBER DIE MIKROCHEMISCHE BESTIMMUNG DES ALUNITES UND DER ALUNITISATION

Der Autor bringt seine praktischen Erkenntnisse über die Möglichkeiten einer schnellen Feststellung alunitisierter Gesteine im Laboratorium auf Grund der mikrochemischen Feststellung von K' in der Form $K_2CuPb(NO_2)_6$. Er weist die alte Schaller'sche Methode als ungeeignet für sulfidhältige Proben ab, da hier infolge der Oxydation von SO_2 in SO_3 ernste Irrtümer entstehen können.

9. XII. 1957

Westslowakische Erzforschung,
Turčianske Teplice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

BELO ZORKOVSKÝ

PETROGRAFICKO-CHEMICKÁ POVAHA MELAFÝROVÝCH HORNÍN Z LOKALITY „PASEKA" SEVERNE OD OBCE ŠALKOVÁ

(Nemecké resumé)

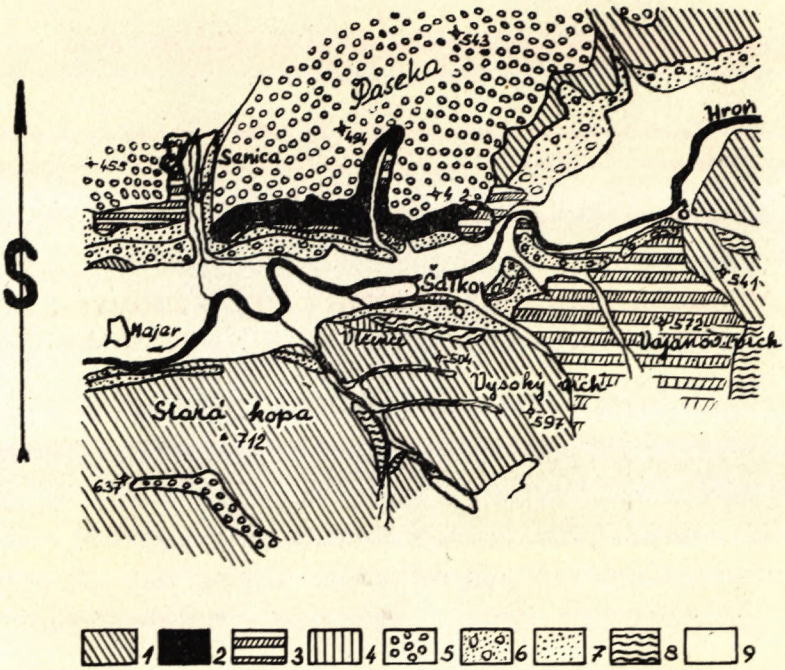
Pri svojom petrograficko-chemickom štúdiu mezozoických bázických hornín západných Karpát našiel som v práci D. Štúra (1868) zmienku o výskytoch melafýrových hornín na Pohroní, a to jednak severne od Podbrezovej, kde tvoria pomerne úzky chrbát zv. „Horný Diel" (medzi potokmi Hnusný na západe a Bystrá na východe), jednak na východ od B. Bystrice pri obciach Ľubietová a Šalková.

Zatiaľ čo melafýry z okolia Podbrezovej boli po stránke petrografickej podrobne preštudované V. Šťastným (1927), melafýrovým horninám vystupujúcim pri obciach Ľubietová a Šalková nebola dosiaľ po tejto stránke venovaná nijaká pozornosť. V predloženej práci by som chcel preto podať výsledky svojho petrograficko-chemického štúdia týchto hornín, ktorých vzorky som vyzbieral z kameňolomu „na Pasekách" nachádzajúcom sa asi 1,5 km severovýchodne od obce Šalková.

Melafýrové teleso, v ktorom sa nachádza kameňolom, ako to vidno z priloženého geologického náčrtku, tiahne sa severne od obce Šalková na pravom brehu Hrona smerom V-Z v dĺžke asi 2,5—3,00 km. V jeho podloží vystupujú pestré verfénske bridlice a ružové pieskovce; nadložie je prikryté pliocénnymi štrkmi a sutinovými hlinami.

Na horninách, ktoré sa nachádzajú v tomto kameňolome, možno už makroskopicky rozlíšiť tri základné typy: 1. typy makroskopicky celistvé, v ktorých jednotlivé mineralogické komponenty nemožno makroskopicky odlíšiť, 2. mandľovce s makroskopicky viditeľnými mandľami, 3. tufity.

Pravda, medzi typmi 1 a 2 existujú pomalé prechody.



Obr. 1. Mapka výskytu melafýrových hornín pri Šalkovej (podľa A. Nemčoka). — 1. Dolomity, 2. melafýry, 3. pestré bridlice a pieskovce — verfén, 4. tmavé bridlice a vápence s lumachelami, 5. štrky — pliocén, 6. terasové štrky a hliny, 7. hliny, 8. sliene, slienité bridlice, 9. alúvium, ○ kameňolom.
Mierka: 1 : 75 000.

Petrografická charakteristika

Typy celistvé. Farba týchto typov býva rôzna: zelenavošedá, hnedá, tmavohnedá a fialová bez makroskopicky rozlíšiteľných komponentov.

Pod mikroskopom však vidíme, že v takmer nepriehľadnej základnej hmote vystupujú dve generácie živcov; jedna generácia patrí k intratelurickej fáze a vytvára až 1—2 mm dlhé porfyrické vyrastlice, zatiaľ čo živce II. generácie, patriace efuzívnej fáze, vyznačujú sa drobným, miestami až mikrolitickým vývojom.

Živce oboch generácií patria k *plagioklasom* a na základe merania uhla zhášania symetrickej zóny patria do podskupiny kyslejších plagioklasov (albit-oligoklas až andezín). Bývajú zdvojčatnené hlavne podľa zákona albitového, vzácnejšie podľa periklínového, ojedinele aj podľa zákona karlovarského. V niektorých výbrusoch bývajú štiepne plochy plagioklasov lesklé a zdajú sa byť dosť čerstvé. Vo väčšine prípadov však podľahli značnej premene: hlavne sericitizácii a kaolinizácii, v menšej mierke karbonatizácii a sausuritizácii. Svedčí o tom prítomnosť drobných zrniečok sericitu, kalcitu, chloritu a minerálov

skupiny zoizit-epidotovej, ktoré vyvolávajú značné zakalenie živcov. V ojedinelých prípadoch niektoré indivíduá podľahli úplnej premene a sú nahradené prevažne sericitickou hmotou.

Živce oboch generácií bývajú usporiadané zväčša nepravidelne; v niektorých prípadoch javí sa u nich tendencia divergencie a arborescencie. Vo väčšine prípadov živce II. generácie sa navzájom preplietajú, čím vzniká pilotaxitická štruktúra základnej hmoty. V niektorých výbrusoch zas drobné lištičky plagioklasov javia prúdovité usporiadanie v rovnobežných radoch, „obtekajúc" veľké porfyrické vyrastlice živcov, čo zas vyvoláva trachyticko-fluiduálnu štruktúru základnej hmoty. Živce majú idiomorfný tvar a len voči olivínu, resp. jeho pseudomorfózam je ich idiomorfné obmedzenie porušené. Je zaujímavé, že nikde vo výbrusoch som nepozoroval kataklázu živcov.

Ďalším horninotvorným komponentom je *olivín*, lepšie povedané pseudomorfózy po olivíne. Olivín totiž podľahol premenám, výsledkom ktorých býva najčastejšie chloriticko-serpentínová hmota. Pri štúdiu premien však vidíme, že takmer nikdy nebýva konečnou splodinou chloriticko-serpentínová hmota sama, ale vznikajú aj iné produkty, ako je magnetit a hematit, ktoré sa koncentrujú prevažne na okrajoch a trhlinách olivínových pseudomorfóz a zafarbujú ich do hnedočervena. V niektorých výbrusoch pozorovať premenu olivínu na *iddingsit*, prejavujúci sa žltohnedým až hnedým zafarbením a slabým pleochroizmom. Produktom premeny olivínu býva niekedy aj karbonát, ba v ojedinelých prípadoch aj kremeň. Dosť často v olivínových pseudomorfózach vystupujú aj drobné ihličky apatitu.

Pseudomorfózy si vo väčšine prípadov zachovávajú obmedzenie idiomorfné, typické pre olivín, čo svedčí, že olivín patrí k najstarším komponentom, ktoré vykryštalizovali v intratelurickej perióde. Najväčšia dĺžka pseudomorfóz dosahuje 0,9 mm, šírka 0,5 mm; obyčajne však sú ich rozmery omnoho menšie.

Z ďalších v niektorých výbrusoch značne zastúpených horninotvorných komponentov treba spomenúť alotriomorfne vyvinutý pyroxén majúci charakter *čadičového augitu*. Niekedy býva vyvinutý v dosť veľkých indivíduách, inokedy zas jeho veľkosť ako aj množstvo je pomerne malá. Jeho alotriomorfné obmedzenie voči plagioklasom svedčí, že sa vylučoval až po nich. Jeho vznik spadá teda do efuzívnej periódy. Takto sa vytvára typická ofitická štruktúra. Tak ako živce a olivín podľahli premene, tak od tejto premeny nebol uchránený ani augit. Hlavným produktom jeho premeny býva špinavozelený chlorit, ktorý v mnohých prípadoch úplne nahradzuje augitickú hmotu.

Pri väčších jedincoch premena augitu na chlorit začína obyčajne na okraji a veľmi ťažko ju rozoznať od uralitizácie ako ďalšej premeny augitu. Produktom tejto premeny býva *uralit*, vyvinutý v podobe jemných, nepravidelne usporiadaných ihličiek, zafarbených do hneda alebo špinavozelena so silným pleochroizmom.

Okrem chloritizácie a uralitizácie augitu možno pozorovať v niektorých prípadoch aj jeho epidotizáciu a karbonatizáciu, ba niekedy rozklad augitu šiel tak ďaleko, že sa vytvoril až kremeň.

Ďalším komponentom celistvých typov melafýrových hornín je *chlorit*, ktorý je vo väčšine prípadov komponentom druhotným a vznikol premenou primárnym minerálov: živcov, olivínu a pyroxénu, ako o tom svedčí jeho účasť v pseudomorfózach po týchto mineráloch. Okrem toho chlorit berie účasť na výplni mandlí, ako o tom ešte bude zmienka pri opise typov mandľovcových. Ináč tvorieva typickú alotriomorfnú výplň voľných priestorov medzi plagioklasmi. V mikroskope býva slabo zelenej farby, niekedy je od hydroxydov zafarbený na špinavozeleno. Medzi skríženými nikolmi býva skoro izotropný.

Ako sekundárne produkty premien primárnych minerálov, poprípade ako mandľovcová výplň, vystupujú v študovaných horninách *karbonáty*, ktoré vytvárajú buď drobné alebo aj väčšie zrniečka alebo zhluky. Patria prevažne kalcitu.

Na mineralogickom zložení študovaných hornín berie v značnej miere účasť opakný *magnetit*, vyvinutý v podobe nepravidelných, rôzne veľkých zrniečok alebo ihličiek, ktoré majú v odrazenom svetle tmavošedú farbu s kovovým leskom. Aj on podľahol premene, o čom svedčí prítomnosť produktov tejto premeny, hematitu a limonitu, ktoré vytvárajú lem okolo zrniečok magnetitu.

Veľké množstvo magnetitových zrniečok sa vyskytuje aj okolo augitu a olivínu, ktoré sa vytvorili ako produkt premeny spomenutých minerálov. Vo väčšine prípadov množstvo rudného pigmentu je tak značné, že celá hornina nadobúda hnedú až tmavočervenú farbu a základná hmota sa stáva úplne nepriehľadnou. V niekorých prípadoch tmavé zrniečka opakných rúd podľahli leukoxenizácii, čo by nasvedčovalo aj na prítomnosť *ilmenitu*.

Ako sekundárny minerál prichádza aj *kremeň;* jednak ako mandľovcová výplň, jednak v pseudomorfózach po olivíne, pyroxéne a v sausuritizovaných živcoch. Konečne vystupuje niekedy aj ako alotriomorfná výplň medzi lištami plagioklasov, čo by nasvedčovalo na jeho primárny pôvod.

Ako akcesorický minerál prichádza *apatit*. Vystupuje v drobných, idiomorfne obmedzených ihličkách s výrazným reliéfom. Patrí k súčiastkam najvčaššie vykryštalizovaným, o čom svedčí jeho vystupovanie v olivínových pseudomorfózach.

Typ mandľovcový. Horniny patriace k tomuto typu sú tiež farby tmavej, tmavočervenej a fialovej a od predchádzajúceho typu sa po stránke mineralogickej veľa nelíšia. Prevládajú však v nich mandle rôzneho tvaru a veľkosti, jasne viditeľné už voľným okom. Základná hmota býva tvorená prevažne drobnými ihličkami živcov a rudným pigmentom, ktorý ju robí nepriehľadnou. Na prítomnosť pyroxénu možno vo väčšine prípadov usudzovať len na základe produktov jeho premeny, lebo len zriedkavo vystupuje v tak zacho-

valom stave, že ho možno s určitosťou identifikovať. Tiež veľkosť olivínových pseudomorfóz v porovnaní s veľkosťou pri celistvých typoch je pomerne malá.

Zaujímavá je tiež prítomnosť *pyritu*, ktorého mosadzove leské zrniečka možno niekedy už mikroskopicky pozorovať na niektorých vzorkách.

Pretože ostatné mineralogické komponenty majú ten istý charakter ako pri predchádzajúcom type, obmedzím sa pri tomto type len na opis mandľovcových výplní.

Tvar ako i veľkosť mandlí býva rozličný. Najčastejšie bývajú guľaté abo pretiahnuté v podobe nepravidelných tvarov. Na ich výplni sa zúčastňujú rozličné minerály, na základe ktorých môžeme rozlíšiť mandle: 1. chloritické, 2. kalcitové, 3. kremité, 4. prenitové, 5. miešané.

Najzaujímavejšie sú mandle s *prenitovou výplňou*, ktoré doposiaľ boli konštatované P e t t k o m (1856) v melafýrových horninách len z oblasti Malých Karpát.

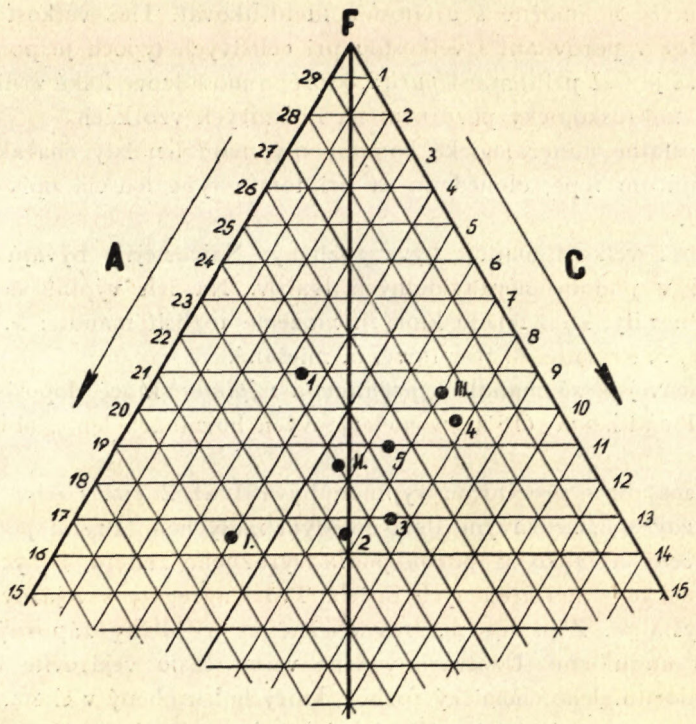
Veľkosť mandlí s prenitovou výplňou býva 1 až 2 cm. Farby sú špinavobielej, niekedy so zelenkavým alebo hnedým nádychom. Prenit pod mikroskopom býva šedý a ľahko sa pozná podľa výrazného reliéfu, silných štiepnych trhlín a vysokých interferenčných farieb. Tvorí agregáty s vejárovite usporiadanými kryštálmi. Zhášanie má rovnobežné a ráz dĺžky záporný. Obyčajne však zháša undulózne. Uzatvára v sebe veľmi často vejárovite usporiadané agregáty chloritu. Jeho chemický rozbor, ktorý bol urobený v chem. laboratóriu Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty v Košiciach inž. Činčarovou, ukazuje tieto výsledky:

SiO_2	41,76 %
Al_2O_3	19,93
Fe_2O_3	7,17
MgO	0,60
CaO	25,75
+ H_2O	5,01
H_2O	0,20
	100,42 %

hustota = 2,78.

Keď porovnáme chemizmus nášho prenitu s chemizmom prenitov z niektorých lokalít, ako je uvedené na priloženej tabuľke 3, vidíme, že v našom prenite je dosť vysoký obsah Fe_2O_3, čo možno vysvetliť tým, že Fe_2O_3 pochádza z chloritu, ktorý vystupuje v prenite v podobe lúčovite usporiadaných agregátov a ktorý nemožno od prenitu nijakým spôsobom oddeliť.

Spolu s prenitom v niektorých mandliach vystupuje aj *kalcit*, ktorý buď vypĺňuje stred mandle alebo jej okraj. Častejšie však prenit vystupuje spolu s chloritom.



Obr. 2. Grafické znázornenie chemizmu melafýrových hornín podľa A. Osanna. — I. Priemerné chem. zloženie syenitových hornín, II. priemerné chem. zloženie dioritových hornín, III. priemerné chem. zloženie gabrovitých hornín, 1. celistvé melafýry z oblasti Šalkovej, 2. melafýrové porfyrity z oblasti Inovca, 3. melafýry z oblasti M. Karpát, 4. melafýry z oblasti Níz. Tatier, 5. melafýry z oblasti Hornej Nitry.

Ďalším typom mandlí sú mandle s *chloritickou výplňou.* Veľkosť týchto mandlí je približne taká ako aj veľkosť prenitových mandlí. Už makroskopicky vidieť, že na ich výplni berie účasť tmavozelený chlorit, ktorý pod mikroskopom javí lúčovité usporiadanie a pri mandliach menších rozmerov aj anomálne interferenčné farby. Ráz dĺžky býva pozitívny. V tomto prípade ide o penín. Pri väčších mandliach s chloritickou výplňou chlorit býva jemne granulovaný, zelenej, miestami špinavozelenej farby, pri skrížených nikoloch skoro izotropný. Pri iných mandliach býva zas chlorit trávovo zelený so slabým pleochroizmom a vejárovitým usporiadaním agregátov. V niektorých mandliach zas v zelenom chlorite pri väčšom zväčšení vystupujú drobné „červíčkovite" usporiadané agregáty tvorené chloritom o vyššom lome.

Mandľovcovú výplň tvorí aj *kalcit* s charakteristickými štiepnymi trhlinami.

V menšej mierke účasť na výplni mandlí berie aj *kremeň;* obyčajne ide o výplň mandlí menších rozmerov.

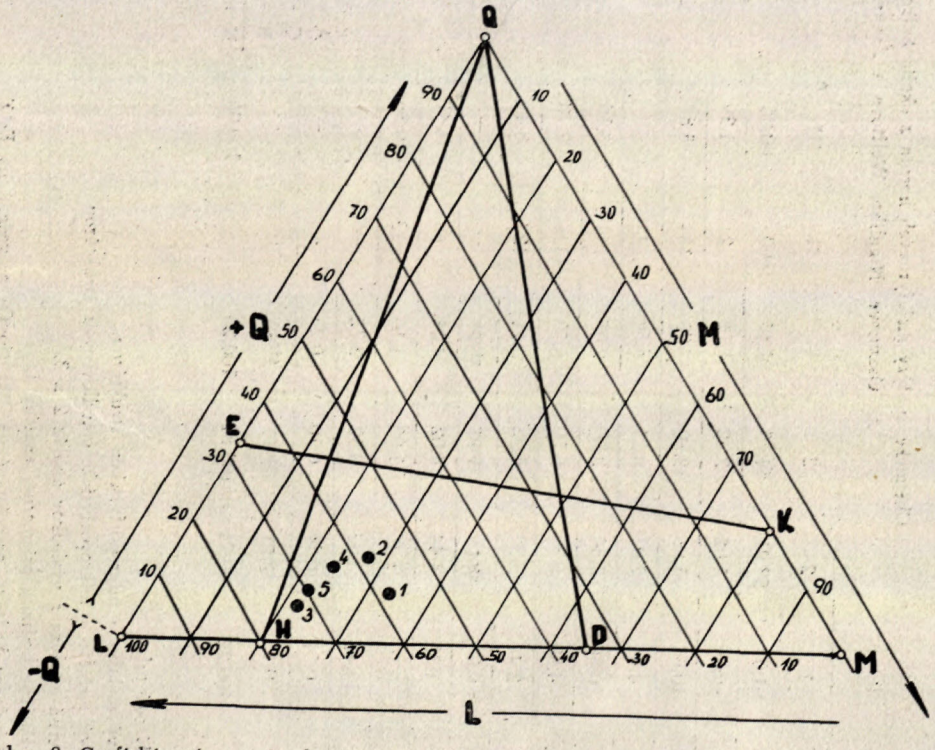
Konečne v mandľovcových typoch prichádzajú mandle *miešané*, ktoré sú tvorené buď prenitom a kalcitom, kalcitom a kremeňom alebo prenitom, chloritom a kalcitom.

V niektorých prípadoch okrajovú partiu tvorí kremeň alebo chlorit a stred je vyplnený kalcitom. Inokedy zas naopak okraj tvorí chlorit a stred kremeň.

Mnohé z mandlí, hlavne mandle s chloritickou výplňou, bývajú lemované tmavou obrubou tvorenou prevažne rudným pigmentom.

Melafýrový tufit. Je to hornina dosť pevná, farby šedozelenej, miestami tmavohnedej, na ktorej už voľným okom možno rozoznať drobné úlomky tmavej, prípadne zelenej horniny, ako aj nepravidelné zrniečka šedého alebo ružového kremeňa. Pod mikroskopom vidíme, že drobné úlomky šedozelených hornín patria k jemnozrnným melafýrom a že popri kremitých úlomkoch vystupujú aj drobné úlomky značne zmenených živcov. Tmeliacou hmotou je vápenec. Veľkosť jednotlivých úlomkov je rôzna; počnúc rozmermi makroskopickými až do rozmerov 0,1 mm.

Chemická analýza melafýrového tufitu je uvedená v tabuľke 1.



Obr. 3. Grafické znázornenie chemizmu melafýrových hornín podľa F. v. Wolffa. — 1. Celistvé melafýry z oblasti Šalkovej, 2. melafýrové porfyrity z oblasti Inovca, 3. melafýry z oblasti M. Karpát, 4. melafýry z oblasti Níz. Tatier, 5. melafýry z oblasti Hornej Nitry.

Tabuľka 1

Chemické analýzy melafýrových hornín z okolia Šalkovej a prepočet analýzy I na Osannove, Niggliho, Wolffove a Zavarického hodnoty

Kysličníky	1	2	3	I	II	III
SiO_2	61,09	53,91	54,79	54,35	905	60,06
TiO_2	stopy	1,02	2,42	1,72	21	1,39
Al_2O_3	10,63	13,86	13,60	13,73	134	8,89
Fe_2O_3	4,41	7,01	6,11	6,56	41	
FeO	0,56	2,30	3,60	2,95	41	8,16
CaO	4,80	6,30	6,70	6,50	116	7,70
MgO	2,44	5,30	4,92	5,11	127	8,43
MnO	0,06	stopy	stopy	stopy	—	—
Na_2O	1,39	4,44	4,02	4,23	68	4,51
K_2O	0,70	1,35	1,03	1,19	13	0,86
$+ H_2O$ $+ CO_2$	13,48	3,92	3,52	3,72	—	—
$- H_2O$	0,51	0,36	0,10	0,23	—	—
P_2O_5	0,15	stopy	stopy	stopy	—	—
	100,22	99,71	100,81	100,29		100,00

Prepočet analýzy I

Osann

s = 61,45 a = 5,43 n = 8,403
A = 5,37 c = 3,56 m = 6,830
C = 3,52 f = 21,01 k = 1,024
F = 20,77

Niggli

al = 23,06 si = 159,40
fm = 43,04 mg = 0,508
c = 19,97 k = 0,161
alk = 13,93 qz = + 3,68

Wolff

L = 58,68
M = 31,52
Q = 9,80

Zavarickij

S = 926 a = 11,14 c' = 20,13 n = 83,95
A = 162 c = 3,64 f' = 39,30 t = 2,27
C = 53 b = 21,53 m' = 40,57 ψ = 26,20
B = 313 s = 63,69

N = 1454

1. Melafýrový tufit.
2. Celistvý melafýr s mikroporfyrickou štruktúrou.
3. Celistvý melafýr s mikroporfyricko-mandľovcovou štruktúrou.

I. Priemerná analýza z výsledkov analýz 2 a 3.

II. Molekulárne hodnoty priemernej analýzy I.

III. Molekulárne hodnoty prepočítané na 100 (Fe_2O_3 prevedené na FeO).

Tabuľka 2

Prepočty priemerných chemických analýz melafýrových hornín na Osannove, Niggliho, Wolffove a Zavarického hodnoty

Hodnoty	1	2	3	4	5
Osann					
s	61,45	62,03	59,22	57,81	58,14
a	5,43	6,682	5,50	2,70	4,50
c	3,56	6,613	7,25	7,85	6,50
f	21,01	16,705	17,25	19,45	19,00
n	8,403	8,724	5,65	4,38	5,80
Niggli					
si	159,40	163,37	145,22	137,02	138,89
al	23,06	30,70	28,99	25,81	31,13
fm	43,04	49,54	40,09	44,65	42,71
c	19,97	4,31	18,02	18,68	13,74
alk	13,93	15,45	12,90	10,86	12,42
k	0,161	0,128	0,411	0,688	0,400
mg	0,508	0,544	0,463	0,239	0,403
qz	+ 3,68	+ 1,57	— 6,38	— 6,42	— 10,79
Wolff					
L	58,68	59,06	70,76	64,96	69,89
M	31,52	28,50	22,84	23,00	21,49
Q	9,80	12,44	6,40	12,04	8,62
Zavarickij	15	16	17	18	19
a	11,14	11,45	11,27	9,78	10,79
c	3,64	1,60	7,02	6,73	5,97
b	21,53	26,43	18,36	21,79	22,88
s	63,69	60,52	63,35	61,70	60,36
f'	39,30	31,49	51,26	70,18	48,43
m'	40,57	37,78	44,12	22,10	32,70
c'	20,13	—	4,62	7,72	—
a'	—	30,73	—	—	18,87
n	83,95	87,21	58,90	68,75	60,00
t	2,27	3,41	—	—	—
φ	26,20	18,14	40,34	46,32	41,51

1. Celistvé melafýry z oblasti Šaikovej. 2. Melafýry z oblasti Inovca. 3. Melafýry z oblasti Malých Karpát. 4. Melafýry z oblasti Nízkych Tatier. 5. Melafýry z oblasti Hornej Nitry.

Tabuľka 3

Chemické analýzy niektorých prenitov

	1	2	3	4	5
SiO_2	43,70	41,76	—	—	43,25
Al_2O_3	24,80	19,93	22,65	22,14	24,53
Fe_2O_3	—	7,17	1,73	2,41	0,74
CaO	27,10	25,75	27,43	26,71	26,66
MgO	—	0,60	—	—	—
$+ H_2O$	4,40	5,01			4,70
$- H_2O$		0,20			
	100,00	100,42			

1. Čistý prenit.
2. Prenit od Šalkovej.
3. Prenit vystupujúci v dutinách andezitov v Karagade.
4. Prenit z dutín čadičových andezitov v Gruzínsku.
5. Stredná hodnota z desiatich chemických analýz.

(Údaje 3, 4 prevzaté od M. K. Belšterliho a V. P. Petrova 1953, str. 339, údaje 5 podľa P. N. Čirvinského 1953, str. 37.)

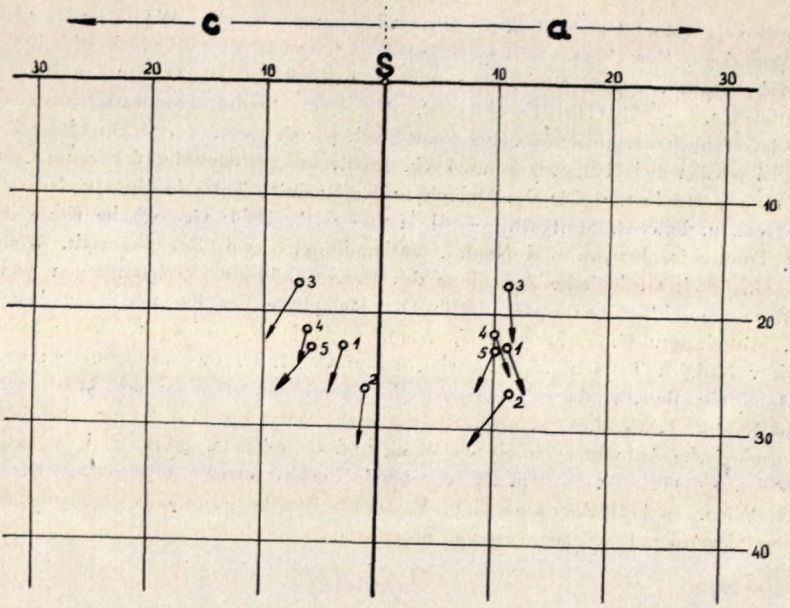
Chemická charakteristika

Pre štúdium chemizmu melafýrových hornín z okolia Šalkovej boli zhotovené dr. J. Jarkovským z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, tri chemické analýzy z melafýrových tufitov a dve z makroskopicky celistvých melafýrov. Výsledky analýz sú uvedené v tabuľke 1.

Pre porovnanie chemizmu študovaných hornín s chemizmom melafýrových hornín vystupujúcich v iných oblastiach západných Karpát je tabuľka 2, na ktorej sú uvedené prepočty priemerných chemických analýz melafýrových hornín z jednotlivých oblastí Slovenska na Osannove, Niggliho, Wolffove a Zavarického hodnoty, ktoré sú potom graficky znázornené na diagramoch.

Na základe Niggliho hodnôt študované horniny možno zaradiť k magmám niny od Šalkovej patria do α radu. Na základe ďalších jeho hodnôt: f > c > a zapadajú do III. sextantu Osannovej projekcie, do oblasti hornín dioritického charakteru.

Na základe Niggliho hodnôt študované horniny možno zaradiť k magmám lamprodioritovým (qz = + 3,68; al-fm + 5,5).



Obr. 4. Grafické znázornenie chemizmu melafýrových hornín podľa A. N. Zavarického. — 1. Celistvé melafýry z oblasti Šalkovej, 2. melafýrové porfyrity z oblasti Inovca, 3. melafýry z oblasti Malých Karpát, 4. melafýry z oblasti Níz. Tatier, 5. melafýry z oblasti Hornej Nitry. (Doplnkové číselné charakteristiky zmenšené 10 ×.)

Z Wolffovho diagramu zas vidíme, že melafýrové horniny z oblasti Šalkovej zapadajú na základe pozitívnej hodnoty Q nad líniu L—M, avšak pod líniu E—K, do oblasti hornín bez voľného kremeňa, a to do oblasti hornín živcových napravo od Q—H línie do oblasti dacitických a andezitických hornín.

Konečne podľa Zavarického hodnôt študované horniny patria do skupiny I., t. j. k horninám normálneho radu ($CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$) s číselnými charakteristikami a : c : b : s ; f' : m' : c' ; n, t, φ.

Ďalšia chemická charakteristika je zrejmejšia z priloženého diagramu.

Ako z predbežného petrograficko-chemického štúdia vyplýva, melafýrové horniny z oblasti Šalkovej sú horninami dosť zaujímavými a odlišnými od ostatných melafýrových hornín vyskytujúcich sa v západných Karpatoch.

12. X. 1957

Vysoká škola technická,
Banícka fakulta, Košice

LITERATÚRA

[1] Andrian F., Paul C. M., 1863: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen. Jahrb. der. k. k. geol. Reichsanstalt 14. Wien. — [2] Beck H., Vetters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Wien. — [3] Belšterli M. K., Petrova V. P.,

1953: Optičeskaja mineralogia. Moskva. (Preklad z angl. N. N. Winchel: Elements of Optical Mineralogy, New York, 1951.) — [4] Čechovič V., Ulrich F., 1937: Výskyt melafýrových hornín v povodí Nitry. Sborník Štát. banského múzea D. Štúra v Ban. Štiavnici. Banská Štiavnica. — [5] Čirvinskij P. N., 1953: Srednij chimičeskij sostav glavnych mineralov izverženych, metamorfičeskich i osadočnych porod. Ľvov. — [6] Gothard J., 1933. Petrografická povaha melafýrů podkrkonošských. Archiv pro přírodovědecký výzkum Čech. Praha. — [7] Hanuš, Höfer, 1871: Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. Paleont. Stuttgart. — [8] Hauer F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verhandlungen geol. Reischsanstalt. Wien. — [9] Stache G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. Verhandlungen geol. Reichsanstalt. Wien. — [10] Stein G., 1881: Die Melaphyre der Kleinen Karpathen. Mineral. und Petr. Mitteilungen G. Tschermak. V. Wien. — [11] Šťastný V., 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkých Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. tř. Čes. akademie. Praha. — [12] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. — [13] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. — [14] Tschermak G., 1869: Porphyrgesteine Österreichs. K. Akad. der Wissensch. Wien. — [15] Zorkovský V., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce geol. ústavu, Bratislava.

BELO ZORKOVSKÝ

ÚBER DEN PETROGRAPHISCH-CHEMISCHEN CHARAKTER DER MELAPHYRGESTEINE AUS DER LOKALITÄT „PASEKA", NÖRDLICH VON DER GEMEINDE ŠALKOVÁ

Nördlich von der Gemeinde Šalková, unweit der Stadt Banská Bystrica, kommt ein Körper von Melaphyrgesteinen vor, die vom petrographisch-chemischen Standpunkte bisher nicht studiert wurden. In der vorgelegten Arbeit bringt der Autor Ergebnisse eines petrographisch-chemischen Studiums der aus dem im Melaphyrkörper, 1,5 km nordöstlich von der vorerwähnten Gemeinde befindlichen Steinbruch entnommenen Proben. Die Melaphyre sind überwiegend dunkelbraun, grau, grün, stellenweise violett bis karminrot.

Man kann zwischen ihnen drei Typen unterscheiden: 1. kompakten Melaphyr, 2. Melaphyrmandelstein, 3. Tuffite.

Zwischen den kompakten Melaphyren und den Melaphyrmandelsteinen existieren allmähliche Übergänge. Sie pflegen porphyrische, ophitische, pilotaxitische Struktur mit reichlichen, kleineren oder grösseren Mandeln zu haben.

Von den gesteinsbildenden Mineralen herrschen Feldspate-Plagioklase (Albit-Andesin) vor, die zwei Generationen angehören: der älteren — intratellurischen (porphyrische Einsprenglinge) und der jüngeren — effusiven (Feldspate der Grundmasse). Die Feldspate pflegen nicht frisch, sondern durch Zersetzungsprodukte getrübt zu sein.

Weiter sind anwesend: Olivin, einerseits in eine chloritisch-serpentinische Masse, anderseits in Iddingsit umgewandelt; dann Augit, oft in Chlorit und Uralit umgewandelt; leukoxenisierter Ilmenit und Magnetit mit seinen Oxydationsprodukten Hämatit und Limonit.

Anwesend sind auch Quarz, Kalzit, Epidot, als sekundäre Umwandlungsprodukte primärer Minerale.

Von den akzessorischen Mineralen ist Apatit vertreten. Sehr selten kann man schon makroskopisch auch die Anwesenheit von vereinzelten Pyritkörnchen beobachten.

Bei den Mandelsteinstypen ist die Ausfüllung der Blasenhohlräume interessant, und sie kann 1. chloritisch, 2. kalzitisch, 3. quarzig, 4. prehnitisch, oder 5. gemischt sein.

Am interessantesten sind Mandeln mit Prehnitausfüllung, die bisher nur bei den in dem Gebiete der Kleinen Karpathen auftretenden Melaphyren beobachtet wurden. Chemische Analyse der Prehnitmasse wird im slowakischen Text angeführt.

Die Grösse und Form der Mandeln pflegt verschieden zu sein: von makroskopischen bis zu mikroskopischen Dimensionen (3 cm—0,1 mm). Bei den mikroskopischen Mandeln wird die Ausfüllung gewöhnlich durch Quarz oder Chlorit (Pennin), bei den makroskopischen wiederum durch Chlorit, Kalzit oder Prehnit gebildet.

Über den chemischen Charakter der studierten Gesteine kann man sich auf Grund der im slowakischen Texte angeführten chemischen Analysen und ihrer graphischen Darstellung ein klares Bild schaffen.

12. X. 1957

Bergmännische Fakultät an der Technischen Hochschule, Košice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ANTONÍN GRENAR

MINERALOGICKO-PETROGRAFICKÉ STUDIE PEGMATITU V KŘÍŽENCI A JEHO NEJBLIŽŠÍM OKOLÍ

(Německé resumé)

Pegmatity v okolí Mariánských Lázní jsem se zabýval v roce 1953. Hlavní zájem byl soustředěn především na pegmatitové žíly v Kříženci a vedle toho jsem též věnoval pozornost menším pegmatitovým výskytům v Hanovské žulorule (u Zhořce), pegmatitu u Boněnova a u Kynžvartu. Práce byla prováděna v rámci výzkumu Nerudného průzkumu v Brně. Materiál a terenní poznatky byly zpracovány v zimních měsících roku 1953—1954 na mineralogicko-petrografickém ústavu Masarykovy university v Brně. Řediteli tohoto ústavu Dr. Josefu Sekaninovi děkuji za zapůjčení přístrojů a za cenné rady. Rovněž děkuji Dr. Josefu Staňkovi za uvedení do studia pegmatitů a jeho usměrnění při mé práci.

Topografická situace území pegmatitových výskytů

Morfologicky je celé území silně členitá parovina, jejíž členitost se nejvíce projevuje v centrální části. Hranice, kam až sahají pegmatitové žíly, probíhá přibližně západně od Křížence (poslední výskyty byly zjištěny asi 500 m západním směrem od osady), přes Výškov, severně od Boněnova a Hanova, jižně od Ovesných Kladrub, východně od Zhořce. Jeho jižní hranici zhruba vymezuje silnice z Lestkova do Plané u Mar. Lázní. V literatuře je „pegmatitová oblast" známa pod jménem „Kříženecko-nezdické pegmatitové pásmo" (F. Kratochvíl — J. Vachtl — Vl. Zoubek). Zmíněná oblast je součástí Tepelské vysočiny.

Většině pegmatitových žil ve východní části zmíněné pegmatitové oblasti nebyla věnována pro časové omezení patřičná pozornost. Omezil jsem se jenom na výraznější pegmatitové výskyty v západní části a pokládám proto za nutné tyto blíže lokalisovat.

Osada Kříženec leží asi 5 km východně od Plané u Mar. Lázní. V okolí obce,

převážně však v její severní až severovýchodní části, jsou rozšířené mocnější pegmatitové žíly. Na severním okraji Křížence, nedaleko bývalé Anderwaldovy vily, je v krystalických břidlicích uloženo jedno z hlavních a podle dosavadního zjištění největších pegmatitových těles. Od něho je možno sledovat průběh pegmatitů směrem severovýchodním. Tento pegmatitový pruh nepředstavuje souvislý celek, ale jedná se hlavně o menší pegmatitové žíly, projevující se na povrchu (v ornici) drobnými úlomky živců a slídy, pomocí kterých je také možno vymezit jejich rozsah. (Některé z nich jsou otevřené starými báňskými pracemi, dnes již nepřístupnými, nebo nově průzkumnými rýhami.) Samostatnou posici má pegmatitové těleso u Boněnova. Odchyluje se poněkud k severu a zmíním se o něm blíže v závěrečné části této práce. Odlišnou orientaci mají též pegmatity, pronikající hlavně Hanovskou žulorulou (směr Hanov a Zhořec), mezi Divokým a Pekelským potokem. Tento pruh byl nazván F. Kratochvílem jako t. zv. „Pekelský pruh".

Přehled dosavadních prací

Tepelskou oblastí jako geologickou jednotkou se zabýval jako jeden z prvních Hochstetter. Jeho výzkum byl prováděn v roce 1856 v rámci výzkumů Říšského geologického ústavu ve Vídni. Dalším je r. 1900 Katzer. Jejich výzkum osvětluje geologickou stavbu území, t. j. pozvolný přechod z algonkických fylitů přes svory do rul. K podobnému závěru došel i R. Kettner a Bien při výzkumu na Žluticku. Kodym však zastává odlišný názor na geologickou stavbu. Usuzuje, že styk krystalinika s algonkiem je tektonický. Vl. Zoubek však nenašel pro tento názor žádného podkladu. Zabýval se geologicko-petrografickým průzkumem zmíněné oblasti, hlavně však Kříženeckonezdického pegmatitového pásma v letech 1948—1950. Podle něho patří pegmatitové pásmo k metamorfní oblasti žlutické. Společně s ním podali výsledky své práce o tamnějších pegmatitech F. Kratochvíl a J. Vachtl. Všímají si pegmatitových žil a podávají jejich stručnou mineralogicko-petrografickou charakteristiku. Slídový důl v Kříženci byl podroben výzkumu hlavně v letech 1952—1953. Práci největšího rozsahu podali M. Palivcová a Kukla (archivní zpráva). Jejich výzkum byl především zaměřen na zmapování slídového dolu v Kříženci. Podrobnější mineralogickou charakteristikou se nezabývají. Velkým přínosem je práce Kouřimského — Králíka (1952), kteří se zabývali minerálním složením kříženeckého pegmatitového tělesa.

Stručná mineralogicko-petrografická charakteristika pegmatitových žil

Nerostné složení pegmatitů podali ve své zprávě F. Kratochvíl a J. Vachtl. Toto je celkem jednoduché. Nacházíme v nich hlavně živec, z něho albit je podstatnou součástkou pegmatitových žil v krystalických břidlicích (severnější

pruh), zatím co draselný živec je velmi rozšířen v pegmatitových smouhách, nacházejících se v hanovské žulorule. Z dalších minerálů je to křemen a muskovit v různém kvantitativním poměru. Běžný je též apatit a granát. Jiné minerály se buď nevyskytují nebo jen v podřadném množství. Za zmínku stojí opět pegmatit u Boněnova, kde se vyskytuje podle literatury triplit. Pozoruhodné je nahromadění velkolupenných krystalů muskovitu v pegmatitovém tělese kříženeckém a na žilách v jeho nejbližším okolí, které byly též podrobeny důkladnějšímu mineralogickému a petrografickému výzkumu.

Historie kutacích prací

Staré zprávy se jen zmiňují o větších a významnějších pegmatitových celcích (Kříženec, Tradlina, Hostíčkov a pod.). Ostatní část pegmatitových výskytů byla po dlouhou dobu neznáma. Jen někdy se vyskytla kusá zpráva ve starých zápisech či obecních kronikách, a to z období, kdy se tam dobýval živec, křemen, nebo muskovit. (Podle starých záznamů se na některých žilách těžil živec již roku 1878.) Jednalo se obyčejně o menší kutací práce, které představovaly hlavně malé jámové lomy, kde se těžila keramická surovina bez předběžných geologických a mineralogicko-petrografických výzkumů. Velikých rozměrů dosáhla těžba na Tradlině, což nám dokazuje mohutný jámový lom a několik chodeb, ražených z jeho dna do nitra pegmatitu. Ale i zde se z neznámých důvodů zanechalo těžby a vykonané práce upadly v zapomenutí. Během první světové války byla obrácena pozornost na slídu, která má na zdejších pegmatitech značnější kvantitativní zastoupení. Středisko těžby bylo soustředěno na pegmatitové těleso kříženecké, které bylo bohaté na velké krystaly muskovitu. Podrobněji se o těžbě zmiňuje ve své zprávě M o h r.

Geologické a petrografické poměry Tepelské oblasti

Tepelská oblast nám představuje součást krystalinika Tepelské vysočiny. Z největší části je tvořena krystalickými břidlicemi, žulou a žulorulou. Místy jsou krystalické břidlice proražené čedičovými horninami, jejichž složení je velmi proměnlivé (viz geologickou mapu Vl. Zoubka 1951). Pegmatitové žíly v oblasti pronikají hlavně krystalickými břidlicemi a jenom v menším rozsahu nacházíme je v žulách a žulorulách. Celou oblastí se zabýval po stránce geologicko-petrografické Vl. Zoubek. Došel k závěru, že pegmatitové pásmo patří k metamorfní serii Žlutické. (Tato představuje mohutnou krystalickou elevaci, jejíž metamorfity se vyvíjejí ze severního křídla západočeského algonika postupným zesilováním metamorfosy. Z o u b e k 1951.)

Vznik pegmatitů je spjat podle Zoubka s kyselým intrusivním tělesem Hanovským, které má poněkud odlišné znaky od ostatních dvou těles ve struktuře

i složení, související s hloubkou, ve které vznikala. Pro získání uceleného názoru na stav a petrografické složení žulorulových těles uvádím jejich stručnou charakteristiku, při které se přidržuji výsledků a závěrů, vyslovených Vl. Zoubkem 1951.

1. Nejsevernější posici zaujímá žulorula tepelská. Je zastoupena poměrně hrubozrnnou horninou krystaloblastické struktury, kde biotit má význačné postavení a je převládající slídou.

2. Těleso protáhlého tvaru tvoří žulorula hanovská. Je v ní zastoupeno několik typů žulorul, které jsou bohaté na biotit a muskovit, nebo ze slíd převládá jenom muskovit. Tento typ žuloruly často přechází ve smouhy aplitickopegmatického charakteru.

3. Lestkovské těleso odpovídá svým složením křemitému biotitickému granodioritu. Od žuloruly tepelské a hanovské se liší především menším usměrněním a přítomností zonárních plagioklasů.

Podle Vl. Zoubka jsou minerální a strukturní rozdíly všech žulorulových těles především funkcí hloubky, ve které krystalovaly. Biotit je převládajícím minerálem v nejhlubším žulorulovém tělese tepelském. Ze živců obsahuje oligoklas a anthiperthit. Strukturně je to autochtonní ganit, vzniklý impregnací původních pararul aplitickými roztoky. V Hanovském tělese převládá muskovit, ze živců albit až oligoklas. S tímto tělesem jsou také geneticky spjaty pegmatitové výskyty. Nejvyšší polohu zaujímá Lestkovský masiv. Je tvořen křemitým biotitickým granodioritem, kde jsou význačnou minerální součástkou zonární plagioklasy. Mezerní hmota (křemen) je velmi jemnozrnná a obklopuje živcové vyrostlice. Intrusi žulorul i pegmatitů klade Vl. Zoubek do bretonské fáze varijské.

F. Kratochvíl a J. Vachtl zařazují tepelské pegmatity do dvou hlavních zon.

1. První je tak zvaná jižní zona. K ní patří pegmatity z okolí Křížence, Tradliny, Hostíčkova, západně od Vysokého Jamného, jihozápadně od Zhořce a v okolí Pačína.

2. Severní zona je zastoupena pegmatitovými výskyty u Berouna, Nezdic a Křepkovic.

Bližším studiem těchto dvou zon jsem zjistil, že představují zhruba dva druhy minerálně i částečně strukturně se lišících pegmatitů.

A. Pegmatity, vyskytující se v krystalických břidlicích (hlavně v okolí Křížence), sledují zhruba směr břidličnatosti a jsou celkem ostře omezené od okolní horniny. Mocnost nebývá zpravidla veliká, obyčejně jen několik metrů. Délka pegmatitových žil je obyčejně jen několik desítek metrů. Pomocí úlomků v polích (živce, slídy) je možno vysledovat vzájemnou souvislost mezi jednotlivými pegmatitovými žilami.

B. Pegmatity zmíněného druhého pásma, nacházející se v žulorulách, nejsou obyčejně ostře omezeny, ale ve většině případů přecházejí pozvolně do okolní

horniny. Jsou vesměs značně hrubozrnnější než okolní hornina a není u nich vzácným zjevem, přecházejí-li v usměrněné smouhy.

Rozdíly v minerálním složení pegmatitů jedné i druhé zony se projevují zejména v odlišném kvantitativním zastoupení živců. Zatím co v pegmatitech, vyskytujících se v žulorulách, je hlavním minerálem (ovšem vedle křemene) K-živec, pegmatity v krystalických břidlicích obsahují téměř jen albit. O tom, proč je tomu tak, se zmíním v další části této práce.

Úložní poměry pegmatitu v Kříženci

Pegmatitové těleso v Kříženci vniklo do komplexu krystalických břidlic, podobné je to i s většinou ostatních pegmatitových žil v jeho okolí. Směr odpovídá zhruba směru S-ploch krystalických břidlic, to je přibližně severovýchod. (S tímto směrem je shodná poloha i ostatních pegmatitových žil v okolí Křížence.) Sklon je jižní až jihovýchodní. Velikost sklonu kolísá a je dosti nepravidelná. (Východní část žíly má sklon veliký, na západní straně je mírnější.) Pegmatit má tvar protáhlého tělesa, které místy nadouřuje a jinde opět vykliňuje. Mocnost značně kolísá. V některé části ložiska je asi 1—2 m (hlavně v horních partiích). Ve větší hloubce se zdá, že přibývá na mocnosti (mocnost je kolem 20 m i více). Délku tělesa v Kříženci můžeme stanoviti na základě důlních prací asi na 100 m. (Pegmatitové žíly v okolí dosahují někdy i větších délek, jsou však malé mocnosti.) Do okolní horniny vysílá pegmatit v Kříženci četné apofysy, ve kterých bývá často nahromaděn muskovit ve velkých krystalech. Jednotlivé strukturní typy jsou v tělese rozloženy nepravidelně. Na kontaktu s okolními horninami bývá obyčejně křemen-muskovitová asociace nebo jen jemné lupínky muskovitu. Omezení pegmatitového tělesa oproti okolí je vždy poměrně ostré, jen v krách krystalických břidlic uzavřených je přechod pozvolný.

Petrografie okolních hornin pegmatitového tělesa

Jak již bylo výše poukázáno, zmíněné pegmatitové těleso (náležející do jižní zony) je obklopeno ve svém okolí jen krystalickými břidlicemi, které zde představují několik různých typů, lišících se od sebe z jejich kvantitativního zastoupení hlavně přítomností muskovitu. Z mnoha různých variet můžeme vzíti za základ dva druhy hornin, u nichž je již makroskopicky zřetelné různé kvantitativní zastoupení slíd (muskovitu a biotitu). Jsou to: A. Tmavé ruly. B. Světlé ruly.

Tmavá biotitická rula

Struktura je lepidogranoblastická. Ze světlých součástek převládá křemen, který je přítomen v podobě allotriomorfně omezených zrn, nepravidelně do sebe

zapadajících. Undulosní zhášení je u křemene běžným zjevem. Živce jsou zastoupeny albitem až kyselým oligoklasem. Jeho lišty jsou slabě lamelované a mají nepravidelné omezení. Většinou na nich pozorujeme silný zákal, který je způsobený sericitisací. Šupinky muskovitu se zde vyskytují jen ojediněle. Z tmavých součástek je velice hojný biotit, způsobující tmavou barvu horniny. Vykazuje vesměs silný pleochroismus (zelená-hnědá). Častým zjevem v biotitu jsou pleochroické dvůrky, způsobené drobnými zrníčky akcesorického zirkonu. Mezi další akcesorické minerály náleží ještě granát a apatit. Granát je ve tvaru drobných, silně rozpukaných zrníček. Apatit tvoří zakulacené útvary, nebo je též krátce sloupcovitý až jehličkovitý, barvy slabě nazelenalé. Hojný je také limonit.

Sillimaniticko-biotitická rula

Jako další typ horniny přichází v úvahu tmavá sillimaniticko-biotitická rula, lišící se od první přítomnosti sillimanitu. Je to tmavá hornina paralelní textury. Struktura je jako u předešlé granoblastická. Převládá zde allotriomorfně omezený křemen, ze živců lamelovaný plagioklas, podle optických vlastností oligoklas. Velmi podstatně je rozšířen biotit. Tvoří lupénky až destičky velmi silného pleochroismu. Často se zdá, jakoby se biotit prorůstal muskovitem. V polohách bohatých muskovitem je do značné míry koncentrován vláknitý sillimanit. Mezi akcesorie náleží opět nazelenalý apatit, méně granát a zirkon.

Světlý muskovitický svor

Zde je nutné se zmíniti o tom, že světlý muskovitový svor je nejrozšířenější při kontatku s pegmatitem. Je většinou bělavé nebo šedé barvy, na puklinách silně zabarvený limonitem. Struktura i textura jsou podobné jako u tmavých rul. Nepřeměněný se zde zachoval pouze křemen, ostatní minerální součástky podlehly silným přeměnám, které jsou zde spjaty nejen se vznikem pegmatitového tělesa, ale i s vnějšími vlivy. Živce jsou téměř zcela rozložené v sericit. Jen zřídka můžeme spatřiti nepatrné náznaky lamelování na reliktech plagioklasů. Silně je také přeměněn biotit v muskovit. Zůstaly po něm jen nepatrné zbytky se slabým hnědým odstínem a slabým pleochroismem. Granát, apatit a zirkon je opět jen v akcesorickém množství. Na rozdíl od tmavé biotitické ruly obsahuje hornina podstatné množství muskovitu, jehož původ je jednak primární (původní horninotvorná součástka) a jednak vzniklý sekundárně, rozkladem biotitu.

V bezprostřední blízkosti pegmatitového ložiska jsou všechny břidlice silně zvrásněné a často bývají proniknuty křemenem, který se v nich objevuje v pravidelných proužcích nebo čočkách, sledujících směr pegmatitu. Od ložiska směrem do okolních hornin se tento křemen postupně vytrácí.

Vedle výše popsaných krystalických břidlic nachází se na ložisku žilná hor-

nina granitického charakteru, pronikající napříč pegmatitem. Podle mikroskopického výzkumu přichází v úvahu leukokratní aplitická žula s malým množstvím biotitu.

Leukokratní aplitická žula

Strukturu má hypidiomorfní, barvu světlou a je stejnoměrně zrnitá. Světlé součástky jsou zastoupeny převážně živcem. Převládá plagioklas-oligoklas nad draselným živcem orthoklasem. Živce jsou značně přeměněné — kaolinisované. Křemen není hojný. Tvoří drobná, allotriomorfně omezená zrna. Tmavé součástky jsou pouze zastoupené biotitem, a to ve velmi malém množství. Též muskovit je jen nepatrně rozšířen. V akcesorickém množství je přítomen apatit. Při sledování prostorové rozlohy aplitické žuly nebylo zatím možno zjistit její průběh (hlavně pro její nepatrný vývin).

Petrografická a mineralogická charakteristika pegmatitu

Při přehledném výzkumu se zdá, že celé pegmatitové těleso má úplně jednotvárné složení, kde vystupuje jeden druh pegmatitu bez zvláště odlišných vlastností. Pozorujeme-li však jeho stavbu blíže a použijeme-li k výzkumu přesných mineralogicko-petrografických method, zjistíme, že na ložisku se nachází několik jeho typů, lišících se od sebe strukturou, texturou i různým kvantitativním poměrem minerálních součástek. O pravidelném rozmístění jednotlivých typů nebo snad i o zonárnosti, která bývá častým zjevem pro mnohé pegmatity (jak se o tom zmiňují ve svých pracích mnozí autoři), zde mluvit nemůžeme. V úvahu přichází pouze nepravidelné střídání všech typů, které je způsobeno vzájemným se zastíráním nebo zatlačováním starších typů mladšími. Do úvahy přichází šest pegmatitových typů, které jsou v tělese rozloženy bez zřetelné zákonitosti, takže není předem možné určit polohu toho kterého typu. U některých se zachovaly pouze nepatrné relikty, obklopené mladší asociací (křemen muskovit). Zřetelně vystupují čtyři strukturně a minerálně se lišící typy. Muskovitový, křemen-muskovitový, blokový a křemenné žíly. Vedle těchto jsou zde ještě další dva, albit muskovitový a písmenkový, které již nejsou na první pohled tak zřejmé, jak tomu bylo u typů předešlých. Vůbec nikde nebyl spatřen pegmatit granitické struktury, tvořící na mnoha jiných pegmatitových žílách jejich kontakt s okolní horninou. Z uvedených poznatků je možno si učinit již předem závěr, že se nejedná jen o jednoduchý pegmatit, ale že je možno kříženecké pegmatitové těleso přiřadit k tak zvaným komplexním pegmatitům.

Pro bližší objasnění a charakteristiku pegmatitového tělesa v Kříženci se budu opírat o výsledky, získané při výzkumu pegmatitů Beusem a pokládám proto za nutné blíže se zmínit o jeho názorech o problému pegmatitového procesu.

Pegmatitové žíly byly pro svoje bohaté minerální složení, typickou strukturu a texturu pegmatitových typů předmětem výzkumu již v dřívějších dobách.

Zejména se o to zasloužil Fersman, Vernadský a jiní. Jedním z dnešních autorů, který se dívá na vznik pegmatitu jako na složitý fysikálně-chemický proces, je ruský mineralog Beus. Jemu se podařilo vyřešit složité pegmatitové pochody, provázející vznik jednotlivých typů pegmatitových těles. Za základ pegmatitového procesu bere tekutý pegmatitový roztok, ve kterém jsou v určitém poměru zastoupeny různé těkavé prvky, zabezpečující pozvolnou krystalisaci jednotlivých pegmatitových složek. Protože v prvních fázích vzniku nedochází k tak veliké koncentraci těkavých prvků, že by mohl býti nějakým způsobem ovlivněn eutektický stav roztoku, mohou proto za těchto podmínek současně krystalovat křemen a mikroklín ve formě písmenkových srůstů. (Pro mikroklín této fáze jsou charakteristické rozpadové perthity.) Při krystalisaci křemene a mikroklínu v písmenkovou formu dochází k obohacení zbytkových částí roztoku těkavými složkami, v prvé řadě H_2O. V takto vzniklých nových fysikálně-chemických podmínkách dochází k procesu krystalisace středně zrnitého pegmatitu apografické nebo pegmatoidní struktury. Během krystalisace zony se středně zrnitým pegmatitem dochází za určitých fysikálně-chemických podmínek k dalšímu zvětšení koncentrace těkavých složek. Důležitým činitelem, majícím význačné postavení v procesu krystalisace pegmatitů je natrium, které se sice vydělilo již v prvních fázích krystalisace, ale to jen ve velmi malém množství (perthitová vřeténka v mikroklínu). Uvedené příčiny mají veliký vliv na fysikálně-chemické složení systému, v jehož fázi se vydělování určitého množství křemene končí krystalisací.

Zvětšením koncentrace natria a zvýšením koncentrace H_2O se vytvářejí podmínky pro vznik silikátů zásaditého typu $(Na, K)_2O \cdot pSiO_2 \cdot s\,H_2O$. Krystalisace tohoto systému začíná za určité konstantní teploty s vykrystalováním draselného živce, mikroklínu, který skládá velikou část zbytkového roztoku v podobě bloků. Současně s ním se začíná oddělování těkavých složek, které jeho krystalisací dosáhly svojí maximální koncentrace. V pegmatitech se tento proces projevuje vznikem hnízd a nahloučením muskovitu, v zonách středně zrnitého a hrubě zrnitého pegmatitu. Vznikem určitého množství muskovitu dostaneme nadkritický roztok alkalických silikátů (hlavně Na a H_2O). Tento roztok působí na dříve vykrystalované fáze a způsobuje tak zvané zatlačování draselného živce Na-živcem v podobě perthitických vřetének. Jeho rozsah je závislý na množství natria v nadkritickém roztoku. Ke konci stadia krystalisace blokového mikroklínu, za neustále rostoucí koncentrace H_2O, začíná se vzájemné působení nealkalického roztoku s dříve vykrystalovanými fázemi pegmatitu. Důsledkem tohoto procesu je zatlačující křemen-muskovitá zona (křemen muskovitý nahrazující komplex) a zbytkový roztok, obohacený alkaliemi podle rovnice:

$$3/K,Na/\ /Al\ Si_3O_8/\ 2\,H_2O\ K/Al_3Si_3O_{10}/\ /OH/\ 6\,SiO_2\ 2/Na,K/\ OH$$

pevná fáze — plynná fáze — křemen-muskovitová zona — do roztoku

(Etapu muskovitisace provází nebo někdy i předchází krystalisace řady minerálů vzácných prvků.) Takto vzniklá částečná neutralisace alkalií se urychluje vysokou koncentrací H_2O. Při krystalisaci křemene působí vzájemně oddělená plynná fáze s dříve vykrystalovaným draselným živcem a nastává metasomatické zatlačování albitem, které podmiňuje vznik albitové zony zatlačování, neobyčejně charakteristické pro mnohé pegmatity. Opačná reakce probíhá tam, kde působí roztok obohacený kaliem, který postupně přechází v hydrothermální. Kalium, vytěsněné při albitisaci, vykrystaluje v podobě pozdních slíd, vznikajících po albitu a křemeni v t. zv. greisenové zoně. Během všech procesů zatlačování probíhá současně krystalisace vzácnějších minerálů.

Podle výše uvedeného schematu je možno zhruba charakterisovat pegmatitové těleso kříženecké. Nutné je však připuštění určitých odchylek, které byly zapříčiněné při jeho vzniku poněkud odlišnými fysikálně chemickými vlastnostmi. První pegmatitové typy se zachovaly jen na některých místech. Jsou téměř úplně zatlačeny pozdějšími, mohutně vyvinutými typy metasomatickými, představovanými v našem případě silnou albitisací a greisenisací. Též muskovitový typ je do značné míry vyvinut. Pozoruhodná je jednotvárnost v minerálním složení. Jak uvádí Beus, během muskovitisace a všech fází zatlačování krystalisují i vzácné minerály. V případě kříženeckých pegmatitů jsou na partie, kde proběhla silné muskovitisace, vázané apatity a do značné míry též určité množství granátů. Ostatní vzácnější minerály, o kterých se zmíním později, jsou jen velmi podřadně zastoupeny.

Při sledování stáří jednotlivých pegmatitových typů jsem došel k závěru, že mezi nejstarší typy náleží relikty písmenkového pegmatitu, po něm následuje blokový pegmatit a s největší pravděpodobností i muskovitová zona. Stanovení přesného stáří následujících dvou typů, křemen-muskovitého a albitového, je značně ztíženo pro jejich vzájemné prolínání. K nejmladšímu typu je možno přiřadit křemenné žíly. Jejich vztah k ostatním typům je zřejmý z jejich charakteru a prostorové situace.

Přehled strukturních a minerálních typů pegmatitového tělesa

Písmenkový pegmatit

Představuje na ložisku nepatrnou a velice málo zastoupenou jednotku, což je hlavní příčinou, pro kterou není možné zjistit jeho přesné rozmístění v prostoru tělesa. Poměrně neporušený se zachoval ve spodních horizontech ložiska, nedaleko kontaktu s okolní horninou. Tyto partie působí dojmem jeho maximálního nahromadění. V horní části tělesa je písmenkový pegmatit již jen velmi řídkým zjevem. Celistvé, pozdějšími procesy nezastižené bloky, není možno nikde spatřit. Obyčejně se vyskytuje ve formě reliktů, splývajících se svým okolím (bez výrazného vzhledu). Zpravidla bývá písmenkový pegmatit obklopen

hrubozrnnými pegmatitovými typy, které jej zatlačují. Jeho zatlačování mladšími metasomatickými procesy (albitisace) není již tak výrazné. Nejhojnější minerální součástkou je živec, odpovídající svým složením mikroklínu. Jím pronikají v určitých směrech tenká albitická vřeténka, nepravidelně omezená, protáhlá, místy naduřující a opět vykliňující. Na některých perthitických vřeténkách je mikroskopem patrné i mnohočetné lamelování. Podle optických vlastností náleží perthitická vřeténka albitu až kyselému oligoklasu. Křemen, který je další základní součástkou písmenkového pegmatitu, se vyskytuje v podobě nepravidelných útvarů, uspořádaných do tvaru hieroglyfů. Pozdější tlakové procesy způsobily, že většina křemenných jedinců má výrazné undulosní zhášení. Výrazným zjevem, který je možno pozorovati v mikroskopu, je drobný lupenitý muskovit, nahromaděný na rozhraní křemene a mikroklínu. Je možno předpokládati, že jeho vznik úzce souvisí s perthitickými vřeténky, zatlačujícími mikroklín. Na jejich rozhraní se živcem (mikroklínem) je muskovit běžným zjevem. Poměr křemene a živce nemá přesně vymezených hodnot. Je však patrné na mnoha místech, že živec převládá kvantitativně nad křemenem.

Hrubozrnný pegmatit (blokový)

Tento druh pegmatitu nacházíme především ve spodnějších částech ložiska, kde je možno spatřit souvislé bloky, metasomatosou jen málo nebo vůbec nepostižené. Sledujeme-li jeho minerální složení, dojdeme k tomuto závěru. Blokový pegmatit se původně skládal výhradně jen z mikroklínu a křemene. Tyto základní stavební jednotky byly později postiženy silnou metasomatosou, jejíž výsledkem je značně se projevující albitisace, která ovlivňuje jeho minerální složení ve vertikální závislosti. Běžným zjevem na ložisku je, že hrubozrnný pegmatit ve vyšších horizontech bývá z velké části metasomaticky zatlačen mladším albitickým typem. Na první pohled není proměna výrazně patrná, tvarově odpovídají proměněná místa mikroklínu partiím, metasomatosou nedotčeným nebo jen málo dotčeným. Mikroskopickým výzkumem lze zjistiti, že draselný živec blokového pegmatitu byl zatlačen albitem, což dokazují nepravidelné relikty původního mikroklínu, uzavřené v mladém albitu. Ve spodní části ložiska, kde metasomatosa nedosáhla větší intensity, je zachován poměrně homogenní perthitický mikroklín. Pro nedostatek odkryvů není možno dokázat existenci předpokládaného pozvolného přechodu z partií metasomatosou postižených do poloh metasomatosy prostých, který se projevuje ve vertikálním směru na ložisku.

Blokový pegmatit je místy silně tlakově namáhán, takže budí dojem určitého usměrnění. Velikost jednotlivých bloků dosahuje jen zřídka 30 cm v průměru. Vesměs se pohybuje od 3 cm do 10 cm. Draselný živec jako původní součást blokového pegmatitu odpovídá svým složením mikroklínu, kterým často pronikají tenké perthitové útvary, podle nichž je možno nazvati živec mikroklín perthit. Perthity jsou tvořeny albitem, na němž jsou zde vyvinuty polysynthetické

srůsty podle albitového zákona. Barva mikroklínu je bílá nebo slabě narůžovělá. Křemenné bloky mají tvar nepravidelný. Výsledkem tektonického namáhání jsou tyto bloky rozdrceny a vykazují silné undulosní zhášení. Barva křemene je šedivě bílá a v některých partiích je až čirý. Při řešení otázky týkající se stáří docházím k závěru, že křemen je o něco mladší než mikroklín. Projevuje se to hlavně na jejich vzájemném styku, kde křemen často zálivovitě proniká do živce.

Další pozoruhodností v hrubozrnném pegmatitu jsou hnízda velikých krystalů muskovitu, jehož největší krystaly jsou obyčejně na rozhraní mezi křemenem a živcem, tvořeném rovnými plochami. Muskovit zde vlastně představuje samostatnou jednotku, o které se zmíním v další části. Místy je též možno pozorovat drobná zrníčka apatitu (hlavně na rozhraní mezi albitisovanými partiemi a neporušeným mikroklínem).

Muskovitová zona

Muskovitová zona představuje jednotku poměrně značně rozšířenou v pegmatitovém tělese. Netvoří zde pravidelné pruhy nebo polohy, její nahromadění se pouze omezuje na lokální nahloučeniny v podobě hnízd nebo smouh. Vrchní horizonty tělesa jsou bohatší na větší koncentrace muskovitu. Jedná se zejména o apofýsy pegmatitu, vysílané do okolních břidlic. Tyto jsou na některých místech tvořeny výhradně velikými krystaly muskovitu, orientovaného nepravidelně na průběh apofysy. Ve spodní části ložiska se nahromadění muskovitu omezuje pouze na neurčité smouhy, či hnízda nevelkých rozměrů. Muskovitová zona je vázána, jak bylo zjištěno, hlavně na poruchové partie a pukliny, tvořící jakousi „osu", od které muskovit nepravidelně proniká do stran, využívaje hlavně rovných stykových ploch několika minerálů (v tomto případě draselného živce a křemene).

Vyplnění puklin a vůbec poruchových zon v pegmatitu muskovitem je způsobeno tím, že v určité době nastala ve zbytkovém roztoku veliká koncentrace těkavých složek, vzniklá po vykrystalování draselného živce. Při dosažení kritického bodu z něho vykrystaloval v určitém množství muskovit. Je možno předpokládati, že roztoky těkavých prvků se snaží opustiti uzavřený systém cestou minimálního odporu. Tím jsou v tomto případě hlavně poruchové zony, ve kterých potom nastane za vhodných fysikálně chemických podmínek jejich vykrystalování.

Společně s muskovitem vzniklo i určité množství apatitu. O samotném muskovitu se zmíním blíže při vlastním popisu ložiskových minerálů.

Albit-muskovitový metasomatický typ

Metasomatický albit-muskovitový typ je na ložisku vyvinut oproti jiným pegmatitům ve zdejší oblasti do značnějšího rozsahu. Předem nelze předpoklá-

dati jeho prostorové rozšíření. Je běžným zjevem ve všech horizontech, mocněji je však vyvinut v horních polohách ložiska. Jeho rozmístění je podobné jako u následující formace křemen-muskovitové, která zde však má poněkud větší kvantitativní zastoupení. Z dříve vzniklých typů zatlačuje nejvíce blokový mikroklín, do kterého vnikají albitická vřeténka hustou sítí, využívajíce při tom ve značné míře též puklin a štěpných trhlin, že jen zřídka lze spatřiti v tak postižených partiích relikty původního K-živce. S tímto fysikálně chemickým pochodem souvisí s největší pravděpodobností, přítomnost drobně lupenitého muskovitu v tomto metasomatickém typu.

Albit-muskovitový typ má vzhled silně usměrněné horniny (usměrnění je dáno orientací muskovitu), jejíž „polohy" nepravidelně pronikají celým pegmatitovým tělesem. Je tvořen velmi jemnozrnným plagioklasem bílé barvy, který podle optických vlastností odpovídá albitu. Obsahuje-li v sobě relikty původního blokového mikroklínu, dostává slabě narůžovělý odstín. Muskovit je co do množství rozšířen daleko méně než albit, ve tvaru drobných lupínků. Křemen je zastoupen velmi málo. Prakticky představuje velmi řídkou a nepravidelnou síť tenkých žilek nebo někdy i drobných nepravidelných útvarů, nerovnoměrně rozšířených. Barva křemene je špinavě bílá. Minerály, apatit a granát jsou přítomny hlavně v tomto typu. Představují lokální nahloučeniny nebo nepravidelná hnízda zrnitých útvarů, nebo jsou i krystalově omezeny, zvláště granát.

Křemen-muskovitový typ

Náleží na ložisku mezi nejmladší a dosahuje velmi značného rozšíření. Je dosti pravděpodobné, že tento druh pegmatitu náleží ke greisenové partii, t. j. prakticky jedna z posledních fází vzniku. Polohy křemen-muskovitové jsou vázány hlavně na kontakt pegmatitu s okolní horninou a jsou též jedním z hlavních faktorů, zapříčiňujících prokřemenění rul na jejich styku s pegmatitem. Méně patrný je křemen-muskovitový typ přímo ve vlastním pegmatitovém tělese, kde tvoří pruhy nepravidelného průběhu. Minerální složení je jednoduché a je představováno pouze křemenem a muskovitem. Velmi zřídka je přítomen albit.

Křemen tvoří allotriomorfně omezená zrna, velikost je kolem 1—2 cm, barvy je světle šedé až bílé. Běžným zjevem u křemenných zrn je undulosní zhášení. Muskovit představuje drobné, často zakulacené lupínky, které mají jen zřídka krystalonomické omezení. Barva muskovitu je světle šedá. Je-li na sobě nahromaděno více krystalů, dostává muskovit nahnědlý odstín. Muskovit společně s křemenem je uspořádán do nesouvislých vrstev. Nepatrně je v tomto společenství roztroušen apatit.

Křemenné bloky

K jednomu z nejméně rozšířených typů na ložisku náleží křemen ve tvaru bloků nebo nepravidelných žil, které pronikají napříč tělesem. Tyto křemenné útvary jsou hlavně patrny ve vyšších polohách ložiska, kde nám představují téměř homogenní soustavu bez význačnějších příměsí. V mnoha případech má křemen oproti svému okolí úplně ostrou hranici. Nachází-li se však v jeho blízkosti hnízda nebo smouhy muskovitu, zapříčiňuje tento, že hranice křemene oproti muskovitu dostane neurčitý tvar. (Křemen vniká do muskovitu.) Odžilky a jiné podobné zjevy, složené z křemene, nejsou patrny. Mocnost křemenných bloků, zejména však žil, se pohybuje kolem 30 cm, délka dosahuje několika metrů. Barvu má křemen šedě bílou. Tato místy přechází do namodralého odstínu. Pozdějšími pochody byl křemen a s ním celé ložisko deformováno.

Závěrem této části podávám nástin genese všech pegmatitových typů. Jejich vznik, jak jsem se již zmínil v jedné z předešlých částí, byl zapříčiněn fysikálně chemickými změnami „matečného" roztoku, které postupně způsobovaly vykrystalování toho kterého typu nebo zatlačování starší pegmatitové jednotky mladším typem. Mezi nejstarší typy náleží písmenkový pegmatit. Po něm následují v určitých dobových intervalech další typy, u kterých je běžným zjevem jejich vzájemný přechod. Po písmenkovém pegmatitu následuje hrubozrnný (blokový) typ, muskovitová zona, metasomatický albit-muskovitový a křemen-muskovitový typ. K posledním patří křemenné bloky.

Popis minerálů, zastoupených na ložisku

Minerální výplň pegmatitového tělesa je poměrně jednoduchá ve srovnání s některými známými pegmatitovými výskyty jak v západních Čechách, tak i na severozápadní Moravě. Tato jednotvárnost v minerálním složení není omezena pouze na popisované pegmatitové těleso v Kříženci, ale můžeme ji sledovat na všech pegmatitových žilách v tepelské oblasti. Nejnápadněji se projevuje v pegmatitových žilách — smouhách hanovských žulorul, které svým minerálním složením odpovídají normálním hanovským žulorulám. Tento stav byl způsoben tím, že převážná většina těkavých prvků se neudržela v systému a během krystalisace pevných fází opustila těleso a vnikla do okolních hornin.

Při terenním výzkumu, podloženém podrobnými laboratorními metodami, jsem na ložisku přesně identifikoval 15 minerálů, z nichž některé tvoří základní ložiskovou výplň. Mezi nejrozšířenější minerály náleží živce, křemen a muskovit. V greisenové a albitové zoně se vyskytuje granát a apatit. Ostatní minerály jsou zastoupeny jen mizivě. Je to biotit, kalcit, autunit, zirkon, turmalín, chlorit, Mn a Fe oxydy a pyrit. Vedle toho sem též přiřazuji vivianit, který popisují ve své zprávě Kouřimský—Králík.

Draselný živec

Podle optických vlastností odpovídá mikroklínu. Ve vrchních horizontech tvoří obyčejně relikty, které představují zbytky po rozsáhlém metasomatickém zatlačování albitem. V nižších částech ložiska je mikroklín převládajícím minerálem. Má zde podobu zrn různé velikosti, která jsou často „prokládána" šupinkami muskovitu a křemenem. Muskovit a křemen působí dojmem, jakoby byl mikroklín částečně usměrněn. Jemnozrnné agregáty draselného živce vznikly vesměs drcením velkých živcových bloků a tyto mají potom značné undulosní zhášení. Výrazným zjevem v neporušených částech K-živce jsou perthitická vřeténka, pro která živec můžeme nazvati perthitickým mikroklínem. Mikroklínové mřížování je výrazné jen nepatrně. Úhel zhášení živcové destičky, uštípnuté podle 001, se pohybuje kolem 16—18°. Index lomu $N\gamma$ je 1,525. Barvu má mikroklín slabě narůžovělou v různých odstínech.

Plagioklas

Nejvíce rozšířeným minerálem na ložisku v Kříženci je albit. Jeho prostorové rozmístění je dosti nepravidelné. Hlavní jeho množství je ve svrchních částech ložiska, kde úplně zatlačuje draselný živec. Maličko je též rozšířený v asociaci křemen muskovitové, kde má tvar drobounkých zrnek. Jinak tvoří menší zrna, seskupená do malých hnízd, nebo vystupuje v podobě tenkých perthitických vřetének v K-živci. Čistý albit bez příměsí není vůbec patrný. Bývá proniknutý drobnými lupínky muskovitu a zrnitým až tyčinkovitým apatitem. Odlišného charakteru je albit, pronikající pegmatitem v tenkých pruzích různými směry. Je tvořen drobnými zrnitými agregáty bílé barvy. S ním se ve společenství vyskytuje většina apatitu a granátu. Index lomu u albitu kolísá. U staršího typu, který zatlačuje mikroklín, je index lomu o něco menší než u typu albit-muskovitového.

Křemen

Křemen je vyvinut též v několika generacích. Zhruba je možno říci, že se vyskytuje ve všech pegmatitových typech, v jednom více, v jednom méně, a v každém odpovídá jinému stáří. Barvu má obyčejně bílou, mladší bývá slabě namodralý. Vyskytuje se převážně v nepravidelných, allotriomorfně omezených zrnech nebo menších nepravidelných blocích. Jen ojediněle jsou patrné drobné krystalky, vykrystalované do dutinek. Na křemenech všech generací je patrné silné undulosní zhášení. Plynné uzavřeniny se vyskytují jen u křemenů mladších.

Muskovit

K jednomu z nejvýraznějších minerálů na ložisku náleží muskovit. Po živci a křemeni patří k nejrozšířenějším minerálům. Postrádá pravidelného rozmís-

tění, nejhojnější je v horních částech ložiska (v hrubozrnném pegmatitu) a v některých částech téměř úplně vyplňuje apofysy pegmatitu, pronikající do rul. Veliké krystaly muskovitu jsou vždy jen na rozhraní mezi většími jedinci K-živce a křemene, na rovných plochách. Hlavní jeho množství se koncentruje do lokálních nahloučenin v podobě nevelikých hnízd, která tvoří jakýsi střed, od něhož se muskovit po puklinách rozbíhá paprskovitě na všechny strany. Drobné, několik mm veliké krystaly, jsou rozšířené hlavně ve formaci křemen-muskovitové, a méně v albit-muskovitové. Muskovit tvoří šestiboké nebo zakulacené lupínky stříbřitě bílé barvy, v agregátních útvarech slabě nahnědlé. Maximální velikosti dosahují v průměru kolem 20 cm. Vláskovitou štípatelnost a trojúhelníkovitý způsob rýhování je možno připočíst prostředí a fysikálně chemickým podmínkám, za kterých muskovit vznikal. Charakteristickou vlastností pro velkolupenný muskovit je, že zatlačuje dříve vzniklé minerály. V tenkých šupinkách je stříbřitě bílý s odstínem do hněda a slabými náběhovými barvami. V silnějších svazcích má úplně hnědou barvu a je téměř neprůhledný. Index lomu velkolupenného muskovitu je pro N γ 1,602. Drobný muskovit má index lomu N γ 1,605. Konečně se také na ložisku nachází mladá slída typu gilbertitu. Tvoří povlaky na draselném živci. Je jemně lupenitá, barvy světle zelené. Index lomu této slídy je pro N γ 1,601.

Apatit

Apatit náleží ke značně rozšířeným minerálům. Hlavně se objevuje v mladších zonách, t. j. albit-muskovitové a méně již v křemen-muskovitové. Představuje tvarově dva druhy apatitu. Nejvíce zastoupen je apatit zrnitý, uspořádaný do kusových agregátů. Jen zřídka má tvar tenkých jehliček až sloupečků (v křemen-muskovitové zoně). Barva kolísá mezi světle zelenou, sytě zelenou až slabě namodralou. Lom je nepravidelný, na čerstvých jedincích bývá skelný lesk. Podle určení Králíka a Kouřimského jde o Mn-apatit. Při měření indexu lomu bylo dosaženo těchto hodnot: N ω = 1,643, N ε = 1,639.

Granát

Ve velikém množství se na ložisku vyskytuje granát, obyčejně ve společenství s apatitem. Oba dva jsou zase převážně rozšířeny v albit-muskovitové zoně, v ostatních zonách méně. Většinou je úplně navětralý, což způsobuje, že je potažen značně silnými povlaky Mn a Fe oxydů. Na čerstvých jedincích je patrna jasně červená barva a v některých místech vidíme, že je i slabě průsvitný. Drobné granátové útvary jsou velmi často krystalonomicky omezeny. Při srovnávání jejich tvarů a ploch se známými a proměřenými jedinci je možno dospěti k názoru, že krystalky odpovídají čtyřiadvacetistěnu deltoidickému. Vedle drobně krystalických zrn vidíme na ložisku rozšířeny zrnité agregáty, které mají nerovný lom a slabě skelný lesk. Na puklinách je patrný tmavo-

zelený chlorit. Vzácně se v granátu nachází drobná zrníčka zirkonu. Větráním se granát mění v hydroxydy železa a manganu. Podle bližšího chemického složení a optických konstant odpovídá spesartinu, jak to také určil Kouřimský.

Turmalín

Turmalín je poměrně vzácným minerálem v kříženeckém pegmatitu. Nacházíme jej ve středních partiích v asociaci s albitem. Není zde zastoupen krystalky, ale většinou tvoří nepravidelná zrna černé barvy. Má velmi silný pleochroismus (světle hnědou až tmavohnědou barvu). Při bližším výzkumu jsem zjistil, že odpovídá skorylu. $N\varepsilon = 1{,}634$, $N\omega = 1{,}662$.

Biotit

Biotit je velmi málo na ložisku zastoupen. Vyskytuje se na několika místech v blokovém pegmatitu, a to hlavně tam, kde neproběhla intensivnější albitisace. Obyčejně je v asociaci s granátem, jinak nebyl nalezen. Ve většině případů je silně baueritisován, t. j. mění se v muskovit. Je přítomen v drobných lupíncích nepravidelného tvaru. Barva je téměř černá, pleochroismus je velmi silný (ebenově hnědé až černé barvy).

Kalcit

Jeho přesné lokalisování nemohu podati. Byl nalezen pouze ve vzorku na haldě. Je vázán na metasomatický albit. Barvu má narůžovělou, je zrnitý a uspořádaný do protažených útvarů, které se nárazem rozpadají v malé klenečky.

Autunit

V několika málo lupíncích byl na ložisku nalezen autunit. Vyskytuje se obyčejně v navětralých granátových partiích v podobě drobných nepravidelných lupínků, které se od sebe dobře oddělují. Barva je žlutozelená až zlatožlutá. V mikroskopu se projevuje jako minerál dvojosý negativní, s velmi malým úhlem optických os. Index lomu $N\gamma = 1{,}572$.

Zirkon

Zirkon se nachází pouze na větších jedincích granátu. Přímo v dole není pro své nepatrné rozměry patrný. Pouze na haldě jej můžeme při bedlivém zkoumání najíti na puklinách granátu. Krystalky mají téměř ve všech případech krystalonomické omezení a hnědou barvu.

Chlorit

Náleží na ložisku k nejmladším minerálům (?). Ve většině případů se vyskytuje jen v granátu, ve kterém byl na puklinách nalezen, ve tvaru drobných

zakulacených šupinek, značně silného pleochroismu. Index lomu kolísá okolo $N\gamma = 1{,}643-1{,}658$. Podle optických vlastností náleží asi Fe-prochloritu.

Pyrit

Patří k jednomu z nejmladších minerálů. Je prakticky jediným rudním minerálem zastoupeným na ložisku. Proniká v tenkých žilkách pegmatitem, hlavně blíže kontaktu. Obyčejně je zrnitý, jen zřídka krystalický. Barvu má špinavě žlutou. Přeměna na něm není patrna.

Limonit

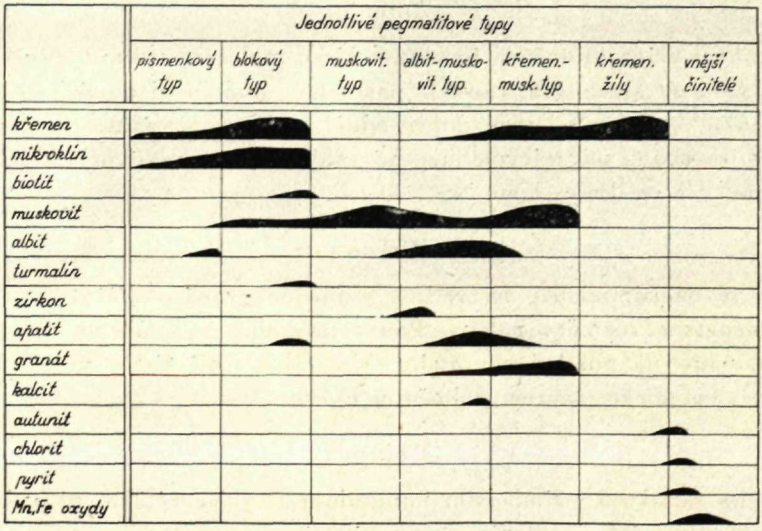
Tvoří hojné hnědé povlaky, i několik cm silné. Částečně vzniká přeměnou granátu, hlavně však je přinesen vodními roztoky z okolních krystalických břidlic.

V malé míře jsou přítomny Mn-oxydy. Tvoří stromečkovité útvary hnědé barvy na živcích a křemeni.

Z fosfátů je v pegmatitovém tělese přítomen v nepatrném množství vivianit, jak se o tom zmiňují ve své práci Králik—Kouřimský.

Paragenese a sukcese

Paragenesi a sukcesi znázorňuje přiložená tabulka. Z ní je patrné, že většina podstatných minerálů nevznikla najednou, ale že se vylučovaly postupně v jednotlivých typech. Také nám ukazuje, že všechny vzácnější minerály vznikly vesměs v posledních metasomatických typech.



Podobné vlastnosti strukturní, texturní, jakož i minerální složení mohou vykázat téměř všechny pegmatitové žíly v okolí výše popsaného pegmatitového tělesa. U mnohých nepostřehneme na prvý pohled podobné závislosti, jak je tomu u kříženeckého ložiska, avšak bližším laboratorním výzkumem je možné zjistit mnoho shodných znaků. Větší odchylky v minerálním složení a stavbě jsou již u pegmatitů v žulorulách. Jejich hrubá charakteristika byla podána v předešlé části.

Stručná zmínka o pegmatitovém tělese západně od Boněnova

Boněnovské pegmatitové těleso je přístupné výzkumu větším lomem ve stráni nad potokem a několika menšími výchozy v jeho okolí, na kterých jsou patrny kutací práce menšího rozsahu. Podle předběžného studia přichází v úvahu větší pegmatitový celek, který vysílá na všechny strany do okolní horniny četné apofysy.

Okolí pegmatitu je tvořeno tmavou, silně usměrněnou horninou, která svým složením odpovídá amfibolitu.

Amfibolit představuje tmavou zelenou horninu, velmi jemnozrnnou, s hedvábným leskem. Je silně stlačen a sloupečky amfibolu sledují směr usměrnění. Již makroskopicky je patrné, že amfibol silně převažuje nad ostatními minerálními složkami.

Mikroskopickým výzkumem jsem zjistil tyto minerální součástky: Amfibol převládá, tvoří protáhlé útvary tmavozelené barvy, které vykazují silný pleochroismus (tmavozelená-zelená-světle zelená barva). Podle optických vlastností přichází v úvahu obecný amfibol.

Živec je přítomen v daleko menší míře. Barva je špinavě bílá a albitické lamelování není příliš hojným zjevem. Index lomů je poměrně vysoký a jeho hodnoty odpovídají andesin-labradoritu.

Hojným zjevem v amfibolitu jsou drobné pecičky kalcitu, které vznikly asi jako produkt větrání amfibolitu.

Mezi akcesorické minerály náleží titanit, je hnědé barvy a má tvar drobných zrnek. Apatit je ve výbrusu slabě nazelenalý a představuje drobná, někdy do hexagonálních útvarů omezená zrníčka. Většinou je však tence jehličkovitý. Velmi zřídka se vyskytuje ilmenit a rutil.

Pozorujeme-li amfibolit na kontaktu s pegmatitovým tělesem, zjistíme, že zde v něm došlo k místním thermálním přeměnám. Makroskopicky je produkt kontaktní metamorfosy zelené barvy, někdy přechází do slabě narůžovělé. Kontaktní hornina je velice pevná a její kvantitativní rozsah je zřetelně nepravidelný. Při mikroskopickém výzkumu jsem zjistil, že se v něm nachází živec, který svými optickými vlastnostmi odpovídá mikroklínu. Tvoří drobná allotriomorfně omezená zrna, na kterých je patrno mikroklínové mřížování. Svým

původem je mikroklín úzce spjat se vznikem vlastního pegmatitového tělesa, jako jemu podobný orthoklas.

Plagioklas má tvar drobných, zakulacených nebo protáhlých zrn. Jen na některých vidíme zřetelné albitické lamelování, většinou však je nelamelovaný. Podle optických vlastností jej můžeme přiřadit až andesinu ($N\alpha = 1{,}55$, $N\gamma = 1{,}56$).

Hojným minerálem je epidot. Představuje nepravidelná zrna nebo sloupečky nedokonale omezené. Zhášení vzhledem ke štěpným trhlinám je asi 26—27°. Barvu má sytě zelenou. Nápadný je slabý pleochroismus (světle zelená, přes žlutou, až tmavě zelená). Epidotu je v hornině značné množství, proto má tato tak výrazný zelený odstín.

Zoisit. Společně s epidotem se v „kontaktním amfibolitu" vyskytuje zoisit. V mikroskopu je čirý a má vystupující relief. Tvoří zde drobné sloupečky, nebo má tvar nepravidelných, šestibokých zrn. Není na něm patrný žádný pleochroismus a je ho v hornině velmi málo, obyčejně ve společenství živců.

Zoisit i epidot jsou v tomto případě typickými sekundárními minerály, vzniklými thermální přeměnou živce a amfibolu v souvislosti se vznikem pegmatitového tělesa.

Muskovit je čirý, ve tvaru drobných lupínků různé velikosti. Častým zjevem je, že v sobě uzavírá drobná zrníčka zoisitu.

K hojným minerálům též náleží granát. V mikroskopu je isotropní, barvu má hnědočervenou. Protáhlá zrna granátu jsou obyčejně silně rozpukaná. Granát odpovídá spesartínu.

Apatit je celkem nepravidelně rozmístěn po hornině, zřídka kdy je pěkně krystalicky vyvinut, obyčejně je zrnitý nebo tence jehličkovitý.

Skapolit představuje v mikroskopu beztvaré průřezy a je zastoupen v hornině velice nepravidelnými zrny. Vzniká zde přeměnou plagioklasu.

Titanit se vyskytuje v podobě nepravidelných zrn, je bezbarvý nebo slabě nahnědlý, má silně vystupující relief a velmi slabý pleochroismus.

Vlastní pegmatitové těleso

Vlastní pegmatitové těleso je tvořeno, jak jsem v jeho dostupných částech zjistil, hlavně typem písmenkového pegmatitu. Jen lokálně lze spatřit nepravidelné nahloučeniny živce a hrubozrnnějšího křemene.

Písmenkový pegmatit je obyčejně barvy růžové až načervenalé. Zajímavým zjevem je, že větší „krystaly" draselného živce bývají obklopeny (jakoby lemovány) písmenkovým pegmatitem. Písmenkový pegmatit je tvořen v podstatě mikroklínem, s pěkně vyvinutým mikroklínovým mřížováním. Typický orthoklas již není tak hojný v tomto typu, převážně však tvoří větší krystalové jedince, o kterých jsem se již zmínil. Další základní součástkou písmenkového pegma-

titu je křemen. Má tvar typických hieroglyfů, běžných ve všech písmenkových „soustavách". Poměr křemene k živci je asi 1 : 4. Křemen je čirý a je na něm patrno určité undulosní zhášení. Ve velmi malém množství se nachází v písmenkovém pegmatitu lamelovaný plagioklas. Je velmi jemnozrnný s allotrimorfním omezením. Podle optických vlastností jej můžeme zařadit do skupiny albit-kyselý oligoklas. Perthitická vřeténka v mikroklínu písmenkového pegmatitu jsou tvořena též plagioklasem podobné basicity. Malé množství muskovitu je celkem stejnoměrně rozptýleno po celém tělese pegmatitovém. Nikde nebyly spatřeny koncentrace muskovitu ve větších rozměrech, jak je tomu u pegmatitů kříženeckých. Protáhlé sloupečky, často ohnuté, jsou tvořeny apatitem, který je slabě nazelenalý. Vedle těchto minerálů, které jsem na ložisku bezprostředně zjistil, je v literatuře též zmínka o triplitu, granátu, zirkonu a turmalínu. Drobná zakulacená rudní zrnka náleží magnetitu.

Z výše uvedených poznatků pegmatitového tělesa Boněnovského je patrný veliký rozdíl mezi pegmatity Kříženeckými. Má jednotvárné složení s poměrně malou minerální pestrostí a vůbec se na něm neprojevuje albitisace a jí podobné zjevy.

Závěr

Pegmatitové žíly v tepelské oblasti tvoří většinou celky menších rozměrů, které jsou jen ojediněle mocnější. Prakticky zde nacházíme dva druhy pegmatitů, jejichž rozdíl se projevuje nejen v minerálním složení, ale především ve strukturních a texturních znacích.

Pegmatity v rulách, největší zjištěné ložisko v Kříženci, náleží k pegmatitům t. zv. jižní zony a jsou více méně postiženy pozdějšími metasomatickými procesy, které zapříčinily silnou albitisaci a prokřemenění. Tyto procesy v některých částech pegmatitového tělesa úplně zastřely a zatlačily původní minerální součástky a daly vznik jiným minerálům. S těmito zjevy též úzce souvisí „muskovitisace", pomocí které si můžeme vysvětlit značnou koncentraci muskovitu v těchto pegmatitech. Po stránce minerální jsou pegmatity v rulách bohatší pegmatitů v žulorulách. Pegmatity obyčejně nemají jednoduché složení. Můžeme zde rozeznat několik typů, lišících se stářím, minerálním složením a různými texturními a strukturními vlastnostmi. Metasomatické zony zatlačování jsou vyvinuty hlavně v horních partiích těles, na kontaktech s okolní horninou. S metasomatickými procesy úzce souvisí vznik apatitu a granátu, tyto minerály jsou v těchto zonách velmi rozšířeny.

Pegmatity v žulorulách

Pegmatity v žulorulách jsou zastoupeny žílami nebo nepravidelnými smouhami, na kterých je většinou patrný pozvolný přechod do okolních žulorul. Po

stránce minerální pestrosti jsou poměrně chudší než pegmatity předešlé. Též není možné rozlišení většího množství typů tak, jak tomu bylo u pegmatitů v krystalických břidlicích. Do úvahy přicházejí hlavně dvě jednotky. Písmenkový pegmatit a hrubozrnný, který přechází místy do blokového. Metasomatické typy pegmatitu jsou u nich vyvinuty jen nepatrně. Vedle draselného živce, částečně albitu, křemene, muskovitu a akcesorického množství granátu, nejsou jiné minerály vyvinuty.

Z praktického hlediska nemůžeme zmíněným pegmatitům přikládat velikého významu. Živce a křemen, které by mohly přicházeti do úvahy jako zdroj keramických surovin, jsou silně znečistěny a tím v podstatě znehodnoceny. Slída (muskovit), o kterou se zajímá elektrotechnický průmysl, nemá vhodných vlastností pro elektrotechnické účely (podle zjištěných technických laboratorních zkoušek).

19. IX. 1957

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Mineralogický ústav Masarykovy university, Brno

LITERATURA

[1] Beus A. A., 1954. K voprosu o proischoždenii zonalnosti granitnych pegmatitov. Dokl. AN SSSR, XCVII, 1. — [2] Beus A. A., 1951: O zonalnosti granitnych pegmatitov, Izv. AN SSSR, ser. geol. 6. — [3] Betechtin A. G., 1950: Mineralogija. Moskva. — [4] Fersman A. E., 1932: Pegmatity. Leningrad. — [5] Fersman A. E., 1952: Mineralogia granitnych pegmatitov: Izb. trudy 1. Izv. AN SSSR. — [6] Kratochvíl J., Vachtl J., Zoubek V., 1951: Geol. poměry kříženeckо-nezdického pásma pegmatitového tepelské vysočiny. Sbor. ÚÚG XVIII. — [7] Kouřímský J., Králik M., 1952: Nové nálezy nerostů v okolí Mar. Lázní. Sbor. Nár. musea, Praha. — [8] Němec D., 1953: Mikroelementy turmalínů a světlých slíd západomor. pegmatitů. Rozpr. II. tř. čes. Akad. LXI, 32. — [9] Němec F., 1935: Nové nálezy nerostné od Dol. a Hor. Borů u Vel. Meziříčí. Věda přír. 16. — [10] Mohr, 1930: O málo známé surovině našeho průmyslu — slídě. Příroda 23, 11. — [11] Nikitin V. D., 1950: K genezisu sljudjanych pegmatitov Karelii. Zap. vses. min. obšč. — [12] Nikitin V. D., 1952: Zonalnosť i mikrozonalnosť v muskovite. Zap. vses. min. obšč. 2, LXXXI. — [13] Palivcová M., Kukla: Zpráva o geol. mapování dolu na slídu v Křížence. Ner. průzkum. Brno. — [14] Rosický V., 1937: O výskytu turmalínu v horninách. Čas. vlast. spol. mus. 50, 185. Olomouc. — [15] Saukov A., 1954: Geochemie (překlad). Praha. — [16] Sekanina J., 1929: O některých nerostech pegmatitů. Věst. čs. přír. lék. a inž. III. Praha. — [17] Sekanina J., 1928: Nerosty moravských pegmatitů. Čas. zem. mus. 26. — [18] Sekanina J., 1933: Příspěvky k mineralogii moravských pegmatitů. Spisy přír. fak. MU 180. — [19] Staněk J., 1954: Petrografie a mineralogie pegmatitových žil u Dol. Borů. ČSAV brněnská základna XXVI, 7. — [20] Staněk J., 1953: Příspěvky k mineralogii některých západomoravských pegmatitů. Čas. Mor. mus. XXXVIII. Brno. — [21] Slavík F., 1952: Vznik a výskyt nerostů. Přír. vyd. Praha. —

[22] Vlasov A., 1946: Texturno-genetičeskaja klassifikacija granitnych pegmatitov. Dokl. AN SSSR, 53, 2. — [23] Vlasov A., 1951: K voprosu o genezise pegmatitov. Dokl. AN SSSR, 78, 2. — [24] Winchel A. N., 1948: Elements of optical mineralogy. New York.

ANTONÍN GRENAR

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE STUDIEN DES PEGMATITES IN DER GEMEINDE KŘÍŽENEC UND IHRER NÄCHSTEN UMGEBUNG

Die Untersuchung der Pegmatitgänge in der Umgebung des Badeortes Marianské Lázně führte man mit Rücksicht auf den Pegmatitkörper in Kříženec im J. 1953 durch. Die Grenze des studierten pegmatithältigen Gebietes verläuft im grossen und ganzen westlich von Kříženec, über Výškov, nördlich von Boněnov und Hanov, südlich von Ovesné Kladruby und östlich von Zhořec. Die südliche Grenze wird beiläufig durch die von Lestkov nach Planá bei Marianské Lázně führende Strasse gegeben. Die Gemeinde Kříženec, auf deren Gebiete sich der vorerwähnte Pegmatitkörper befindet, liegt cca 5 km östlich von der Gemeinde Planá bei Marianské Lázně. Der Pegmatitkörper lagert am nördlichen Rand der Gemeinde in den kristallinen Schiefern. Nordöstlich davon zieht sich ein überwiegend aus kleineren Pegmatitgängen bestehender „Pegmatitstreifen". Eine selbständige Position besitzt der Pegmatitkörper bei Boněnov. Etwas unterschiedlichen Verlauf haben die Pegmatitgänge im Hanover Granitgneis.

Das Gebiet der Teplá, wo die Pegmatite vorkommen, stellt einen Bestandteil des Kristallinikums des Hügellandes Tepelská vysočina dar, das überwiegend druch kristalline Schiefer, Granit und Granitgneis gebildet wird. Pegmatitgänge findet man hauptsächlich in den kristallinen Schiefern, weniger schon in den Granitgneisen.

Die Nebengesteine des Pegmatitkörpers werden in Kříženec durch dunklen Biotitgneis, Sillimanit-Biotitgneis, lichten Muskovit-Glimmerschiefer gebildet und an einer Selle findet man leukokraten Aplitgranit.

Petrographische und mineralogische Charakteristik des Pegmatites

Der Pegmatitkörper wird aus einigen, sich voneinander durch die Struktur, Textur und verschiedene quantitative Vertretung unterscheidenden Pegmatittypen zusammengesetzt. Es sind folgende Typen vertreten: Schriftpegmatit, grobkörniger Pegmatit (blockartig), Muskovit-Zone, metasomatischer Albit-Muskovit-Pegmatit, Quarz-Muskovit-Pegmatit und Quarzblöcke.

Bie der Lösung der Frage der Entstehung des Pegmatitkörpers habe ich mich an die von dem sowjetischen Mineralogen Beus erreichten Ergebnisse gestützt, der die Entstehung des Pegmatites als einen komplizierten physikalisch-chemischen Prozess betrachtet. Als Basis nimmt er eine Pegmatitlösung, in welcher die flüchtigen Elemente, die die allmähliche Kristallisation einzelner Pegmatitkomponenten sichern, im bestimmten Verhältnis vertreten sind. Ich habe besonders den quarz-muskovitischen Typus beachtet, dessen Entstehung man mit dieser chemischen Gleichung ausdrücken kann:

3 (K, Na) ($Al Si_3 O_8$) 2 H_2O K ($Al_3 Si_3 O_{10}$) (OH) 6 SiO_2 2 (Na, K) OH feste Phase gasartige Phase Quarz-Muskovit-Zone in die Lösung.

Durch mikroskopisches Studium wurden im Pegmatitkörper folgende Minerale identifiziert: Feldspate (Orthoklas, Plagioklas), Quarz, Muskovit, Granat, Apatit, Biotit, Kalzit, Autunit, Zirkon, Turmalin (Skoryl), Chlorit, Vivianit, Mn- und Fe-Oxyde und Pyrit.

Der Pegmatitkörper in Boněnov lagert im stark geregelten Amphibolite. Beim Eindringen des Pegmatitkörpers in den Amphibolit ist es zu bestimmten thermalen Kontaktumwandlungen

wie beim Amphibolite, sowohl beim Pegmatite gekommen, die sich durch bestimmte Buntheit der mineralogischen Zusammensetzung äussern. Es sind Epidot, Zoisit, Muskovit und Skapolith entstanden.

Der eigentliche Pegmatitkörper zeichnet sich durch eintönige Zusammensetzung aus. Er wird fast ausschliesslich durch den Schriftpegmatit gebildet, in dem nur stellenweise grobkörnige Partien des Blockpegmatites vorkommen. Auch in der Mineralvertretung ist er verhältnismässig ärmer, als die vorerwähnten Pegmatite.

19. IX. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's, Bratislava

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

JÁN JARKOVSKÝ—BLAHOSLAV ČÍČEL

VÝSKYT DIADOCHITU V BANSKEJ BELEJ

(Nemecké resumé, tab. VIII—IX)

V rámci úlohy sledovania geochémie synvulkanických a postvulkanických premien neovulkanitov Slovenska zistili sme laboratórnym chemickým a fyzikálne-chemickým výskumom minerál — hydratovaný ferisulfofosfát — diadochit. Ferisulfofosfáty z oblasti slovenských neovulkanitov nie sú doteraz podrobne opísané tak isto ani z ostatného územia Slovenska.

Zistený diadochit sa nachádza v Banskej Belej vo Ferdinand štôlni na dávno opustenom úseku južnej slednej chodby medzi polygónom XVIII a XIX. Podľa udania šachtového geológa Zimmermana je tento úsek asi 250 rokov starý. To potvrdzuje správnosť údajov z literatúry o možnosti vzniku diadochitu v starých opustených banských dielach (Čuchrov 1955).

Vo Ferdinand štôlni sa diadochit nachádza vo forme hľúzovitých agregátov, stalagmitov, stalaktitov a kôr spolu s hydratovaným kysličníkom železitým, pravdepodobne limonitickej povahy. Spomínané minerály sú neprestajne obtekané cirkulujúcimi vadóznymi vodami oxydačného pásma. Vrchná hranica výskytu je asi 30—40 cm pod rudnou výplňou Bíber žily na dacitovom podklade. Voda vyteká z tektonických trhliniek v dacite, ktoré sú rovnobežné so žilou.

Makroskopický opis vzorky a separácia

V pôvodnom stave je vzorka presýtená vodou. Pred vysušením aj po vysušení pri laboratórnej teplote (20 °C) má zemitý vzhľad. Po vysušení je zreteľne vrstevnatá (pozri tab. VIII, obr. 1). Farby je žltej a hnedej. Niektoré vrstvičky majú lasturovitý lom, voskovitý vzhľad a skelný lesk. Vzorka je veľmi krehká. Medzi prstami sa rozotiera na jemný prášok.

Pri podrobnejšom štúdiu javili sa na vzorke tri farebne jasne odlíšené časti: svetložltá, žltohnedá a hnedočervená.

Svetložltá zložka asi 30 % (vz. 1.)
žltohnedá zložka asi 60 % (vz. 2.)
hnedočervená zložka asi 10 % (vz. 3.).

Na iných vzorkách je vzájomný pomer častí iný, odlišný od uvedeného.

Fyzikálne konštanty

Bola stanovená špecifická váha žltej časti skúmanej vzorky. Nájdené 1,95 g cm^{-3}. Literárny údaj (Čuchrov 1955) 2,1—2,22 g cm^{-3}. Zníženie špecifickej váhy je dané rozdielom v chemickej analýze vzoriek (o 2 % H_2O viac, ako je v publikovaných porovnávacích analýzach).

Tvrdosť 2—3. Zhodné s literárnymi údajmi (Čuchrov 1955).

Spektrálna analýza

Všetky tri časti pôvodnej vzorky boli dané na spektrálnu analýzu. Kvalitatívnu spektrálnu analýzu s odhadom množstva podľa intenzity sčernania čiar urobil G. Kupčo. Výsledky uvádzame v prehľadnej tabuľke.

Tabuľka 1

Vzorka	100—1 %			1—1/100 %			1/100—1/10 000 %	
1	Fe	P			As, Pb	Si, Al	Ca, Mg, V, Zn, Na, Ba Cr	Tl, Be, Y Cu, Yb, Zr Mn
2	Fe	P		Al	As, Pb	Si	Mn	Mg, V, Yb Zn, Na, Sr Cr, Ca, Cu
3	Fe		P	Pb	As, Si	K	Be, Mg, V Zn, Na, Al	Ga, Cu, Yb Zr, Ca

Analýzy boli prevedené na veľkom kremennom spektrografe „HILGER" v rozsahu spektra 2500—6000 A.

Spektrálna analýza ukazuje značné množstvo olova (Pb), kým bežné prvky, ako vápnik (Ca), horčík (Mg) sú zastúpené približne v rovnakom množstve ako Zn, V, Cr, Mn, Cu. Táto skutočnosť je závažná pri stanovení vzniku minerálu z primárnych zložiek.

Chemická analýza

Kvantitatívna chemická analýza bola urobená klasickými metódami gravimetrickými (SiO_2, P_2O_5, As_2O_5, Al_2O_3, SO_3, H_2O). Fe_2O_3 bolo stanovené me-

tódou Reinhardt—Zimmermannovou. K_2O bolo stanovené plamenným fotometrom. Olovo bolo stanovené polarograficky.

Výsledky chemických analýz uvádzame v tabuľke 2.

Tabuľka 2

	1	2	3	4	5
SiO_2	stopy	stopy	0,12	—	—
Fe_2O_3	36,50	39,50	47,65	36,60	36,63
Al_2O_3	stopy	2,15	stopy	—	—
CaO	stopy	stopy	stopy	0,15	0,30
MgO	stopy	stopy	stopy	stopy	stopy
P_2O_5	17,84	12,78	3,70	17,17	16,70
As_2O_5	0,93	1,35	1,56	—	—
SO_3	9,87	11,77	19,97	13,65	13,37
K_2O	0,04	0,55	2,35	—	—
H_2O	34,41	31,93	23,20	32,20	32,43
Pb	0,19	0,23	0,63	—	—

Zo žltej a žltohnedej časti sa v destilovanej vode dobre vylúhovala zložka $(SO_4)^{-2}$ zahriatim do varu. Všetky tri vzorky sa dobre rozpúšťali v teplej HCl (1 : 1) a v HNO_3 (1 : 1).

V kolonke 4 a 5 sú uvádzané porovnávacie analýzy diadochitu zemitého vzhľadu (4) a sklovitého vzhľadu (5) z antracitových baní v Peychangard-Isere (Francúzsko), ktoré urobil A. Carnot (C. Doelter 1918).

Z uvedených dát vyplýva, že hmotu ferisulfofosfátu reprezentujú iba vzorky 1 a 2. Chemizmus kryštalickej časti (vz. 3) sa značne líši od predchádzajúcich a ukazuje na hydratovaný ferisulfát.

Úplná pravidelnosť vzostupu príp. poklesu obsahu jednotlivých kysličníkov ukazuje, že vzorka 2 je zmesou dvoch minerálov predstavovaných vzorkou 1 a 3.

Röntgenová analýza

Vzorky 1 a 3 boli podrobené röntgenovej analýze.

Na röntgenograme vzorky 1 boli nájdené tri difúzne kruhy v rozmedzí

4,20—4,35	kx	silný
2,70—2,80	kx	stredný
2,05—2,10	kx	slabý

Použitá komôrka ∅ 64 mm, žiarenie Co kα, expozičná doba 180 min. (tab. VIII, obr. 2).

Z röntgenovej snímky vzorky 3 boli stanovené tieto mriežkové vzdialenosti (v kx):

Tabuľka 3

	d (kx)	I	d (kx)	I
1	5,726	str.	5,7	2
2	5,153	s.	4,9	7
3	3,703	sl.	3,64	2
4	3,113	v. s.	3,06	10
5	2,883	v. sl.	2,75	5
6	3,000	v. v. sl.	—	—
7	2,553	sl.	2,51	5
8	2,285	str. sl.	2,29	2
9	—	—	2,21	6
10	1,9817	str.	1,97	7
11	1,9364	v. v. sl.	—	—
12	1,9022	v. sl.	1,89	5
13	1,8650	v. v. sl.	—	—
14	1,8275	str.	1,82	7
15	—	—	1,72	2
16	—	—	1,61	2
17	1,5557	v. sl.	1,568	5
18	1,5380	sl.	—	—
19	1,5055	sl.	1,518	5
20	1,4837	v. sl.	1,469	5
21	—	—	1,442	2
22	1,3427	sl.	1,337	5
23	1,2476	sl.	1,243	5d
24	1,2248	v. v. sl.	—	—
25	1,2176	v. v. sl.	1,218	2
26	1,1924	str. sl.	1,191	5

Použitá komôrka ∅ 65 mm, žiarenie Co kα, expozičná doba 180 min. (tab. VIII, obr. 3).

V druhej polovici tabuľky 3 sú porovnávacie dáta z tabuliek ASTM pre minerál cyprusit. Štúdiom tohto minerálu sme sa predbežne podrobnejšie nezaoberali.

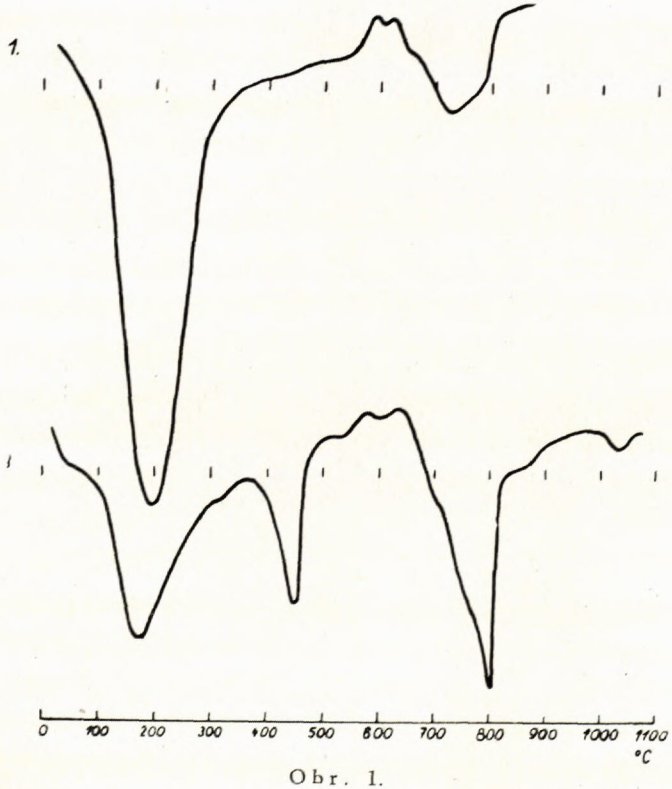
Z röntgenogramu vzorky 1 je jasné, že ide o koloidný minerál, charakterizovaný troma difúznymi kruhmi. Porovnávacie dáta neboli v dostupnej literatúre nájdené.

DTA a dehydratačné krivky

DTA bola urobená zo vzoriek 1 a 3.

Dehydratačné krivky boli urobené zo všetkých troch vzoriek.

Krivky získané diferenciálnou termickou analýzou sú na obr. 1. Analýzy

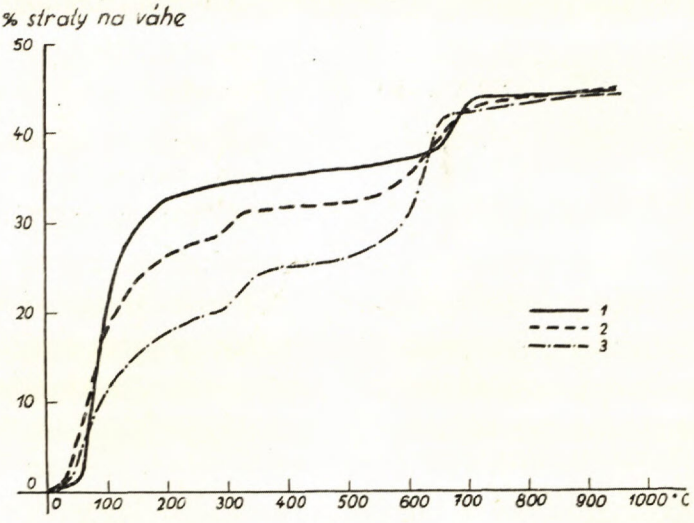


Obr. 1.

boli urobené na bežnom prístroji pre vizuálny záznam. Rýchlosť rastu teploty 10 °C/min.

Na termograme 1 je zrejmá intenzívna endotermná výchylka s vrcholom asi pri 200 °C, dvojitá exotermná výchylka začínajúca pri 550 °C s vrcholmi pri 590 a 620 °C. Táto prechádza v pretiahnutú endotermnú výchylku s maximom pri 725 °C.

Dehydratačná krivka 1 na obr. 2. ukazuje prudký pokles váhy medzi 60 a 250 °C, potom plynulé klesanie váhy až do 640 °C. Pri tejto teplote začína druhý náhly úbytok váhy, ktorý končí pri 720 °C. Teploty rozkladu na dehydratačnej krivke sú posunuté k nižším hodnotám vzhľadom k údajom na



Obr. 2.

krivke DTA. Dehydratáciu sme urobili zahrievaním vzorky v kelímku 1 hod. pri žiadanej teplote (každých 50 °C).

Z uvedených dát možno usúdiť, že endotermná výchylka s maximom pri 200 °C charakterizuje únik vody. Endotermná výchylka pri 725 °C charakterizuje rozklad sulfofosfátu a únik SO_3. Údaje sú kvantitatívne zhodné s chemickou analýzou. Dvojitá exotermná výchylka zostáva zatiaľ nevysvetlená.

Porovnávacie údaje neboli v dostupnej literatúre nájdené.

Na termograme 3 sú štyri jasne vyjadrené endotermné výchylky s maximom pri 170—175 °C, 450 °C, 800—805 °C a 1030—1040 °C. Dvojitá exotermná výchylka má maximá pri 575—580 °C a 635—640 °C.

Dehydratačná krivka 3 ukazuje pomalý pokles váhy do 250 °C. Náhly pokles prebieha v rozpätí 290—320 °C. Ďalší úbytok váhy začína pri 500 °C. Do teploty asi 600 °C prebieha pomaly, potom náhle a končí pri teplote asi 670 °C. Opäť pozorujeme posun teplôt k nižším hodnotám.

Z uvedeného môžeme usúdiť, že endotermná výchylka s maximom pri 170 až 175 °C charakterizuje únik vody, ktorá uniká pomaly (porovnaj tvar prvej endotermnej reakcie na krivke DTA 1 a 3). Endotermná výchylka s maximom pri 450 °C predstavuje únik vody viazanej na limonitický Fe_2O_3. Endoterm s maximom pri 800—805 °C je charakteristický pre únik SO_3. Výchylka s ma-

ximom pri 1040 °C je neidentifikovaná. Dvojitá exotermná výchylka pri 580 a 630 °C je charakteristická pre diadochit a identifikuje jeho prítomnosť.

Porovnávacie údaje sme v dostupnej literatúre nenašli.

Na základe daných poznatkov môžeme povedať, že dehydratačná krivka 2 predstavuje zmes minerálov charakterizovaných krivkami 1 a 3.

Elektrónová mikroskopia

Snímky elektrónovým mikroskopom vyhotovil Hrivnák z Výskumného ústavu zváračského.

Elektrónové mikrofotografie boli urobené zo vzorky 1. Zväčšenie na fotografii 7360 ×. Pozri tab. IX, obr. 1, 2.

Podľa snímok majú jednotlivé častice rozmery maximláne 3—4 μ.

Okraje častíc na fotografiách sú ostro ohraničené, nikde nedochádza k zväčšeniu prestupu elektrónov cez častice. Hrany ukazujú náznak tvorby 120 stupňových uhlov aj celých častíc 6 uholníkového tvaru (označené šipkami). Je pravdepodobné, že ide o doštičkovité tvary s väčšinou zaoblenými okrajmi a so sklonom k ohraničeniu pripomínajúcemu kaolinit.

Snímky elektrónovým mikroskopom neboli v prístupnej literatúre uverejnené.

Názory na vznik diadochitu

Diadochit (geldiadochit) je minerál sekundárneho pôvodu. Je koloidnej povahy.

Z genetickej stránky nie nám je predbežne celkom jasný pôvod fosforu v študovanom minerále z Banskej Belej. Na pôvod diadochitu jestvuje viac názorov.

Podľa C. Doeltera (1918) diadochit z Huelgoat vznikol na banskej výdreve pôsobením fosforečnanu olovnatého na pyrit. Tento spôsob vzniku by sa snáď dal aplikovať aj na náš diadochit tým skôr, že sme spektrálnou a chemickou analýzou našli vyššie obsahy Pb a As. Tieto prvky môžu pochádzať aj z pyromorfitu — $Pb_5Cl(PO_4)_3$, ktorý môže obsahovať do 4 % As_2O_5. Je tiež exogenného pôvodu a vzniká v oxydačnom pásme Pb a Pb-Zn ložísk. Zdrojom kyseliny fosforečnej sú podľa Betechtina (preklad M. Koděru, 1955) povrchové vody, ktoré pôsobia na Pb minerály v oxydačnom pásme. V tejto súvislosti poznamenávame, že pyromorfit bol na Slovensku vzácne nájdený práve v oblasti štiavnických neovulkanitov. (Banská Štiavnica a Hodruša.)

Podľa Čuchrova (1955) zdrojom fosforu pre diadochit prípadne pre jeho kryštalickú modifikáciu — destinezit je apatit, zdrojom kyseliny sírovej pyrit.

V tejto predbežnej štúdii nemôžeme určiť s konečnou platnosťou, čo treba pokladať za zdroj fosforu v našom prípade. V geochemických štúdiách na objasnení otázky pokračujeme.

Pôvod síranovej zložky je vcelku jasný, pretože pyrit sa v tomto úseku vyskytuje ako impregnácia v základnej dacitickej hornine aj v rudnej výplni Bíber žily.

Súhrn

1. Na základe výsledkov chemických a fyzikálno-chemických analýz bol identifikovaný koloidný bázický hydratovaný ferisulfofosfát — diadochit.

2. Urobili sme nové, v dostupnej literatúre neznáme termo-chemické identifikačné skúšky diadochitu (diferenciálna termická analýza a dehydratačná analýza).

3. Opísali sme názory na vznik diadochitu podľa literatúry a uviedli sme hlavné črty o možnosti jeho vzniku v Banskej Belej.

Záverom si pokladáme za povinnosť poďakovať sa za ochotu a pomoc pri práci inž. Hrivnákovi z VÚS, prof. G. Kupčovi z GÚDŠ, hlavnému geológovi inž. Štollovi a šachtovému geológovi Zimmermanovi z geol. oddelenia Rudných baní v Banskej Štiavnici.

27. XII. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] A. S. T. M., 1944: Extensive Supplementary Card File of X-Ray Diffraction Data. New York. — [2] Betechtin A. G., 1955: Mineralógia (preklad M. Koděru). Bratislava. — [3] Čuchrov F. V., 1955. Kolloidy v zemnoj kore. Moskva. — [4] Doelter C., Leitmeier H., 1918: Handbuch der Mineralchemie. Leipzig. — [5] Ježek B., 1932: Přírodopis všech tří říší 6, Mineralogie. Praha. — [6] Kouřimský J., 1957: Nerosty I. Praha. — [7] Rankama K., Sahama Th. G., 1949: Geochemistry. Chicago. — [8] Slavík F., 1936: Úvod do speciální mineralogie. Praha. — [9] Slavík F., 1954: Vznik a výskyt nerostů. Praha. — [10] Strunz H., 1941: Mineralogische Tabellen. Leipzig.

JÁN JARKOVSKÝ—BLAHOSLAV ČÍČEL

VORKOMMEN VON DIADOCHIT IN BANSKÁ BELÁ

Durch die chemische und physikalisch-chemische Untersuchung im Laboratorium wurde ein hydratisierter basischer Ferrisulfophosphat — der Diadochit identifiziert. Das festgestellte Mineral befindet sich in Banská Belá im Ferdinand-Stollen, im einem über 200 Jahre verlassenen Abschnitte der südlichen, die Vererzung folgenden Strecke. Es kommt in Form knolliger Aggregate, in Stalagmiten, Stalaktiten und Krusten, zusammen mit dem hydratisierten Fe_2O_3, wahrscheinlich limonitischen Charakters, vor.

Wir haben neue, in der zugänglichen Literatur unbekannte thermochemische Identifikationsanalysen (DTA und Dehydratationsanalyse) durchgeführt.

27. 12. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGIE REVÍRU FERDINANDOVY DĚDIČNÉ ŠTOLY V BANSKÉ ŠTIAVNICI

(Německé resumé)

1. Úvod

Revír Ferdinandovy dědičné štoly leží v severovýchodní části štiavnického rudního obvodu na katastrálním území Banské Štiavnice a Banské Belé.

Ferdinandova dědičná štola je ražena jako překop z doliny potoka Georgi. Zhruba 1000 m proti toku potoka Georgi od ústí Ferdinandovy dědičné štoly je ražena štola Juraj.

Hydrogeologický průzkum revíru Ferdinandovy dědičné štoly byl prováděn v rámci detailního hydrogeologického průzkumu štiavnického rudního obvodu. Jeho úkolem bylo objasnění hydrogeologických poměrů a konečné zpracování slouží jako podklad projektování otvírky a dobývání tohoto revíru.

2. Důlní práce a zmáhání důlních vod

Ferdinandova dědičná štola je ražena jako překop a protíná od východu k západu tato hlavní žilná pásma: pásmo žíly Špitálské, žíly Jelení, žíly Bieberovy, žíly Terezie a žil Křemenný shluk a Marie Empfägnis. Popsaná žilná pásma přísluší severnímu pokračování štiavnických rudních žil (2, 7, 8).

Na žilách Bieberově a Terezii jsou žilná pásma sledována směrně. Pod úrovní Ferdinandovy dědičné štoly jsou staré dobývky toliko na jižní směrné Bieberovy žíly.

Z úrovně Ferdinandovy dědičné štoly mezi žilou Bieberovou a žilou Terezií je hloubena šachta. Z šachty je raženo I. hl. patro, kde jsou raženy dva překopy: jeden na žílu Terezii a druhý na žílu Bieberovu. Starý překop na žílu Terezii byl po nedlouhém postupu předku zastaven a je dnes vzhledem k vydatným přítokům důlních vod uzavřen vodní hrází.

Nad úrovní Ferdinandovy dědičné štoly byla ražena Juraj štola, z níž je směrně rozfárána žíla Terezie (2).

Revír Ferdinandovy dědičné štoly měl podsedlat XII. obzor Zikmundovy

šachty, který byl hnán směrně po žíle Špitálské a později přímo směrem na žílu Bieberovu. Tato štola je ražena ze spojovací třídy k šachtě Emilově pod Michalovu šachtu (na starých důlních mapách značena jako IX. sýpka) a odtud k severu. Ve vzdálenosti 1871 m od spojovací třídy byla v r. 1937 čelba zastavena, a to zhruba pod krajem nejvýchodnější křemencové skály vrchu Šobova (11). Nadmořská výška XII. obzoru obnáší podle mapy S z a b ó o v y 223,5 m a tento obzor je tedy ražen cca 330 m pod úrovní Ferdinandovy dědičné štoly a cca o 250 m hlouběji, než je počva dnes nejhlubších prací.

Po počvě Ferdinandovy dědičné štoly odtékají důlní vody samospádem na den.

Z I. hl. patra jsou důlní vody odčerpávány na úroveň Ferdinandovy dědičné štoly těmito čerpadly: 1. 2 čerpadla každé o výkonu $Q = 2000$ l/min., při tlačné výšce $H = 63$ m, typu SIGMA HL-8. 2. 1 čerpadlo o výkonu $Q = 3000$ l/min., při tlačné výšce $H = 63$ m, typu SIGMA HL-8. 3. 1 čerpadlo o výkonu $Q = 2000$ l/min., při tlačné výšce $H = 120$ m, typu VR V/7. Všechna čtyři čerpadla jsou umístěna na nároží I. hl. patra, prvá tři čerpadla odčerpávají vodu z vodní jímky, která vznikla zatopením šachetného prostoru pod úrovní I. hl. patra. Čtvrté čerpadlo odčerpává vodu z prostoru za vodní hrází.

3. Hydrogeologický průzkum

Při hydrogeologickém průzkumu byly provedeny tyto práce:

a) profárání důlních prací, proměření velikosti přítoků důlních vod, jejich teploty a pH,

b) podrobná rekognoskace povrchu ložiska a terénu v okolí ložiska, infiltračních poměrů a propustnosti půdních vrstev,

c) průzkum pramenů v širším okolí Georgištolňanské doliny a toku potoka Georgi, jakož i jeho přítoků: Ivániče a Terenu,

d) podrobné měření průtočného množství potoka Georgi a jeho přítoků za účelem zjištění vcezu povrchových vodotečí,

e) provedení barvícího pokusu fluoresceinem a jeho nepřetržité sledování na význačných přítocích v důlních dílech po dobu 80 hodin za účelem zjištění rychlosti průtoku vody vápencovým komplexem a spojitosti přítoků důlních vod s povrchovými vodními toky,

f) pravidelná měření vydatnosti přítoků důlních vod a pH, prováděná jednou týdně pracovníky GMO Rudných baní, n. p., závod v Banské Štiavnici,

g) chemické a spektrální analysy důlních a prostých podzemních vod i vod povrchových vodotečí.

Methodika provedených prací

a) měření přítoků důlních vod bylo provedeno měrnou nádobou nebo měřením povrchové rychlosti plováčkem za použití opravného koeficientu pro důlní stružky $k = 0{,}6$ a pro dřevěné žlaby $k = 0{,}8$,

b) měření teploty provedeno rtuťovým teploměrem s dělením po 0,5 °C,

c) měření pH provedeno universálními indikačními papírky Chemapol-Lachema pro rozsah pH 0—12,

d) podrobné měření průtočného množství potoka Georgi a jeho přítoků Ivániče a Terenu bylo provedeno pomocí štítových korýtek při svedení vody do cejchované odměrné nádoby nebo Thompsonovým přepadem při použití rovnice pro tento přepad za dosazení hodnoty $\mu = 0{,}62$,

e) barvící pokus byl prováděn fluoresceinem při použití 2000 g barviva, které bylo dávkováno 120 minut do toku potoka Georgi. Bližší podrobnosti a vyhodnocení pokusu jsou uvedeny ve zvláštní kapitole této zprávy,

f) měření přítoků do důlních prací prováděli ve doudenním až týdenním intervalu pracovníci GMO Rudných baní, n. p., závodu v Banské Štiavnici. Měření přítoků bylo prováděno za stejných podmínek, jak je uvedeno sub a),

g) chemické a spektrální analysy vod provedlo Výzkumné středisko Františka Pošepného, Ústav pro výzkum rud v Kutné Hoře, podle obvyklých analytických předpisů,

h) rekognoskace povrchu ložiska a povodí byla provedena v r. 1952, 1955 a 1956. Profárání důlních prací a hydrogeologická pozorování v dole byly provedeny v r. 1952, 1953, 1955 a 1956.

4. Geografické a klimatické poměry

a) Orografie

Terén nad ložiskem se vyznačuje značnou členitostí: Výškový rozdíl nadmořských výšek ústí Ferdinandovy dědičné štoly a terénu v závěru doliny potoka Georgi je přes 200 m a svahy doliny potoka Georgi stoupají dále až k vrcholům na výši 850 m n. m. Ferdinandova dědičná štola je ražena pod levým svahem doliny.

Z hlavního údolí potoka Georgi, které má směr severozápad—jihovýchod, vybíhají k severu dvě příčná údolí, z nichž v západnějším a větším (jehož závěr je pod samotou Iváníč) teče potok Iváníč. Směrem k západu táhne se údolí potoka Teren, závěr potočního údolí je u samoty Teren (2).

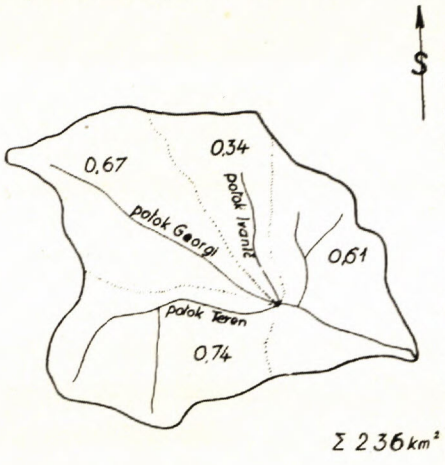
b) Hydrografie

Terén v území revíru Ferdinandovy dědičné štoly náleží regionálně do povodí Hronu a bezprostředně do povodí potoka Georgi, který je levostranným přítokem Belanského potoka. Belanský potok je levostranným přítokem Hronu.

Plocha povodí potoka Georgi v profilu dědičné štoly Ferdinandovy byla vyšetřena planimetricky a obnáší 2,36 km^2. Jednotlivá dílčí povodí mají tyto plochy:

Potok Teren 0,74 km², potok Iváníč 0,34 km² a potok Georgi k soutoku s potokem Teren 0,67 km².

Jednotlivá povodí jsou vyznačena v mapě povodí na obr. 1.



Obr. 1. Mapa povodí.

Hydrometeorologický ústav v Bratislavě — odbor hydrologie Slovenska (14) — udává pro potok Georgi v profilu kostela v Banské Belé průměrné průtočné množství 30 l/sec a průměrný specifický odtok 9,4 l/sec/km².

Katastrofální průtočné množství bylo řešeno pro jednotlivá povodí podle Lauterburgerova vzorce při dosazení hodnoty $h = 80$ mm pro hodinovou srážku při zasažení celé plochy povodí. Dále byl použit odtokový koeficient pro velmi dobře propustné značně strmé území s malým pokryvem $\alpha = 0{,}60$. Jako průměrné průtočné množství před srážkou byl uvažován průměrný specifický odtok v l/sec/km² znásobený plochou povodí. Z uvedených vzorců vyplývá, že katastrofální průtočné množství pro povodí potoka Georgi v profilu Ferdinandovy dědičné štoly je 42 l/sec a v profilu soutoku s potokem Teren 12,7 l/sec. Katastrofální průtočné množství pro potok Teren v profilu soutoku s potokem Georgi je 14,4 l/sec, pro potok Iváníč v profilu soutoku s potokem Georgi je 6,9 l/sec.

c) Klimatické poměry

Průměrná roční teplota je 8,0 °C, absolutní minimum teploty vzduchu bylo —32 °C, absolutní maximum teploty vzduchu bylo 34,4 °C. Roční úhrn ovzdušných srážek v padesátiletém průměru je 823 mm, střední roční relativní vlhkost vzduchu je 75 % (13).

Celkový počet dní v období sněhového krytu je 130 dní, z toho se sněhovou pokrývkou 71 dní a zbytek bez sněhové pokrývky (13).

Vegetativní pokryv studované oblasti tvoří většinou odlesněné svahy málo zemědělsky vzdělávané. Vrcholky svahů jsou zalesněny převážně jehličnatými porosty.

5. Geologické poměry

Geologické poměry revíru Ferdinandovy dědičné štoly jsou značně složité a nejsou dosud uspokojivě rozřešeny. Podle důlních geologických map (3, 5, 9) je od ústí Ferdinandovy štoly raženo v amfiboliticko-biotitickém andesitu, který

se za pásmem Špitálských žil stýká s dacitovým tělesem. Štola dále protíná styk dacitu s vápenci, za nimiž je nevelké dioritové těleso s charakteristickými kontaktními zjevy při styku s vápencovým komplexem (nadále vápencový komplex I).

Před křižováním žily Bieberovy stýká se diorit s dacitovou žilou, v níž probíhá pásmo žíly Bieberovy. Dacit je intensivně propylitisován. Bieberova žíla má zde směr h 1 a ukloněna jest mezi 70—80° k východojihovýchodu. Za křižováním Bieberovy žíly je zastižen původně kontaktní, dnes pravděpodobně druhotně tektonický styk dacitu s vápencovým komplexem (nadále vápencový komplex II). U styku dacitu s vápenci jsou opět vyvinuty typické kontaktní rohovce až erlány. Ve vápencovém komplexu II je vyhloubena šachta. Vápencový komplex II se stýká před křižováním žíly Terezie zcela obdobně s dioritovým tělesem, v němž je uložena žíla Terezie. Diorit jeví stopy charakteristické propylitisace. Žíla Terezie má zde směr *h* 1—2 a ukloněna jest okolo 75° k západoseverozápadu.

Juraj štola je ražena ve vápencovém komplexu II a prochází popsaným stykem vápenců s diority žíly Terezie (5). Dále je až k žíle Terezii raženo v dioritu.

Podle nové geologické mapy (5) v měřítku 1 : 25000 (1953) vycházejí na den až k vápencovému komplexu II toliko amfiboliticko-biotitické andesity, místy dacitoidní. Za vápencovým komplexem II zachycuje tato mapa propylitisovaný autometamorfovaný diorit. Podle této mapy nevychází na den vápencový komplex I.

Podle uvedené mapy tvoří vápencový komplex II celistvý šedobílý dolomitický krystalický vápenec, v jehož podloží byly zastiženy také slídnaté červenohnědé a drobivé útržky břidlice. Při styku s dioritovým tělesem byly zjištěny zelenavé, druhotně prokřemenělé břidlice rohovcovitého charakteru (5).

Pozoruhodný je popis XII. obzoru Zikmund šachty, který uveřejnil r. 1937 F i a l a (11). V severním poli XII. obzoru byly zjištěny četné hlubinné vyvřeliny, jejichž podrobným popisem se F i a l a ve své studii zabýval. Důležité je však zjištění, že v této důlní práci nebyly zastiženy krystalické vápence, případně dolomity nebo břidlice.

Vápencový komplex II jeví se dle uvedených skutečností jako tektonický útržek. Vápence jsou dolomitické, místy silně prokřemenělé, často jsou v nich i drobné křemité žilky, v nichž bylo zjištěno i bezvýznamné pyritové zrudnění.

Ve studované oblasti jsou vyvinuty převažně hlinitokamenité ssutě nepravidelných mocností, na vápencovém komplexu jsou typicky vyvinuty t. zv. pseudoškrapy s výrazně vyhraněnými zeminami, které vznikají větráním vápencových a vápenco-dolomitických souvrství.

6. Hydrogeologické poměry

a) Puklinové podzemní vody skalního podkladu

Horniny skalního podkladu jsou prostoupeny relativně hustou sítí tektonických puklin. Tektonické pukliny v komplexu mladotřetihorních vyvřelin jsou značně nepravidelné, původní směry jsou disponovány plochami primární chladové odlučnosti, případně krystalisačním usměrněním effusiv (4). Dnešní průběh puklin je výrazně ovlivněn tektonikou rudního obvodu, která je spjata s tektonickým vývojem rudních žil (10). Tím je přirozeně podmíněná různost směru a sklonu puklin, jejich vzájemná spojitost, stáří a také jejich výplň. Vedle puklin, zcela otevřených a výborně pro vodu propustných, nacházíme v těsné blízkosti tektonická pásma s typickými mylonity, které mají bobtnavou schopnost a zamezují tak oběhu podzemních vod.

Také horniny, které jsou starší než mladotřetihorní vyvřeliny, jsou prostoupeny četnými puklinami. Zvlášť dobře je patrné tektonické porušení u vápencového komplexu II v dědičné štole Ferdinandově a na I. hl. patře. Z tektonických směrů zde převládá směr *h* 2 s proměnlivým úklonem, téměř vždy vertikálním. Dále je zde zastoupen také směr *h* 9—10 s proměnlivým úklonem, vždy však příkřejším než 45°. Z obou těchto směrů jsou otevřenější pukliny směru *h* 2, které tvoří velká tektonická pásma místy s dislokační drtí nebo i mohutnými mylonity. Vlivem silného zvodnění a střelné práce nedochází však k zatěsnění puklin, naopak k vyplavení mylonitových poloh a uvolnění nesoudržné dislokační výplně, které je spojeno se stoupající vydatností přítoků důlních vod do hornických prací.

Při provádění průzkumu byla zvláštní pozornost věnována tektonickému postavení vápencové kry II, z níž přicházejí do důlních prací nejvydatnější přítoky důlních vod. Vápence v této tektonické kře jsou po chemické stránce málo čisté, převažují zde dolomitické vápence, velmi častá je intensivní silicifikace, kdy při styku s dacitem nebo dioritem dochází až ke kontaktním proměnám a vzniku hornin erlánovitého charakteru. Takové vápence mají přirozeně jen malý sklon ke krasovatění. Pro oběh podzemních vod ve vápencové kře jsou významnější otevřené pukliny a rozsáhlá poruchová pásma, často intensivně drcená. V dědičné štole Ferdinandově je možno pozorovat tektonickou puklinu ve vápencovém komplexu, která je zcela otevřená a místy až 7 cm mocná. Při průzkumu ložiska byla trvale věnována pozornost možnosti krasovatění vápenců, ale ani pracovníci závodu, ani hydrogeologové nenašli doposud ani náznaky krasovatění, jako jsou dutiny ve vápenci a j., naopak bylo vždy zjištěno různě intensivní prokřemenění nebo přítomnost většího dolomitického podílu ve vápenci. Nutno však zdůraznit neobyčejně intensivní tektonické porušení celé vápencové kry, které je způsobeno především tektonickou posicí, a které podmínilo průběh otevřených puklin a velkých tek-

tonických pásem v této kře. Ve vápencovém komplexu II jsou podzemní vody vázány stejně jako u hornin skalního podkladu na tektonické pukliny. Oběh podzemních vod je však mnohem intensivnější, protože pukliny mají značnou spojitost a větší délkový dosah, jsou často otevřené nebo tvoří drcená pásma o velkých mocnostech. Takový charakter puklin podmiňuje rychlý oběh podzemních vod a způsobuje značné přítoky vod do důlních prací, zejména v prvním období po naražení, kdy dochází k odvodňování statických zásob vod v puklinách. Popsaný charakter podzemních puklinových vod ve vápencích potvrzují i nepatrné krasové indicie při výchozu vápencové polohy na den, kde nacházíme jen pseudoškrapy zcela analogické výchozům dolomitických vápenců a dolomitů. Stejný charakter má i vápencový komplex I.

V horninách skalního podkladu jsou podzemní puklinové vody, které lze podle popsaného charakteru puklin a oběhu podzemních vod rozdělit do dvou skupin: jednak puklinové podzemní vody v mladých třetihorních vyvřelinách, které jsou v těsné spojitosti s oběhem vod na žilné výplni, jednak puklinové podzemní vody v tektonicky rozrušené vápencové kře, jejichž oběh je více či méně samostatný, podstatně intensivnější a je — jak v dalším bude prokázáno — spjat s vcezem vod z povrchových vodotečí.

b) Hydrogeologický charakter ložiska

Žíly Bieberova a Terezie jsou uloženy jako pravé žíly v mladotřetihorních vulkanitech a po hydrogeologické stránce jsou s nimi úplně analogické. Stejně jako mladovulkanické horniny jsou i obě rudní žíly postiženy drobným tektonickým rozpukáním. Některé pukliny v mladých vyvřelinách jsou průběhem žil přerušeny a cirkulace podzemních vod zde není spojitá. Žilná výplň je poměrně celistvá, jen místy v ní byly zjištěny drobné dutiny, které nemají na hydrogeologický charakter rudních žil podstatný vliv. Volné prostory a vydobyté partie ložiska nejsou zaplněny vodou a mají jen malý drenážní účinek. Přítoky důlních vod z dobývek jsou vždy nesoustředěné a jejich úhrnná vydatnost se pohybuje okolo 100 l/min. Také drenážní účinek starých dobývek nad úrovní Juraj štoly je malý a důlní vody odtékají odtud novými poruby na úroveň Ferdinandovy dědičné štoly.

c) Průlinové podzemní vody v pokryvných útvarech

V pokryvných útvarech, které jsou vyvinuty v nepravidelné mocnosti na horninách skalního podkladu, jsou lokálně vyvinuty samostatné a vzájemně nespojité obzory průlinových podzemních vod. Jejich napájení se děje přímým vsakem ovzdušných srážek. Odvodňování děje se jednak pramenními přelivy, jednak napájením puklinových podzemních vod v horninách skalního podkladu. Po tání sněhu nebo vydatných srážkách jsme pozorovali i přímé odvodňování

horizontů průlinových podzemních vod do koryt povrchových vodotečí, a to zejména u potoka Teren. Prameny jsou vyznačeny v přehledné mapě na obr. 2 a jsou označeny pořadovými čísly s velkým P. Bližší sledování vydatnosti, teploty a pH těchto pramenů v průběhu roku 1956 potvrdilo, že jde o ssuťové prameny, které vznikají odvodňováním jednotlivých obzorů průlinových podzemních vod v pokryvných útvarech.

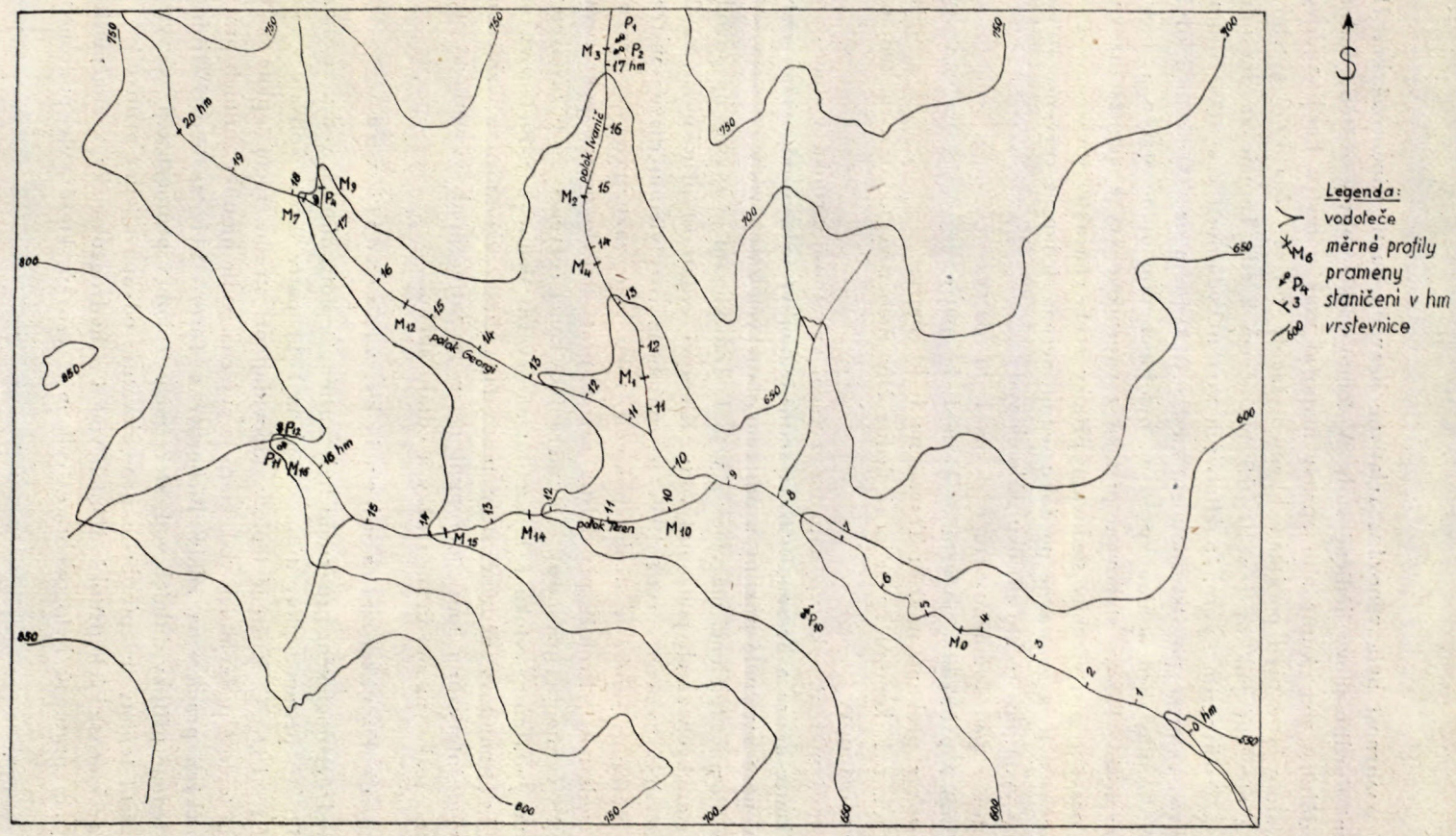
d) Důlní vody

V revíru Ferdinandovy dědičné štoly byla ke dni 20. 12. 1955 a 17. 7. 1956 sestavena bilance přítoků důlních vod:

	20. 12. 55	17. 7. 56
1. Přítoky důlních vod na I. hl. patře šachty		
a) přítok ze šachetního prostoru	25	25
b) přítok z hloubení šachty	260	115
c) přítoky z průzkumných vrtů		
VRT 1	190	30
VRT 2	960	330
d) přítoky z překopu na žílu Terezie celkem	450	1040
e) přítoky z překopu na žílu Bieberovu celkem	240	360
f) přítok ze zastaveného překopu na žílu Terezii (uzavřen hrází)	500	200
celkem	2625 l/min	2100 l/min
2. Přítoky z rozfárání žíly Terezie na obzoru Ferdinandovy dědičné štoly	300	307
3. Přítoky z rozfárání žíly Bieberovy na obzoru Ferdinandovy dědičné štoly	500	450
Revír Ferdinandovy dědičné štoly celkem	3425 l/min	2857 l/min

Podle sestavených bilancí je 75—80 % přítoků důlních vod vázáno na přítoky z vápencové kry, v níž je raženo I. hl. patro šachty. Tento poměr se ještě zvýší, připočteme-li k těmto přítokům i přítoky ze severních směrných prací na žíle Terezii, které jsou raženy rovněž v této vápencové kře. Celkový přítok z těchto prací byl 17. 7. 1956 roven 70 l/min a je v bilancii započten mezi přítoky z rozfárání žíly Terezie na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly.

Všechny přítoky na I. hl. patře šachty jsou přítoky soustředěné, drobné okolní výtoky v jejich blízkosti jsou k nim připočteny. Naproti tomu všechny přítoky na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly jsou nesoustředěné a výsledná čísla skládají se z řady dílčích měření. Ve všech případech jde o typické výrony z puklin, jen ve dvou případech jsou to přítoky z vrtných děr.



Obr. 2. Přehledná mapa.

Bližší pozornost byla věnována relativně bezvodé partii vápencové kry II na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly. V tomto úseku nebyly zjištěny žádné přítoky důlních vod. Autor této zprávy mapoval však v revíru Ferdinandovy dědičné štoly ještě před počátkem hloubení šachty v r. 1952 a 1953 a tehdy vytékal z otevřené pukliny cca 10—15 m směrem k žíle Terezie za dnešním hloubením šachty silný výron puklinových vod o vydatnosti cca 1000 l/min. Tento výron záhy po počátku hloubení klesl z 1000 l/min na 700 l/min a když hloubení dosáhlo zhruba hloubky 14 m, byl hloubením úplně stržen a musel být odčerpáván. Takové stahování přítoků z vápencové kry k nejnižší úrovni důlních prací je pro všechny sledované přítoky zcela charakteristické.

V roce 1956 byla soustavně po dobu sedmi měsíců (leden až červenec 1956) sledována vydatnost těchto přítoků důlních vod:

1. přítok z průzkumného vrtu č. 1. na I. hl. patře,
2. přítok z průzkumného vrtu č. 2. na I. hl. patře,
3. přítok z překopu na žílu Terezii na I. hl. patře,
4. přítok z I. komínu na severní sledné žíly Bieberovy na obzoru dědičné štoly Ferdinandovy.

Jednotlivá měření vykazují nápadné zvýšení vydatnosti přítoků v době tání sněhu (konec února a březen 1956). Ostatní jednotlivé výkyvy odpovídají vždy naražení nové zvodnělé pukliny a odtečení statických zásob vody po naražení. Setrvale klesající tendenci má výtok z vrtu 1. Toto klesání je závislé na odvodňování statických zásob podzemní vody. Klesající vydatnost přítoku z vrtu 2, která začíná v polovici června 1956, je způsobena rozptýlením dříve soustředěného výronu. Teprve v druhé polovině roku bylo zaznamenáno výrazné klesání vydatnosti. Protože při dalším ražení prací nebylo možno pokračovat v měření s vyhovující přesností, bylo měření ke konci července 1956 zastaveno.

Výkyvy vydatností výtoku z I. komínu na severní sledné žíly Bieberovy na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly postrádají bližší zákonitosti a vzhledem k časovým intervalům mezi měřeními nelze je zatím jinak vysvětlovat než okamžitou reakcí na ovzdušné srážky a odtání sněhu.

e) Fysikální a chemické vlastnosti vod

Při hydrogeologickém průzkumu byly zjištěny teploty důlních vod v rozmezí 9,5—13,6 °C, přitom teploty důlních vod na I. hl. patře šachty kolísaly v rozmezí 11,1—13,6 °C. Zjištěné teploty odpovídají při střední roční teplotě 8 °C normální teplotě podzemních vod, která je zvýšena podle hloubky důlních prací. V hornických pracích na žilách Bieberově a Terezii byly zjištěny i drobné nesoustředěné přítoky důlních vod, které měly teplotu v průměru o 1° C vyšší: toto zvýšení teploty je způsobeno proteplováním odkapávajícího přítoku.

Z charakteristických přítoků důlních vod a z hydrogeologicky význačnějších a stálejších pramenů bylo odebráno celkem 8 vzorků, které byly podrobeny

chemické analyse. Pode výsledků těchto analys je zřejmé rozmezí koncentrace vodíkových iontů, které se u důlních vod pohybuje mezi 6,8—7,3 a u pramenitých vod mezi 6,5—7,0. Hodnota pH je zde zřetelně ovlivněna geologickou stavbou: Přítoky přicházející z vápenců mají reakci neutrální až slabě zásaditou (vz. 23761, 23762, 23763), přítoky z mladých vyvřelin (vz. 23760, 23767, 24641, 24642) mají reakci slabě kyselou. Zkoumané vody nemají agresivní účinky a nemohou korodovati betonovou důlní výstuž, železnou výstroj a čerpadla.

Analogická závislost chemismu vody na geologické stavbě je patrná i u dalších hlavních složek analysovaných vzorků. Tak na příklad obsah HCO'_3 nižší než 50 mg/l vykazují opět všechny vzorky s oběhem vod v mladých vyvřelinách nebo v pokryvných útvarech (vz. 23760, 23767, 24640, 24641, 24642). Naproti tomu všechny vzorky vod s oběhem ve vápencích mají obsah HCO_3 vyšší než 200 mg/l. Tyto rozdíly jsou velmi výrazné. Rovněž obdobně jsou ve vodách obíhajících ve vápencích obsahy SO''_4 vyšší než 150 mg/l (vz. 23761, 23762, 23763), ve vodách s oběhem v mladých vyvřelinách pak nižší než 150 mg/l.

Uvedené závislosti se zcela obdobně obrážejí i v hodnotách pomíjivé a celkové tvrdosti.

Podle nízkého obsahu Cl' a stopového obsahu NO'_3 nejsou důlní ani pitné vody fekálně znečistěny.

Spektrální analysy jsou řadové v souhlase s chemickou analysou a podstatné komponenty jsou Ca, Mg, Si, Al, Fe.

Z výsledků provedených analys je patrné, že jen výjimečně (vz. 23763 — voda z vrtu 2 na I. hl. patře) přesahuje mineralisace 500 mg/l a podle obsahu rozpuštěných látek jde tedy o vody se střední mineralisací.

Zkoušené vody nevykazují využitelných komponent, radioaktivita zkoušena nebyla.

V dalším uvádíme výsledky chemických a spektrálních analys. Analysy provedlo Výzkumné středisko Františka Pošepného, Ústav pro výzkum rud, v Kutné Hoře.

Lokalisace vzorků

23761	přítok vody z vrtné díry 3 na I. hl. obzoru
23762	přítok vody z vrtné díry 1 na I. hl. obzoru
23763	přítok vody z vrtné díry 2 na I. hl. obzoru
23760	přítok vody z žíly Bieberova, I. komín severní směrná Ferdinandova dědičná štola
23767	přítok na Juraj štole u komína Xaver
24640	dolina potoka Ivánič, pramen P 2
24641	dolina potoka Georgi, pramen P 4
24642	Georgi potok v hm 1,0

Fysikální vlastnosti vzorků dle subjektivního posouzení

23761	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, tmavohnědá ssedlina
23762	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, rezavě hnědá ssedlina
23763	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, rezavá ssedlina
23760	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, bez usazeniny
23767	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, rezavě hnědá ssedlina
24640	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, bez usazeniny
24641	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, bez usazeniny
24642	voda čirá, bezbarvá, bez zápachu, bez usazeniny

Chemická analysa

Číslo analysy	pH	Tvrdost			CaO	MgO	Fe	Mn
		pomíjivá	stálá	celková				
23761	7,0	10,6	—	26,9	—	—	—	—
23762	7,0	12,4	—	40,8	—	—	—	—
23763	7,3	11,7	—	49,0	—	—	—	—
23760	6,5	1,4	—	9,2	—	—	—	—
23767	6,5	1,4	—	7,5	—	—	—	—
24640	7,0	1,6	0,3	1,9	1,4	0,5	0,3	st.
24641	6,5	1,1	0,6	1,7	1,2	0,5	0,2	st.
24642	6,5	0,8	0,7	1,5	1,1	0,4	0,3	st.

Číslo analysy	$Na_2O + K_2O$	SO_4''	Cl'	HCO_3''	NO_3'	NO_2'
23761	—	160,0	do 1	230,2	—	—
23762	—	312,0	do 1	269,2	—	—
23763	—	491,0	do 1	254,1	—	—
23760	—	121,9	1,8	30,5	—	—
23767	—	90,5	1,8	30,5	—	—
24640	16,0	14,0	5,0	35,0	—	—
24641	st.	18,0	3,0	24,0	—	—
24642	st.	14,0	3,0	18,0	—	—

Hodnoty tvrdosti pomíjivé, stálé a celkové a hodnoty CaO a MgO jsou značeny v německých stupních.

Ostatní hodnoty jsou uvedeny v mg/litr vzorku.

Chemické analysy provedl: Ing. J. Dempír.

Spektrální analysa

Spektrograf: Q 24,, elektrody: ČKD Stalingrad, fotomateriál: Foma s. o. El. podmínky: stř. oblouk 4—5 A, Gener. PS 39, vzdálenost elektrod: 3 mm, clona TV 10, diafr. 5 št. 0,003 mm, exposice: 30 sec, předjiskření: 0.

Číslo analysy	nad 1 %	1—0,1 0,1—0,01 %	pod 0,01 %	?
23761	Ca Mg Al Si	Fe Sr Ba F Mn Na	Ag Cd Cr Cu Ni Pb Ti Zn	
23762	Ca Mg Si	Al Sr Ba F Fe K Mn Na	Ag Cd Cu Hg Ni Pb Sn Ti Zn	Zr
23763	Ca Mg Si	Al Sr F Fe Mn Na	Ag Ba Cd Cu Pb Ti Zn Zr	Ni Sn
23760	Ca Mg Al Si	Fe Sr Zn Ba F Mn Na	Ag Cd Cr Cu Ni Pb Ti Zr	Sn
23767	Al Ca Mg	Na Sr Ba K	Ag Cd Co Cu Mn Mo Pb Sn Ti Zn Zr	Ga Ni
24640	Ca Mg	Al K Na Si Ba Fe Sr	Ag Cd Cr Cu Mn Mo Ni Pb Sn Ti Zn	
24641	Ca Mg	Al Ba Si Fe Na	Ag Cd Cu Mn Ni Pb Sn Sr Ti Zn	Cr
24642	Ca Mg Si	Al Ba Fe Na Ti	Ag Cd Cu Mn Ni Pb Sn Sr Zn Zr	

Spektrální analysy provedl: Ing. J. Litomiský.

f) Ověření vcezování vody a cirkulace puklinových podzemních vod

Ve dnech 11. a 12. června 1956 byly podrobně proměřeny povrchové vodoteče, a to potoky Georgi, Iványč a Teren. Měření bylo prováděno odměrnou nádobou při přehražení celého průtočného profilu pomocí štítového korýtka. Měrné profily jsou vyznačeny v přehledné mapě na obr. 2. Staničení je provedeno směrem proti vodě s umístěním společného nultého hm proti vyústění výtoku důlních vod Ferdinandovy dědičné štoly do potoka Georgi. Výsledky měření uvádíme v přehledné tabulce:

Potok Georgi

profil M	0	hm	4,0	průtočné množství	Q =	0
profil M	7	hm	17,7	průtočné množství	Q =	108 l/min.
profil M	9	hm	17,6	průtočné množství	Q =	27 l/min
profil M	12	hm	15,5	průtočné množství	Q =	102 l/min.

Ztrácení vody v potoce Georgi bylo zjištěno při průtoku 108 l/min v profilu M 7 a k vcezu docházelo v hm 12,5 až 13,4, t. j. v délce 90 m.

Potok Iváníč

profil M	1	hm	11,5	průtočné množství	Q =	0
profil M	2	hm	14,9	průtočné množství	Q =	0
profil M	3	hm	17,3	průtočné množství	Q =	0
profil M	4	hm	13,7	průtočné množství	Q =	4,2 l/min

Ztrácení vody v potoce Iváníč bylo zjištěno při průtoku 4,2 l/min v profilu M 4 a ke vcezu docházelo v hm 13,5 až 13,9, t. j. v délce 40 m.

Potok Teren

profil M	10	hm	10,2	průtočné množství	Q =	0
profil M	14	hm	12,4	průtočné množství	Q =	24 l/min
profil M	15	hm	13,8	průtočné množství	Q =	40 l/min
profil M	16	hm	16,2	průtočné množství	Q =	42 l/min

Zrácení vody v potoce Teren bylo zjištěno při průtoku 40 l/min v profilu M 15 a ke vcezu docházelo v hm 12,1 až 13,5, t. j. v délce 140 m.

Označení profilů je provedeno podle terénního zápisníku (12) a vzhledem k hydrogeologickému profilování širší oblasti nebylo již uspořádáno dle pořadových čísel.

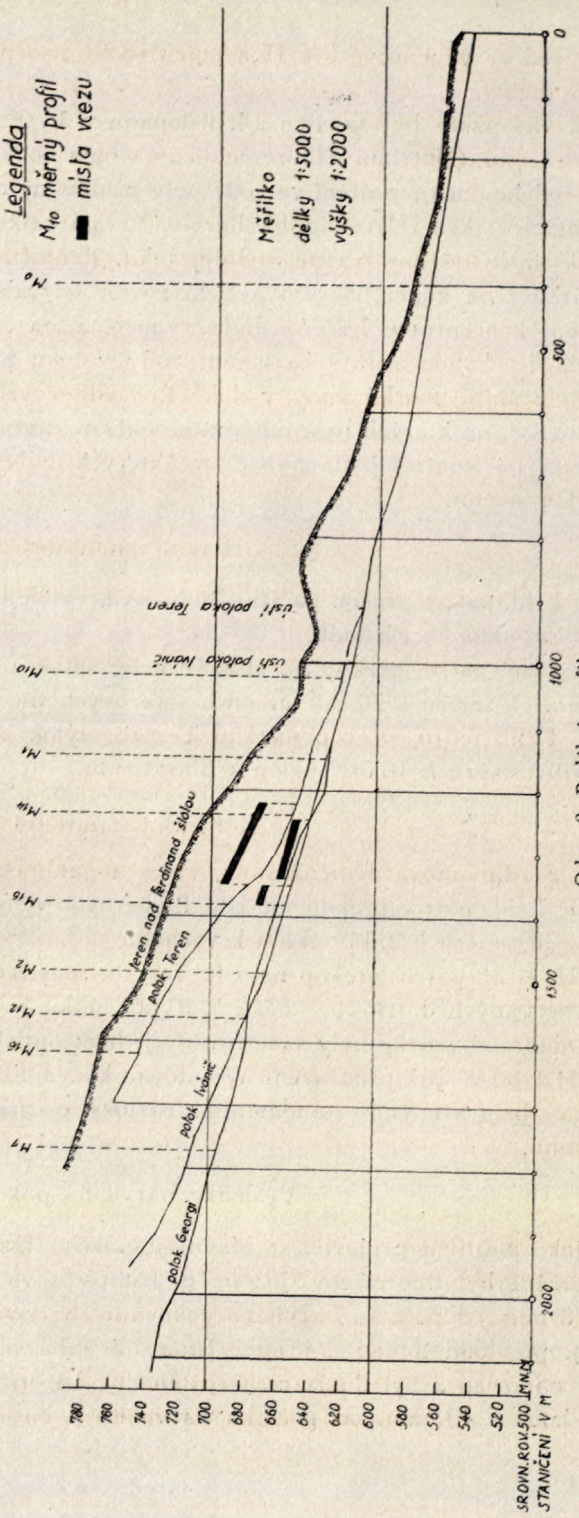
Vzhledem k tomu, že potoční koryta jsou balvanitá, většinou zahloubena a často se v nich objevují výchozy a polovýchozy hornin skalního podkladu, je možno vyloučit vcezování vody do pokryvných útvarů a provedená měření považovat za postačující důkaz o vcezování vody do hornin skalního podkladu. Kromě provedených měření bylo další vcezování potoční vody pozorováno ve dnech 20. a 21. prosince 1955 v dolině potoka Georgi. Ke vcezování docházelo v hm 6,0—6,7, t. j. v délce 70 m a vcezované množství vody obnášelo 585 l/min. Pozorování vcezování vody nutno hodnotit v závislosti na současně panujícím počasí a na ročním období. Je samozřejmé, že zjištěná množství ze suché červnové periody se podstatně zvýší po vydatných deštích nebo na jaře po odtání sněhu. Dokladem toho je měření prosincové, které bylo prováděno

v době náhlého odtání značné sněhové pokrývky a představovalo prudkou špičku. Zjištěné hodnoty vsaku v l/min. nepředstavují proto čísla konečná, ale je nutno je uvažovat jako hodnoty minimální.

Vcezování vody bylo dále sledováno vzhledem ke geologickému složení hornin skalního podkladu a bylo zjištěno (na základě geologické mapy ZSRP a kontrolních tur v terénu), že ke vcezu dochází v dolomitických vápencích vápencové kry II. Vzhledem k velikosti vcezovaného množství byl potok Iváníč z dalšího sledování vyloučen a pozornost věnována vcezu na potoce Georgi. Sledování bylo prováděno dále proto, že vydatné přítoky důlních vod na I. hl. patře šachty přicházejí rovněž k vápencové kry II.

Místa, na nichž bylo měřením zjištěno vcezování potoční vody do hornin skalního podkladu, jsou zanešena a zvláště vyznačena v podélném profilu na obr. 3.

V době analogických srážkových poměrů, t. j. v období podzimního minima, byl na místě vcezování vody do koryta potoka Georgi proveden barvicí pokus fluoresceinem, jehož úkolem bylo ověřit cirkulaci puklinových podzem-



Obr. 3. Podélný profil.

ních vod ve vápencové kře II a jejich spojitost s přítoky důlních vod na I. hl. patře šachty.

Barvicí pokus byl zahájen 14. listopadu v 11,00 hod. Celková dávka 2000 g fluoresceinu (Natrium Fluoresceinicum) byla rozvážena na dvacet dílů, které po předchozím rozpuštění ve vodě byly přidávány do potoka pravidelně po šesti minutách, takže celková doba barvení trvala celkem 120 minut při velmi setrvalé intensitě barviva ve vodním toku. Průtočné množství bylo měřeno na počátku i na konci barvení a bylo rovno setrvalému průtoku 180 l/min. Počáteční koncentrace barviva byla vypočtena na základě těchto údajů a byla rovna 10^{-4}. Současně s barvením vody v toku potoka Georgi bylo započato s odebíráním vzorků vody v dole. Pro odběr vzorků byla určena tři hlavní stanoviště, na kterých byla odebírána voda v intervalu dvaceti minut. Dále byla určena tři kontrolní stanoviště, na kterých byla odebírána voda jednou za každou směnu.

Hlavní stanoviště

1. I. hl. patro, překop na žílu Bieberovu, výtok z pukliny ve vápencích směru *h* 2/45° úklon k východu,

2. I. hl. patro, překop na žílu Terezie, výtok z mohutné poruchové zony ve vápencích směru *h* 10/80° úklon k severovýchodu,

3. I. hl. patro, překop na žílu Terezii, výtok z pukliny v propylitisovaném dioritu, směru *h* 10/70° úklon k jihozápadu.

Kontrolní stanoviště

I. Ferdinandova dědičná štola, výtok z puklinek v amfibolitickém dacitu,

II. I. hl. patro, překop na žílu Bieberovu, výtok z otevřené pukliny ve vápencích, směru *h* 2/45° úklon k východu.

III. I. hl. patro, překop na žílu Terezii, soustředěný přítok z pukliny v propylitisovaných dioritech, směru *h* 10/50° úklon k jihozápadu.

Odebrané vzorky byly vyšetřovány jednak opticky, jednak pomocí UV lampy LUMA 80 W při předřazení Woodova skla, a to vždy srovnáváním s laboratorně připravenými standartními roztoky o známé koncentraci sestaveného etalonu.

Výsledky barvicího pokusu

Jako positivní projevilo se hlavní stanoviště 1 a hlavní stanoviště 2. Na stanovišti 1 byl fluorescein zjištěn 16. listopadu ve 02,18 hod., t. j. po 63 hod. a 18 min. od počátku barvicího pokusu a zbarvení bylo patrné do 04,42 hod., t. j. po dobu 2 hod. 24 min. Intensita zabarvení odpovídala zředění 10^{-9}. Na stanovišti 2 byl fluorescein zjištěn dne 14. listopadu ve 20,20 hod., t. j. po 32 hod. a 40 min. od počátku barvicího pokusu a zbarvení bylo patrné do

15. listopadu do 01,40 hod., t. j. po dobu 5 hod. 20 min. Intensita zabarvení odpovídala zředění 10^{-9}

Negativní bylo hlavní stanoviště 3, které plně potvrdilo popsaný charakter samostatného režimu puklinových podzemních vod ve vápencové kře, neboť vyšetřované přítoky vod na hlavním stanovišti 3 a na kontrolních stanovištích I a III přicházejí buď z dioritu nebo z amfibolického dacitu, t. j. z hornin, v nichž puklinové podzemní vody mají samostatný režim, který není ovlivněn vcezováním vod z potoka Georgi. *Provedení pokusu potvrdilo plně naše předchozí pozorování o dvou režimech puklinových podzemních vod: ve vápencích a v mladých vyvřelinách.* Uvedená pozorování a jejich výsledky potvrzuje dále celá serie občasných vzorků, které byly odebrány z drobných výronů na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly. Positivní byly toliko vzorky z dolomitického vápence na severní sledné žíly Terezie, negativní všechny ostatní (diority — žíla Terezie, jižní sledná a počátek severní sledné, amfibolické dacity — severní sledná žíly Bieberovy, hlavní překop).

Uvedené výsledky barvicího pokusu potvrdily rovněž přímý podíl vcezované vody potoka Georgi na zvětšování vydatnosti přítoků důlních vod, které přicházejí z vápencové kry na I. hl. patře šachty, a to pro období, v němž byl bravicí pokus prováděn pro průměrné průtočné množství 180 l/min.

g) Režim podzemních vod

Puklinové i průlinové podzemní vody jsou napájeny z přirozené územní retence vsakem srážkových vod. Infiltrace je podporována vegetativním pokryvem terénu a střední až dobrou propustností pokryvných útvarů.

Kromě toho bylo zjištěno přímé doplňování nádrže puklinových vod v dolomitických vápencích (vápencová kra II) vcezem potoka Goergi a potoka Iváníč.

Vzhledem ke konfiguraci terénu jsou průlinové i puklinové podzemní vody ve vzájemné hydrologické spojitosti a přírodní přelivy nádrže puklinových vod (zejména nádrže v mladých vyvřelinách) se odvodňují přímo do pokryvných útvarů. Vzhledem k popsanému charakteru puklin nemá nádrž puklinových podzemních vod spojitou hladinu, ale je ovlivněna jak průběhem otevřených a dobře propustných puklin, tak průběhem puklin a tektonických pásem s mylonity, které jsou málo propustné. Cirkulace podzemních vod a vytvoření spojitých drah oběhu podzemní vody odlišují velmi výrazně puklinové podzemní vody ve vápencích od puklinových podzemních vod ve třetihorních vyvřelinách. Podle přítoků v důlních pracích jsou režimy těchto puklinových vod značně samostatné a navzájem nesouvislé. To potvrzuje jak hydrochemický charakter podzemních vod, tak sledování oběhu podzemních vod při barvicím pokusu.

Přítoky důlních vod jsou ovlivněny režimem puklinových podzemních vod v závislosti na přímém drenážním účinku hornických prací. Vydatné přítoky jsou soustředěny na t. č. nejhlubší patro ražené ve vápencové kře II (I. hl.

patro). Takový vydatný přítok vytékal před počátkem hloubení šachty na úrovni Ferdinandovy dědičné štoly. Do hornických prací, ražených v mladých vyvřelinách nebo sledně po rudních žilách přicházejí jen malé nesoustředěné přítoky důlních vod. Tyto rozdíly jsou podmíněny samostatností obou režimů puklinových podzemních vod. Jednotlivé přítoky důlních vod vznikají naražením zvodnělé pukliny hornickou prací, po kratší nebo delší době po naražení takové pukliny dochází pak ke snížení vydatnosti přítoku: Tento pokles je způsoben odtečením statické zásoby podzemních vod v puklinách. Jako příklad uvádíme výtok z vrtné díry 1 na I. hl. patře nebo výtok z vrtné díry 2 na I. hl. patře (srovnej bilance přítoků důlních vod). K úplnému odtečení dochází jen zřídka a hornická práce tak trvale odvádí dynamické (doplňované) zásoby podzemních vod.

Mineralisaci získává důlní voda v sestupné dráze puklin skalního podkladu, nejvyšší mineralisaci mají výtoky v zápencové kry II. Podle výsledků barvicího pokusu trvá cirkulace vod mezi údolím potoka Georgi a I. hl. patrem šachty 2—3 dny. Stejné časové rozpětí ovlivňuje i zvýšení nebo snížení přítoků důlních vod v závislosti na ovzdušných srážkách.

7. Snížení přítoků důlních vod a možnosti definitivního odvodnění revíru Ferdinandovy dědičné štoly

Podle výsledků detailního měření průtočných množství potoka Georgi a podle výsledků barvicího pokusu je dostatečně prokázáno, že vcezem potoční vody přichází do důlních prací přítok o vydatnosti 108—180 l/min., t. j. průměrně okolo 150 l/min. Po vydatných deštích a odtání sněhu se toto množství vydatně zvyšuje.

Místo vcezu je označeno v podélném profilu, který je na obr. 3. Kromě toho je místo určeno přesným staničením. Vzhledem k hydrogeologické posici, rozpukání a režimu důlních vod ve vápencové kře II je však patrné, že ke vcezu může docházet na celém úseku vápencové kry, kterým protékají povrchové vodoteče. U potoka Georgi je to úsek v délce 410 m (mezi hm 11,2—15,3), u potoka Iványč je to úsek v délce 260 m (mezi hm 11,6 až 14,2). *Vzhledem ke zjištěným průtočným množstvím přichází v úvahu především koryto potoka Georgi.*

Snížení přítoků důlních vod je možno dosáhnouti převedením potoka Georgi v celém úseku vápencové kry ve vodotěsném dřevěném žlabu, a to vzhledem ke spádovým poměrům a přirozenému stavu potočního koryta ve žlabu nezahloubeném. S ohledem na značný spád a materiál nevycházejí příčné profily žlabů velké. Dimense žlabů je provedena podle výpočtu pro katastrofální průtočné množství pro průtok 12,7 l/sec, kdy vychází rozměr 250×150 mm.

Definitivní odvodnění revíru Ferdinandovy dědičné štoly bez nákladu na

čerpání důlních vod na den (jejichž přítoky se budou zvětšováním hloubky zvyšovat) bude možné jedině odvedením důlních vod z tohoto revíru do Voznické dědičné štoly. Tato možnost je sice dlouhodobá, ale poskytuje jediné vyhovující, ekonomické a trvalé řešení. Odvedení vody z revíru Ferdinandovy dědičné štoly do Voznické dědičné štoly je však především závislé na provedení rekonstrukce Voznické dědičné štoly. Tato rekonstrukce dědičné štoly jeví se čím dál tím nezbytnější. Další, stejně obtížnou podmínkou, bude převedení důlních vod z revíru Ferdinandovy dědičné štoly po XII. obzoru Juraj pole k dědičné štole Voznické. Pod XII. obzorem Juraj pole jsou na žíle Špitálské dobývky a přes ně musí být převedení provedeno vodotěsně. To znamená výstavbu dřevěného vodotěsného koryta a místy i betonových žlabů (v okolí sýpek a komínů). Snazší je již odvedení vody z revíru Ferdinandovy dědičné štoly na XII. obzor Juraj pole: Dojde k tomu prohloubením šachty na úroveň XII. obzoru a prodloužením chodby v Juraj poli až k náraží v úrovni XII. patra. V případě, že generální oprava Voznické dědičné štoly a vodotěsné převedení vod na XII. patře v Juraj poli by bylo provedeno před ukončením hloubení šachty na XII. patro, spojení lze dosáhnouti i provedením vrtu o větším průměru, který by byl nafárán z XII. patra v Juraj poli.

Předběžně lze uvažovat o provedení vrtu ∅ 210 mm s definitivními pažnicemi ∅ 206 mm. Místo tohoto vrtu je nutno dodatečně určit s ohledem na projekty geologicko-průzkumných prací v revíru Ferdinandovy dědičné štoly a podle projektů otvírky dalších hlubokých pater.

Problém definitivního odvedení důlních vod z revíru Ferdinandovy dědičné štoly je však především vázán na výsledek geologicko-průzkumných prací pod úrovní Ferdinandovy dědičné štoly, rudní obsah a mocnost žil Terezie a Bieberovy.

8. Závěr

Revír Ferdinandovy dědičné štoly leží v nadmořské výšce 552 až 750 m nad mořem a náleží do povodí Hronu. Roční úhrn srážek je v průměru 823 m, střední roční teplota 8 °C.

Území je budováno mladotřetihorními vyvřelinami, v nichž jsou epigenetické rudní žíly s polymetalickým rudním obsahem: Žíla Bieberova je v dacitu a má směr *h* 1 s úklonem 70—80° k východojihovýchodu, žíla Terezie je v dioritu a má směr *h* 1—2 s úklonem 75° k západoseverozápadu. V území mezi oběma rudními žilami je tektonický útržek dolomitického vápence jako zbytek staré praevulkanické stavby. Při styku vápence s mladými eruptivy jsou vyvinuty kontaktní zony.

V třetihorních vyvřelinách i v dolomitických vápencích cirkulují podzemní puklinové vody, jejich režimy jsou však vzájemně samostatné a liší se nejen vydatností, ale i chemismem.

Puklinové vody jsou v hydrologické spojitosti s průlinovými vodami v pokryvných útvarech. Napájení se děje vsakem ovzdušných srážek a vcezem z povrchových dovotečí. Důlní vody drainují puklinové podzemní vody, největší přítoky jsou z puklin ve vápencové kře na I. hl. patře šachty. Důlní vody mají teplotu okolo 9,5—13,6 °C, jeví střední (puklinové vody z vápenců) až slabou mineralisaci (puklinové vody z třetihorních vyvřelin). Hodnota pH se pohybuje mezi pH 6,5—7,3. Důlní vody nejsou tedy agresivní. Přítoky důlních vod na ložisku zmáhají čtyři čerpadla, průměrný přítok je vyšší než 2000 l/min. a po část roku sa pohybuje okolo 2500 l/min.

21. VIII. 1957

Ústav pro výzkum rud,
Praha XV

LITERATURA

[1] Hercog Fr., Pacovský J., Vosáhlo Vl., 1956: Pozorování a měření provedená na ložisku a provedení barvicího pokusu. — [2] Szabó J., Gezell S., Czeh L., 1883: A selmeczi bányavidék érctelér vonulatai, Budapest. — [3] Lukáč R., 1955. Geologický profil Ferdinandovou štolou. Nepublikováno. — [4] Zeman J., 1953: Zpráva o geologickém mapování a geologická mapa 1 : 25 000 v oblasti Banská Belá—Kozelník. ZSRP. (Rukopis.) — [5] Michálek O., 1953: Zpráva o geologickém mapování a geologická mapa 1 : 25 000 v oblasti Šobov—Sklenné Teplice. ZSRP. (Rukopis.) — [6] Harazim J., 1955: Geologická mapa 1 : 5000 Banská Štiavnica. ZSRP. — [7] Bergfest A., 1954: Banská Štiavnica II, Banská Belá. Ústredný banský archív pre Slovensko. — [8] Bergfest A., 1938: Baníctvo v Banskej Štiavnici. Sborník spojeného banského revíru pre Slovensko I. Bratislava. — [9] Klír St., 1956: Předběžná zpráva o hydrogeologických poměrech revíru Ferdinandovy dědičné štoly v Banské Štiavnici. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [10] Klír St.—Zeman J., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG. Praha. — [11] Fiala Fr., 1957: Výskyt třetihorních hlubinných vyvřelin v severním poli XII. ozboru šachty Zikmud v Banské Štiavnici. Sborník banského múzea Dionýza Štúra I. Banská Štiavnica. — [12] Vosáhlo Vl., 1954: Zpráva o hydrogeologických poměrech na lokalitě Banská Štiavnica. Ústav pro výzkum rud. Kutná Hora. — [13] Klimatická data pro oblast Banská Štiavnica. Hydrometeorologický ústav, odbor klimatologie Slovenska. Bratislava 1956. — [14] Hydrotechnická data pro oblast Banská Štiavnica. Hydrometeorologický ústav, odbor hydrologie Slovenska. Bratislava 1956. — [15] Chemické a spektrální analysy vzorků vod. Výzkumné středisko Františka Pošepného, Ústav pro výzkum rud. Kutná Hora 1956.

STANISLAV KLIR

HYDROGEOLOGIE DES REVIERS DES FERDINAND-ERBSTOLLENS IN BANSKÁ ŠTIAVNICA

Das Revier des Ferdinand-Erbstollens liegt 552 bis 750 m über dem Meeresspiegel und gehört in das Flussgebiet des Flusses Hron. Die jährlichen Niederschläge betragen durchschnittlich 823 mm, die durchschnittliche Jahrestemperatur 8 °C.

Das Gebiet wird durch jungtertiäre Eruptivgesteine gebaut, in dennen sich epigenetische Erzgänge mit polymetalischem Erzgehalte befinden: der Bieber-Gang läuft im Dazit und besitzt ein h 1 Streichen und 70—80° OSO Fallen, der Theresia-Gang läuft im Diorit, besitzt ein Streichen von h 1—2 und 75° Fallen gegen WNW. Im Gebiete zwischen den beiden Erzgängen befindet sich ein tektonisches Fragment dolomitischer Kalksteine, als Überrest des alten praewulkanischen Baues. Am Kontakte des Kalksteines mit den jungen Eruptivgesteinen sind Kontaktzonen entwickelt.

In den tertiären Eruptivgesteinen und in den dolomitischen Kalksteinen zirkulieren unterirdische Kluftwässer, deren Regime jedoch selbständig sind und sich nicht nur durch Ausgiebigkeit, sondern auch durch den Chemismus unterscheiden.

Die Kluftwässer stehen im hydrologischen Zusammenhange mit den Sickerwässern in den Deckgebilden. Die Speisung geschieht durch Einsickerung des Wassers aus atmosphärischen Niederschlägen und aus den oberirdischen Flüssen. Die Grubenwässer dränieren die unterirdischen Kluftwässer, die grössten Zuflüsse stammen aus den Klüften in der Kalksteinscholle am I. Tiefsohle des Schachtes. Die Grubenwässer haben eine Temperatur gegen 9,5—13,6 °C, weisen eine mittlere (Kluftwässer aus den Kalksteinen) bis schwache (Kluftwässer aus den tertiären Eruptivgesteinen) Mineralisation aus. Der pH-Wert bewegt sich zwischen 6,5—7,3. Die Grubenwässer sind also nicht aggresiv. Der durchschnittliche Zufluss ist höher als 2000 l/min. und in einem Teil des Jahres bewegt er sich gegen 2500 l/min.

21. VIII. 1957

Institut für Erzforschung,
Praha XV

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

ALBÍN KLINEC

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O MAPOVANÍ V CENTRÁLNEJ ČASTI GEMERÍD MEDZI SMOLNÍKOM A DRNAVOU

(Nemecké resumé)

Roku 1957 som robil geologické mapovanie v centrálnej časti gemeríd.

Predmetné územie je budované takými geologickými jednotkami, či sériami, ktoré sa zúčasňujú na stavbe gemeríd temer v celom ich rozšírení ako základné stavebné jednotky. Pokladám preto za nevyhnutné uviesť okrem ich rozšírenia aj nové poznatky, ktoré budú ich existenciu dokumentovať.

Najprv uvediem, o ktoré série ide, v ďalšom urobím v podobe jednotlivých bodov ich stručnú analýzu.

a) Gelnická séria, b) fylit-diabázová séria, c) karbón, d) druhohory Slovenského krasu.

Pred vlastnou rozpravou o gelnickej sérii (M a t ě j k a — Z e l e n k a 1927), ktorá odpovedá sérii porfyroidovej (R o z l o z s n i k 1935) alebo kambrosilúrskej (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1953), musím sa stručne zmieniť o názoroch, ktoré sa priamo týkajú jej vymedzenia a rozšírenia v študovanom území.

V rokoch 1950—1951 pracoval v tomto území Kuthan, ktorý začlenil predmetné územie do gelnickej série, ktorú tu rozdelil na drnavskú a uhorniansku. Geologickým vekom odpovedali by podľa neho tieto dve čiastkové série silúru a devónu. Okrem spomínaných sérií odlišoval tu K u t h a n ešte horniny rožňavsko-železníckej séria (Š u f 1936), ale v inom rozsahu ako Šuf, keďže zistil, že Šufovo spodné oddelenie tejto série je neoddeliteľnou súčiastkou série gelnickej.

Proti Kuthanovmu ponímaniu a vymedzeniu drnavskej a uhornianskej série vyskytli sa námietky hlavne zo strany J. K a m e n i c k é h o 1951, M. M a h e ľ a 1951 a J. I l a v s k é h o 1952, ktorí zastávali názor, že tu ide o jedinú sériu.

Neskoršie M a h e ľ (1953) prináša rad pozmeňovacích návrhov k práci

Fusána — Kamenického — Kuthana (1953). Okrem iného Maheľ v svojej práci píše, že rozlišovanie drnavskej a uhorninanskej série je umelé a neodpovedá faktom. Ide tu o jedinú staropaleozoickú sériu predstavujúcu flyšovú formáciu s kyslým submaridným vulkanizmom (Maheľ 1953).

Tieto koncepcie boli pozmenené a doplnené roku 1953 Fusánom — Máškom — Zoubkom, pričom Máška neskôr zistil, že Kuthanom vymedzená drnavská séria (v študovanom území) zahrňuje aj časť mladého paleozoika — spodný karbón. Ide temer o všetky výskyty spodného oddelenia rožňavsko-železníckej série (Šuf 1936). (Časť Kuthanovej drnavskej série pokladá za spodný karbón aj Fusán — územie lemujúce Haraszt, severne od Drnavy.) Koncepciu rozlišovania drnavskej a uhornianskej série na základe svojej práce v predmetnom území Máška zamietol. Gelnickú sériu ponecháva, avšak prináša do nej novú náplň, pričom svoju predstavu o tejto veci podáva v zpráve (1956).

Máška tu vyčleňuje časť starého paleozoika (v predmetnom území) — Kuthanovu drnavskú sériu ako sériu mladopaleozoickú — spodnokarbónsku a označuje ju ako pipítska séria (Máška 1956).

Odlišovacím kritériom Máškovým bola drobná tektonika, faciálno-petrografické odlišnosti hornín gelnickej a pipítskej série, drobné konglomeráty, o ktorých sa domnieva, že ich materiál pochádza už zo staršej série gelnickej. O zlepencoch, nachádzajúcich sa vo vyšších stratigrafických úrovniach pipítskej série (napr. na Döku) píše, že z materiálu ich úlomkov sa dá bezpečne zistiť, že tu ide o horniny gelnickej série (napr. typické lydity a pod.).

Máška ďalej píše, že diskordantné uloženie pipítskej série na gelnickej sa dá doložiť uložením v prírode.

Po tomto nevyhnutnom stručnom prehľade vývinu názorov na geológiu tohto územia predkladám svoje pozorovania.

a) Gelnická séria, do ktorej zahrňujem v študovanom území horniny drnavskej a uhornianskej série (Kuthan 1950) a z ktorej (gelnickej) Máška vyčlenil pipítsku sériu (Máška 1956), je jednou sériou (kambro-silúrskou ?). Budem ju preto v ďalšom označovať len ako gelnická séria. Sedimentácia hornín gelnickej série je nepretržitá aj keď došlo počas ich usadzovania k istým tektonickým pochodom.

Jednotnosť tejto série dokumentujú tieto novozistené fakty a pozorovania. Smer súvrstiev tejto série v oblasti Smolníka je východ-západ, úklon je k juhu. V území Kovandskej doliny južne od Uhornianskeho Mýta a jazera sa vrstvy stáčajú prudko na juhozápad až juh, pričom hodnoty sklonu sa pohybujú v medziach 50—90 stupňov k juhovýchodu až východu. Je teda toto súvrstvie prudko uklonené. V tej časti gelnickej série, ktorú Kuthan vyčlenil ako drnavskú a ktorú Fusán sčasti, Máška celú v študovanej oblasti považujú za spodnokarbónsku (pipítska séria, Máška 1956), zistil som početné porfyroidové telesá, malé i väčšie. (Napr. v doline Beckengrund 4 telesá, dve väčšie, dve menšie.

Južne od Pipítky, nad dolinou Banya-potok jedno veľké a jedno menšie porfyroidové teleso a nakoniec pod samou rožňavsko-železníckou sériou pri Drnave jedno menšie porfyroidové teleso. Severne od Pipítky, v území Máškovej pipítskej série je ešte veľká masa porfyroidov a tiež dve hrubé polohy porfyroidových tufov).

Všetky tieto výskyty sú priamo v predpokladanom spodnokarbónskom súvrství.

Už známe zlepence (lepšie je ich označiť ako brekcie Döku) spolu s početnými novými, mnou zistenými výskytmi považujem za intraformačné. Materiál týchto brekcií je neopracovaný a pochádza zo samej série, pričom ide o kúsky spevneného ílu, až neskôr spolu s celou sériou metamorfované. (Brekcia je zložená prevažne z lyditov, čiernych bridlíc a sporadicky obsahuje i drobné kremenné valúniky, metamorfované až po stmelení tohto materiálu.) Ak by tu išlo o spodný karbón, musel by obsahovať tento zlepenec kúsky fylit-diabázovej série, ktorú som v tomo území bezpečne preukázal.

Ďalším presvedčivým dôkazom, že tu nejde o sériu spodnokarbónsku, je séria fylit-diabázová, ktorá leží horizontálne, teda diskordantne na spomínanej gelnickej (Máškovej pipítskej) sérii, pričom ani smery ani sklony vrstiev nie sú zhodné — o čom sa zmienim ešte neskoršie.

V území gelnickej série, severne od Uhornej, v doline Uhorná potok, 500 m SSV od k. 909 m v malom hrebienku zistil som nový menší masív gemeridných granitov, ktorý je najmladšou horninou v študovanom území.

Ide o drobnozrnný až strednozrnný, silne kremitý, živcami bohatý granit. Obsahuje tiež tmavý turmalín. Hornina je temer nezasiahnutá tlakmi, neprejavuje znaky usmernenia. Vzhľadom sa najviac podobá okrajovým fáciám betliarskeho granitu.

b) Fylit-diabázová séria (Zelenka 1927). Na juhu gemeríd v okolí Štósu vymedzil túto sériu roku 1953 Fusán na základe podobnosti jej hornín s horninami hlavného fylit-diabázového pruhu na severe. Výskyty hornín fylit-diabázovej série boli Fusánovi známe tiež západne od Veľkého uhliska k. 971 m, odkiaľ spomína šošovku diabázov. Súvislú hranicu fylit-diabázovej série však Fusán kládol východne až do údolia Bodvy, kde sú jej horniny typicky vyvinuté, pričom sa domnieval, že vo vyznačenom teréne netvorí už táto séria súvislé pásmo.

Po podrobnom geologickom mapovaní vo vymedzenom území som zistil jasne diskordantný styk medzi sériou gelnickou a fylit-diabázovou. (Nie sú zhodné ani smery, ale hlavne sklon týchto sérií je rozdielny.) Fylit-diabázová séria spočíva totiž ložne, temer vodorovne na príkro uklonenej sérii gelnickej.

Spišská fáza, preukázaná Máškom 1953 v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, je teda jasne i tu preukázaná. Ide o jednu z fáz kaledónskeho vývinového cyklu.

K otázke sedimentácie tejto série podotýkam, že je odlišná od sedimentačných pomerov gelnickej série. Odraz vývinu geotektonických pomerov prejavil sa v zmene celkovej sedimentácie. Usadzované súvrstvia nejavia ten typicky flyšový vývin, aký poznáme v sérii gelnickej. Ako celok je táto séria monotónnejšia. Okrem zelených a fialových fylitov zistil som v uvedenom území tiež diabázy, diabázové tufy a tufity. V poslednom prípade ide o páskované, silne kremité horniny, ktoré sú drobno vráskované do ležatých alebo šikmých vrások. Najkrajší ich odkryv nachádza sa na k. 817 m nad dolinou Beckengrund. Pod ním zo západnej strany nachádza sa aj odkryv typických diabázov. Podobne sa nachádzajú diabázy pod Koniarskou lúkou v svahu nad Kovandskou dolinou.

Sedimentačný cyklus fylit-diabázovej série je ukončený vrásnením a metamorfózou. Podobne aj po ukončení sedimentácie gelnickej série odohralo sa silné vrásnenie, metamorfózu však tu neviem bezpečne preukázať, lebo jej pôvodný charakter je mladšími pochodmi zastretý. Pri porovnaní metamorfných produktov, mechanicky podobných fylitov gelnickej a fylit-diabázovej série, ukazujú sa tieto odlišnosti:

a) Čierne bridlice gelnickej série vyznačujú sa pravidelnejšími plochami odlomu. Pri pohľade z profilu — kolmo na bridličnatosť pozorovať vyšší lesk ako na podobných horninách fylit-diabázovej série.

b) Bridlice fylit-diabázovej série vyznačujú sa nerovnými plochami odlomu, trieskovitým rozpadom, častým, nepravidelne rozmiestneným „vypoteným" kremeňom, zdureným do šošoviek a pod. (Domnievam sa, že práve tento kremeň spôsobuje tú uvedenú nepravidelnosť.) Plochy klomé na bridličnatosť sú typické matným, zamatovým leskom.

Odlíšiť tieto dve série (gelnickú a fylit-diabázovú) je možné na základe sledovania vrstevnatosti, odlišného sedimentárneho vývinu sérií ako celkov a na základe petrografickej odlišnosti hornín a rozdielneho vulkanizmu. Istá rozdielnosť týchto dvoch komplexov sa nám prejaví aj z väčšieho množstva meraní bridličnatosti týchto celkov. (Mladšia bridličnatosť síce útvar veľmi nerešpektuje, ale predsa sa do určitej miery prispôsobuje hlavným štruktúram — vrstevnatosti. V gelnickej sérii je sklon bridličnatosti príkrejší ako vo fylit-diabázovej sérii.) Toto pozorovanie môžem dokumentovať nameranými hodnotami.

Hranica fylit-diabázovej série zo severu ide od najvyššieho bodu cesty Štós—Smolník (k. 783 m) približne ku k. 676 m južne nad Smolníkom. Odtiaľ ide temer po vrstevnici ponad dolinu Beckengrund smerom SZ—JV, až temer po líniu vymedzenú k. 798 m—656 m—814 m—717 m (smerom SV—JZ). Časť hranice medzi k. 840 m a 1057 m (Zöldkö) je v smere S—J zlomového charakteru. Severne od k. 1057 m sa hranica stáča a ide v smere SV—JZ východnou stranou Pipítky. Južne od Pipítky fylit-diabázová séria tvorí časť hrebeňa medzi k. 1052 m—928 m, kde končí.

Južné obmedzenie tejto série oproti sérii gelnickej je dosť zložité. Smerom

na východ je fylit-diabázová séria prekrytá karbónom, pričom týmto smerom dosahuje maximálne rozšírenie v oblasti Štósu.

Po charakteristike týchto dvoch sérií zdôrazňujem ich vývin.

1. Do gelnickej série zahrňujem v študovanom území aj Máškovu pipítsku sériu. Sedimentácia tejto (gelnickej série) je flyšová, výrony vulkanických hornín (kremitých porfýrov) sprevádzajú stále sedimentáciu a v niektorých obzoroch prevládajú nad sedimentárnou súčiastkou.

2. Po skončení sedimentácie hornín gelnickej série (kambro-silúrskej ?) došlo k silným tektonickým pochodom a snáď i k metamorfóze.

3. Na zvrásnenú gelnickú sériu usadzuje sa séria fylit-diabázová s odlišnou sedimentáciou a odlišným vulkanizmom.

4. Po sedimentácii fylit-diabázovej série došlo opäť k vrásneniu a metamorfóze, čo sa dá doložiť výskytom metamorfovaných a vráskovaných bridlíc tejto série, nachádzajúcich sa ako úlomky a valúny v karbóne. Nemôže byť teda pochybnosť o diskordantnom vzťahu karbónu k fylit-diabázovej sérii.

c) K a r b ó n. Mladšie paleozoikum je v študovanom území zastúpené horninami zahrňovanými do rožňavsko-železníckej série (Š u f 1936). Ide zväčša o hrubodetritické horniny, ktoré Šuf pokladal v tomto území za karbón a perm a ktoré sú dnes všeobecne považované za vrchný karbón (moskov). Za karbón pokladal Šuf zlepence Stumpenbergu, Zenderlingu, Zelenáka a zlepence severne od Gem. Kováčovej. Zlepence Harasztu, tvorené prevažne kremitým materiálom, pokladal za perm. V študovanom území leží karbón z veľkej časti na sérii fylit-diabázovej, sčasti na gelnickej sérii.

Styk karbónu oproti obom nižším sériám je diskordantný, čo si možno overiť jednak uložením v prírode a jednak výskytom hornín fylit-diabázovej a gelnickej série v zlepencoch karbónu. (Lydity, tmavé fylity, zelené fylity, diabázy a pod.)

V mapovanom území začína karbón na báze kremencami až drobnými zlepencami svetlej farby, inde piesčitými bridlicami šedozolenej farby, pomerne dosť jemnými. Objavovanie sa hrubých kúskov slabo opracovaných fylitov, kremenné valúny a pod. je dosť náhle.

Súvrstvia karbónu ležia temer vodorovne — napr. na hlavnom hrebeni a severných jeho rázsochách (Koniarska lúka, Stumpenberg a i.). V južnej časti územia, severne od Drnavy, východne a západne od nej sú vrstvy karbónu uklonené k juhu. Ležia pravdepodobne normálne na nižších sériách i keď na niektorých miestach je ich pozícia zrejme tektonická. (Hlavne v južných častiach územia komplikovaná zlomami.) Smer karbónskeho pruhu je v mapovanom území približne V—Z. Temer kolmo na tento smer SSV—JJZ možno pozorovať ísté zvlnenie tohto útvaru spôsobené mladšími pohybmi.

Podobne ako sú epimetamorfované obe predchádzajúce série (za kaledónskeho a hercynského orogénu), aj horniny karbónu sú postihnuté, avšak už len alpským vrásnením a epimetamorfózou.

d) Druhohory Slovenského krasu ležia na paleozoických sériách zväčša tektonicky, ako je to už známe z prác starších autorov, pracujúcich v tomto území.

Súhrn

V niekoľkých bodoch podávam ešte súhrn nových poznatkov:

1. Gelnická séria je v študovanom území sériou jednotnou a zahrňuje v sebe aj Máškom vyčlenenú pipítsku sériu.
2. Na zvrásnenej gelnickej sérii leží diskordantne séria fylit-diabázová.
3. V území gelnickej série bol zistený malý masív gemeridného granitu.

14. XI. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Fusan O., Kamenický J., Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [2] Fusán O., Máška M., Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [3] Ilavský J., 1956: Predbežné výsledky detailného geologického mapovania okolia Smolníka. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [4] Kamenický J., Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [5] Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. Geol. sborník I, 1. Bratislava. — [6] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigrafickotektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV, 1—2. — [7] Máška M., 1956: Některé problémy metalogemese a hledání rudných ložisek v Spišsko-gemerském ruhohoří. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [8] Máška M., 1956: O gelnické, fylit-diabasové a pipítské serii v rámci stavby Spišsko-gemerského rudohoří. Výročná zpráva ÚÚG Praha. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [9] Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Karpatika Ib. Praha.

ALBÍN KLINEC

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE KARTIERUNG IM ZENTRALTEIL DER GEMERIDEN ZWISCHEN SMOLNÍK UND DRNAVA

Die im Gebiete zwischen den Gemeinden Smolník und Drnava durchgeführte geologische Untersuchung zeigte, dass dieses Gebiet durch die einheitliche Gelnica-Serie gebaut wird. Über ihr liegt diskordant die Phyllit-Diabas-Serie. Das überwiegend durch Konglomerate gebildete Karbon liegt teilweise auf der Phyllit-Diabas-Serie und teilweise auf der Gelnica-Serie. Das Karbon, welches das Geröllmaterial aus den beiden niedrigeren Serien enthält, ist gegenüber diesen diskordant.

Im Gebiete der Gelnica-Serie wurde ein neues Massivchen gemerider Granite festgestellt.

14. XI. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ANTON PORUBSKÝ

PRÍSPEVOK K POZNANIU HYDROGEOLOGICKÝCH POMEROV OKOLIA KOMÁRNA

(Nemecké resumé)

Komárno so svojím okolím patrí k Podunajskej nížine. Najvrchnejší neogén je tvorený mocnou vrstvou panónu, na ktorú sa v kvartéri uložila slabá vrstva náplavových sedimentov Dunaja a Váhu. Neogén je porušený viacerými zlomovými líniami, ktorých smer je prevažne SV—JZ a podľa najnovších výskumov JV—SZ.

Hydrogeologické pomery okolia Komárna sú charakterizované geologickými pomerami neogénnych a kvartérnych usadenín, geomorfologickým vývojom priľahlých území ku Dunaju, Váhu a Nitre, klimatickými pomerami širšieho okolia a hydrologickým vzťahom jednotlivých tokov územia so zrážkovými, snehovými, výparovými a inými činiteľmi. V rokoch 1954 a 1955 uskutočňoval ÚSG hydrogeologický prieskum okolia Komárna a ostrova Červenej flotily, aby sa poznal režim podzemných vôd a ich využitie pre pitné a priemyslové účely.

Hydrogeológia kvartéru

Západne od Komárna na ľavej strane Dunaja sú kvartérne sedimenty vyvinuté len v malej mocnosti. Ich hrúbka je 6—8 m a v ich podloží sú šedé panónske íly, miestami plastické až polotuhé, často s rozdielnym obsahom $CaCO_3$.

Na prechode od kvartérnych usadenín k neogénnym usadeninám býva často malá vrstva jemných pieskov a bahnitých pieskov. Tieto piesky sú obyčajne rovnozrnné a majú veľkú náchylnosť k tekutosti. Sú veľkým nebezpečenstvom najmä pri prácach stavebných, a bohužiaľ, v okolí Komárna sa ich vyskytuje hodne. Geologický profil je približne v celom okolí rovnaký a má tento sled:

0,00—0,50—0,80 m čierna humusová piesčitá hlina,
0,80—1,80—2,80 m žltá piesčitá bahnitá hlina,
2,00—3,00— m piesok,
3,00—7,00—8,00 m štrkopiesky s valúnmi o Ø 3—12 cm,
8,00— m panónske íly.

Od Komárna na juh, v Maďarsku, panónske íly ležia hlbšie, a to pravdepodobne v dôsledku tektonických porúch.

Povrchové hliny, najmä pokiaľ obsahujú sprašové odvápnené prímesi, sú pomerne dosť nepriepustné a podložné íly možno prakticky považovať za nepriepustné. Zvodnená je teda iba celá vrstva štrkopieskov a pieskov. Pri strednom stave hladiny vody Dunaja pohybuje sa hladina podzemnej vody okolo 1,5 m pod terénom a je závislá od výšky vodného stavu Dunaja. V teréne boli vyvŕtané štyri hydrogeologické vrty, do ktorých boli zabudované normálne perforované výpažnice a osadený filter. Na všetkých zabudovaných vrtoch sa uskutočnili čerpacie pokusy, najprv na každom zvlášť a potom jeden spoločný z troch vrtov odrazu.

Smer toku podzemných vôd a usporiadanie hydroizohýps sa mení s každou zmenou hladiny Dunaja. Pri vysokých stavoch vody Dunaja, keď Dunaj napája svoje kvartérne nánosy, prevláda u podzemných vôd smer severovýchodný, pri nižších stavoch Dunaja mení sa smer podzemných vôd na východný až juhovýchodný. Aby sme zistili presnú závislosť stavu podzemných vôd od kolísania hladiny vody Dunaja, použili sme pre porovnanie maximálne a minimálne stavy Dunaja vzhľadom na stúpanie a klesanie podzemných vôd vo výskumných hydrogeologických vrtoch a na základe porovnávacích metód prišli sme k uzáveru, že každé stúpnutie, alebo klesnutie hladiny vody v Dunaji o jeden meter má za následok stúpanie, alebo klesnutie hladiny podzemnej vody študovaného územia o 37 cm.

Zistenie a poznanie tohto faktu má ďalekosiahly význam pre praktické využitie podzemných vôd. Ako vieme, voda je dnes dôležitou surovinou, s ktorou treba premyslene a účelne hospodáriť. Táto okolnosť je tým závažnejšia, čím je územie na podzemnú vodu chudobnejšie. Spôsob odberu podzemných vôd musí nevyhnutne počítať s tým, že jednotlivé zberné studne alebo hydrogeologické vrty sú schopné dať len určité množstvo vody, ktoré je odvislé od radu faktorov. Najdôležitejším faktorom je poznanie zdroja doplňovania a zásobovania zvodnených vrstiev vodou.

Čerpacie pokusy, či už krátkodobé alebo dlhodobé, dávajú nám možnosť získať dosť spoľahlivé údaje o zdrojoch podzemných vôd, najmä o ich výdatnosti a o priepustnosti materiálov, z ktorých vodu odoberáme. Tieto výsledky treba dávať do súladu s celkovými hydrogeologickými pomermi i širšieho okolia.

Vieme, že hladina vody Dunaja má podstatný vplyv na režim vôd kvartérnych usadenín, ale treba zdôrazniť, že krátkodobé vysoké alebo nízke stavy, prebiehajúce v rýchlych intervaloch za sebou, nemajú na režim podzemnej vody podstatný vplyv a často prebehnú i bez pozorovateľného vplyvu na hladinu podzemnej vody. Reakcia nastáva až pri dlhšie trvajúcom vysokom alebo nízkom stave vody Dunaja. Tieto stavy pri trvalom odbere podzemnej vody regu-

lujú aj množstvo čerpanej vody. Pri vyšších stavoch vody v recipiente čerpá sa i väčšie množstvo vody zo studní a pri nižších stavoch v recipiente čerpá sa menej vody. Ak skúmame režim podzemných vôd za účelom ich praktického využitia, musíme zistiť najmä ich minimálne stavy vzhľadom k minimálnym stavom v recipientoch. V okolí Komárna sa nám to plne podarilo a so značnou presnosťou sme stanovili pre každý hydrogeologický vrt zvlášť, koľko vody bude možné z neho čerpať pri rôznych stavoch vody Dunaja.

Vodný stĺpec, označovaný v hydrogeológii ako H (výška vodného stĺpca od nepriepustného podložia po hladinu podzemnej vody pod terénom) pohybuje sa v tomto území v rozmedzí od 5 do 6,9 m. Štrkopiesky, ktoré vo svojich póroch nesú gravitačnú vodu, nie sú celkom čisté, ale miestami sú slabohlinité, prípadne ílnaté, lebo majú pomerne nízky koeficient priepustnosti, ktorý sa pohybuje v rozmedzí od $3{,}05 \cdot 10^{-4}$ do $9{,}22 \cdot 10^{-4}$ m/sek.

Výdatnosť jednotlivých hydrogeologických vrtov pohybuje sa okolo 3 l/sek. pri strednom stave vody Dunaja. Pri minimálnych stavoch vody Dunaja klesá výdatnosť jednotlivých vrtov alebo studní až na 1,7 l/sek. Naopak, pri vysokých vodných stavoch Dunaja stúpa výdatnosť studní až na 6—7 l/sek. Vidíme, že rozmedzie výdatnosti studní je značné, pohybuje sa od 1,7 až po 7 l/sek. a výdatnosť je plne závislá od rozmedzí kolísania hladiny vody Dunaja v hraniciach od minimálnych stavov až k maximálnym stavom.

Pri znižovaní hladiny podzemnej vody v hydrogeologických vrtoch alebo v studniach sa nevytvára veľký depresný kužeľ, čo umožňuje, že i na pomerne malých plochách územia môže byť viac studní, ktoré sa len málo ovplyvňujú. Dosah depresného kužeľa pri maximálnom znížení hladiny vody je najviac 120—150 m. Pre racionálne využitie podzemných vôd môžu sa i jednotlivé studniarske vrty osadzovať na túto vzdialenosť.

Ostrov Červenej flotily

I tento ostrov južne od nových lodeníc je súčasťou veľkej neogénnej komárňanské panvy. Je vytvorený nánosmi kvartéru, ktoré ležia na mohutnom súvrství neogénu. V kvartérnych sedimentoch prevládajú štrkopiesky s nepravidelnou šošovkovitou sedimentáciou. Častý je výskyt pieskov, jemných pieskov s ílovitou a hlinitou prímesou. Na povrchu je pokrývka hlín, obyčajne jemne piesčitých, nerovnakej mocnosti. Hrúbka kvartéru je nepravidelná, podmienená mladou tektonikou. Pri porovnaní štyroch profilov sondami, ktoré sa vyvŕtali kvôli zisteniu hydrogeologických pomerov na ostrove Červenej flotily, vidíme, že pokrývka povrchových piesčitých hlín smerom od Dunaja slábne a mocnosť jemných ílovitých pieskov sa zväčšuje. Pod nimi je vrstva štrkopieskov, mocná okolo 14 m, potom do 24 až 25 m pokračuje vrstva strednozrnného piesku. Tieto piesky končia slabou vrstvou jemných šedých pieskov, slabo ílovitých,

ktoré pravdepodobne patria už k najvyšším vrstvám neogénu. V hĺbke 27,5 m prechádzajú ílovité piesky do vrstvy ílov piesčitých, šedých, silne vápnitých. Vidíme, že tektonická stavba ostrova Červenej flotily je už rozdielna od stavby ľavostranného brehu Dunaja západne i severne od Komárna. Územie ostrova Červenej flotily je vytvorené pretiahnutým polostrovom v smere toku Dunaja. Hlavný tok Dunaja tečie na južnej strane ostrova, kdežto na severnej strane ostrova je prístavná zátoka Dunaja spojená s pevninou len úzkym pruhom zeme — ochrannou hrádzou.

Hladina spodnej vody býva narazená v hĺbkach od 2,60 m do 4,0 m, pričom vodný stĺpec siaha až na nepriestupné podložie. Vodný stĺpec H má tu mocnosť i vyše 20 m, ale pre praktické ciele dá sa počítať iba s vodným stĺpcom H o výške 12—15 m, a to preto, že definitívne studne sa musia zabudovať a osadiť do vrtov tak, aby odoberali vodu len zo štrkopieskov, poťažne ešte z pieskov strednozrnných až hrubozrnných. Podstatne vyšší vodný stĺpec umožňuje čerpať i väčšie množstvo vody. Pri strednom stave Dunaja možno z každého vrtu čerpať trvale okolo 24 l/sek., pri minimálnych stavoch vody na Dunaji približne 12—15 l/sek.

Vody z hydrogeologických vrtov západne od Komárna sú nepatrne, až slabo alkalické. Teplota vyhovuje pre pitné ciele. Na základe stanoveného manganistanového čísla možno vody charakterizovať ako čisté. Stupeň tvrdosti je značný. Vápnité soli sú vzhľadom k horečnatým soliam zastúpené v dosť nepriaznivom pomere. Železo nebolo nájdené v závadnom množstve, avšak obsah mangánu v niektorých vrtoch presahuje prípustnú hranicu. Obsah chloridov sa pohybuje v stredných hodnotách a z indikátorov fekálneho znečistenia neboli zistené dusitany, fosforečňany alebo amoniak. Vody sú kyslíkom nedosýtené a ani v jednej sonde nebol zistený sírovodík.

Aluviálne vody z ostrova Červenej flotily podľa pH faktoru možno charakterizovať ako slabo až mierne alkalické. Vody sú stredne tvrdé a tvrdosť tvoria prevažne kyslé uhličitany vápnika a horčíka. Zastúpenie solí vápenatých a horečnatých je priaznivé. Vo vodách boli nájdené stopy železa, mangán bol nájdený len v polovičnom počte vrtov, a to v prípustných množstvách. Chloridy a sírany sú prítomné v nezávadných koncentráciách. Z celkového obsahu voľného kysličníka uhličitého malá časť pripadá tiež na agresívny kysličník uhličitý na železo. Obsah prirodzeného kyslíka nedosahuje hodnoty nasýtenia. Sírovodík nie je vo vodách prítomný.

Artézske vody v okolí Komárna

Hydrogeologické pomery neogénnych sedimentov, ktoré sú tu nositeľmi horizontov artézskych vôd, môžeme posúdiť z dvoch hydrogeologických vrtov, ktoré sme v rámci prieskumu uskutočnili západne od Komárna. Jeden vrt bol navŕtaný do hĺbky 62,0 m a druhý do hĺbky 280,0 m pod terénom.

Ako sme už spomenuli, hrúbka kvartéru v okolí Komárna je nepravidelná a je podmienená mladou tektonikou, ktorá sa veľmi čulo prejavuje až podnes. Spravidla sa však pohybuje do 8—10 m, smerom na východ sa zväčšuje hĺbka do 15 m a tak potom prebieha až po Štúrovo. Pod kvartérom začína neogén, najčastejšie panónom.

V neogéne prevládajú šedé a modro-zelenošedé íly a ílovce s polohami jemných pieskov, často ílovitých, ktoré sa striedajú mnohokrát nad sebou, takže iba po dôkladnom vrtnom prieskume by sa mohlo spoľahlivo posúdiť, koľko je tu jednotlivých vrstiev samostatných a koľko iba šošoviek. Bližšie poznáme iba dva zvodnelé horizonty, v ktorých sú zabudované studne. Vodné horizonty sú v týchto hĺbkach:

Vodný horizont	Hĺbka v m	Hornina
I.	1,90— 7,10	štrkopiesky-kvartér
II.	31,90— 39,50	jemný piesok
III.	57,20— 62,50	piesky s vložkami ílu, stmeleného pieskovca
IV.	126,50—140,00	jemné piesky
V.	142,00—156,00	jemné piesky
VI.	179,00—193,50	jemné piesky

Čerpacie pokusy sa urobili z III. a zo IV. artézskeho horizontu, ktorý má zvodnelú vrstvu jemných pieskov o hrúbke vrstvy 13,5 m.

Zvodnenú vrstvu III. artézskeho horizontu tvoria prevažne jemné piesky o veľkosti zŕn 0,3 mm s koeficientom priepustnosti $6{,}12 \cdot 10^{-4}$ m/sek. Piezometrická hladina tohto horizontu siaha málo nad úroveň terénu a pri výške hladiny 16 cm nad terénom pretekalo z vrtu 0,12 l/sek. vody. Pozorovaniami bolo zistené, že tento artézsky horizont podlieha vplyvom Dunaja a reaguje na zmeny hladiny Dunaja po 34 až 36 hodinách. Počas čerpacieho pokusu znížili sme hladinu vody o 5,15 m od pôvodnej piezmetrickej hladiny a dosiahli sme výdatnosť iba 0,78 l/sek. Je to výdatnosť pomerne veľmi malá, takže tento horizont sa vôbec neoplatí zachytávať ako vodný zdroj.

IV. artézsky horizont je tvorený, podobne ako tretí, jemnými pieskami, ale jeho mocnosť je podstatne väčšia — 13,5 m. Piezometrická hladina dosahuje výšku až do 4 m nad terén. Pri voľnom výtoku z vrtu v úrovni terénu je jeho výdatnosť okruhle 2 l/sek. Počas čerpacieho pokusu znížili sme piezometrickú hladinu o 7,10 m od pôvodnej hladiny a čerpali sme pritom maximálne 3,1 l/sek. Je to pekná výdatnosť v porovnaní s ostatnými artézskymi vrtami v tejto

oblasti. Ako vieme, stredná výdatnosť artézskych vrtov v Podunajskej nížine je priemerne 2 l/sek. a len ojedinele sa nájdu artézske horizonty, ktorých výdatnosť je i 4 l/sek., najmä v okolí Galanty.

Vody zo studní — z oboch horizontov — majú podobné chemické zloženie, sú slabo, až mierne alkalické. Je v nich dosť veľký obsah organických látok. Podľa celkového obsahu vápenatých a horečnatých solí treba vody zaradiť medzi mäkké. Obsah železa zo IV. horizontu dosahuje kritickú hodnotu, vo vode z III. horizontu je závadný. Mangán bol nájdený len vo vode z III. horizontu, a to v prípustnej koncentrácii. Vo vodách z obidvoch horizontov boli zistené amoniak, dusitany aj fosforečňany. Chloridy a sírany sú prítomné len v malých množstvách. Sírovodík nebol vo vodách nájdený.

30. III. 1956

Ústav stavebnej geológie,
Žilina

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., Bystrická H., 1954: Zpráva o geol. výskumoch oblasti medzi Komárnom a Štúrovom. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [2] Andrusov D., 1943: Geológia Slovenska — [3] Bella Š., 1951: Vodohospodárske problémy južného Slovenska. Tech. sborník II. — [4] Čechovič V., 1952: Geológia Juhoslovenskej uholnej panvy. Geol. práce, Zoš. 33. Bratislava. — [5] Čepek L., 1938: Tektonika Komárenskej kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sbor. StÚG. — [6] Dub O., 1952: Hydrológia. Štát. nakl. Bratislava. — [7] Dub O., 1954: Všeobecná hydrológia Slovenska. SAV. Bratislava. — [8] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Bratislava. — [9] Hynie O., 1950: Rozmístění vodárensky využitelné podzemní vody na Slovensku. Voda. — [10] Kettner R., 1954: Všeobecná geologie III. Praha.

ANTON PORUBSKÝ

BEITRAG ZUR KENNTNIS DER HYDROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG DER STADT KOMÁRNO

Die hydrogeologischen Verhältnisse der Umgebung von Komárno werden durch die geologischen Verhältnisse der neogenen und quartären Ablagerungen, durch die geomorphologische Entwicklung der den Flüssen Donau, Váh und Nitra anliegenden Gebiete und durch die hydrogeologisch-klimatischen Beziehungen des Gebietes charakterisiert.

Westlich von Komárno befinden sich quartäre Sedimente von geringer (6 bis 8 m) Mächtigkeit. Das Liegende des Quartärs wird durch graue, stellenweise $CaCO_3$-haltige pannonische Tone gebildet. Am Übergange des Quartärs zum Neogen pflegt stellenweise eine Schichte feiner Sande und Schlammsande zu sein. Die Lehme des Quartärs und seine liegenden Tone sind praktisch undurchlässig. Beim mittleren Stand des Wasserspiegels in der Donau bewegt sich der Grundwasserspiegel in den Ablagerungen 1,5 m unter dem Terrain. Die Bewegungsrichtung des Grundwassers ändert sich in der Abhängigkeit von den Wasserständen der Donau. Durch

Beobachtung hat man festgestellt und nachgewiesen, dass jede Erhöhung oder Senkung des Wasserspiegels in der Donau um 1 m eine Erhöhung, bzw. Senkung des Grundwasserspiegels des studierten Gebietes um 37 cm hervorruft. Der Durchlässigkeitskoeffizient der schotter-sandigen Anschwemmungen der Donau bewegt sich von 3,05 . 10^{-4} bis 9,22 . 10^{-4} m/sek. Die Ausgiebigkeit einzelner hydrogeologischer Bohrungen ist cca 3 l/sek.

Günstigere hydrogeologische Verhätnisse sind auf der Insel Ostrov Červenej flotily, wo sich der Grundwasserspiegel in den schotter-sandigen Anschwemmungen der Donau in einer Tiefe von 2,60 bis 4,0 m unter dem Terrain bewegt. Der wasserhaltige Horizont besitzt eine Mächtigkeit bis 20 m.

Nach den physikalisch-chemischen Eigenschaften sind die Wasser westlich von Komárno als Trinkwasser nicht geeignet, auf der Insel Ostrov Červenej flotily sind sie trinkbar. Analoge Eigenschaften gibt es auch vom bakteriologisch-hygienischen Standpunkte.

14. IV. 1956

Institut der Baugeologie, Žilina

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 13

Vydalo Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied v Bratislave
v roku 1958 ako záujmový náklad pre
Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská

Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

Technický redaktor Jaroslav Krejzla

301-03. Daň 5 %. P. č. 642. Náklad 1150 výtlačkov. Papier 221-01,
70×100, 80 g. PH 4,94, AH 11,35, VH 11,60. C-HSV/945/57-48.
Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS, Bratislava

Cena brož. Kčs 13,30
56/III-3
A-611428

OBRÁZKOVÁ ČASŤ

Abbildungserklärungen

Taf. I.

Abb. 1. *Montlivaltia cipitensis* (Endothek nur spärlich wahrnehmbar). Kelchschliff.
Abb. 2. Dieselbe Art, oberflächliche Schicht ohne Endothek.
Abb. 3. *Thecosmilia subdichotoma*, Kelch mit spärlicher Endothek.
Abb. 4. Dieselbe Art, oberflächlich angesehen.

Taf. II.

Abb. 5. *Thecosmilia clathrata* (ungeschliffener Kelch. Tief).
Abb. 6. *Craspedophyllia alpina*, Kelch ohne Endothek.
Abb. 7. Dieselbe Art mit endothekalen Elementen.
Abb. 8. *Margarosmilia carpatica*, Kelch.

Taf. III.

Abb. 9. *Margarosmilia carpatica*. Septen stark vergrössert. Endothekalsystem gut wahrzunehmen. Alle 4 Zyklen der Septen dargestellt.
Abb. 10. 11. Polypenröhren der *Protoheterastrea* von der Seite gesehen.
Abb. 12. Durch Septenspuren rekonstruiertes Kelchbild von *Protoheterastrea*, mit bedeutend grossen Protosepten und Bilateralsymmetrie.
Abb. 13. „Taschenknospung" — Schematisch dargestellt.
Abb. 14. *Thecosmilia sublaevis*, Kelch.
Abb. 15. 16. *Thecosmilia badiotica*, Septen mit charakteristischen Stachelbildungen an den Seiten der Septen.
Abb. 17. *Conophyllia* sp., Kelch — ungeschliffen, Oberfläche mit Septenspuren.
Abb. 18. *Stylophylopsis* sp., Kelchbild geschliffen, mit spärlicher Endothek. Nicht alle Zyklen der Septen entwickelt.

Originalzeichnungen des Autors

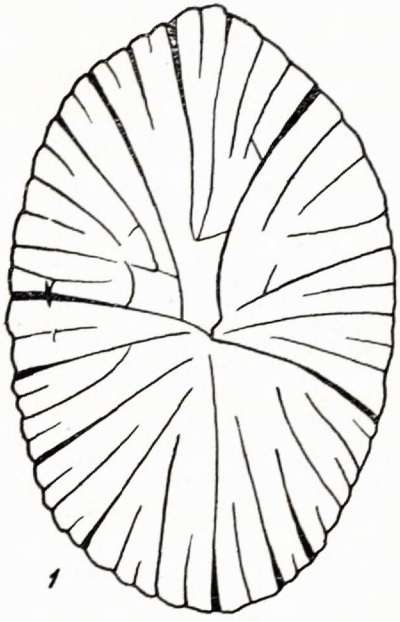
Taf. IV.

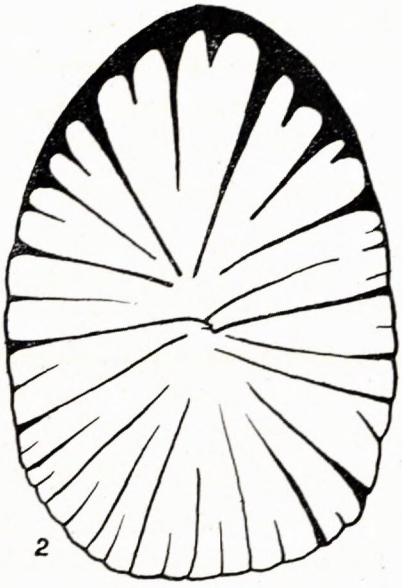
Thecosmilia badiotica. Stock von der Seite. Originalgrösse.

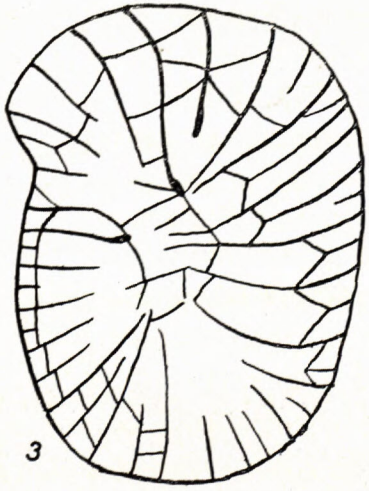
Taf. V.

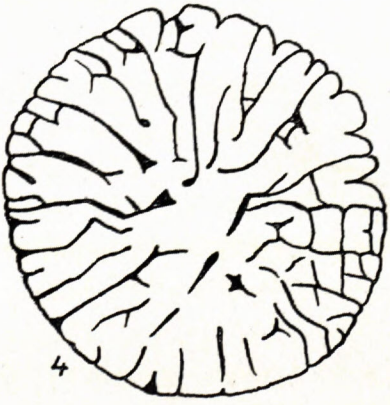
Margarosmilia carpatica. Kelchbild — geschliffen. Dreimal vergrössert.

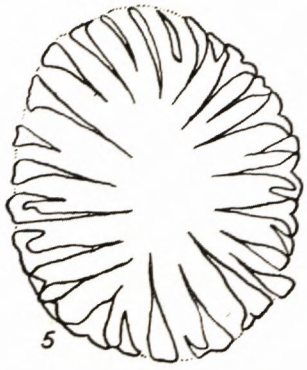
Originalphotos Frau Penczi Elisabete Szarvas

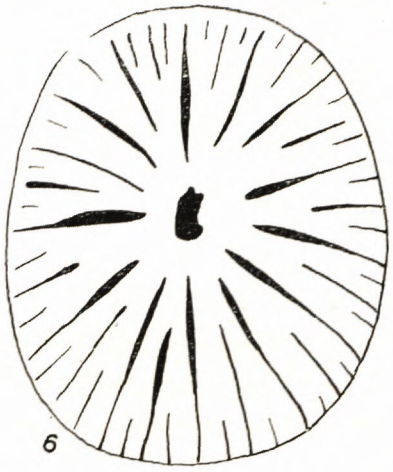

1

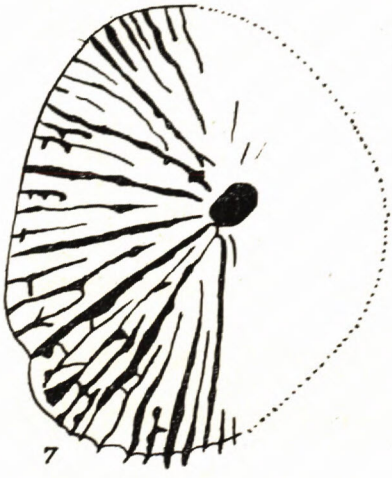

2


3


4

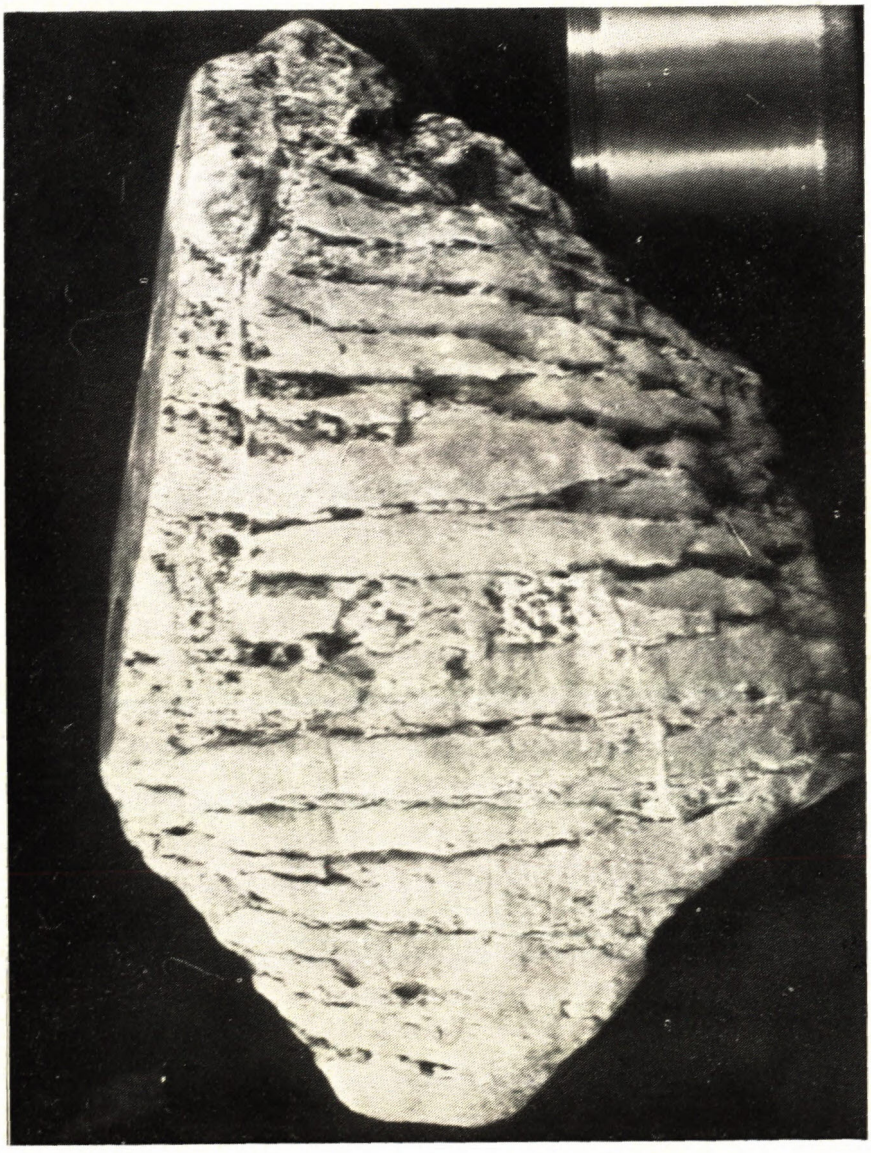

5


6

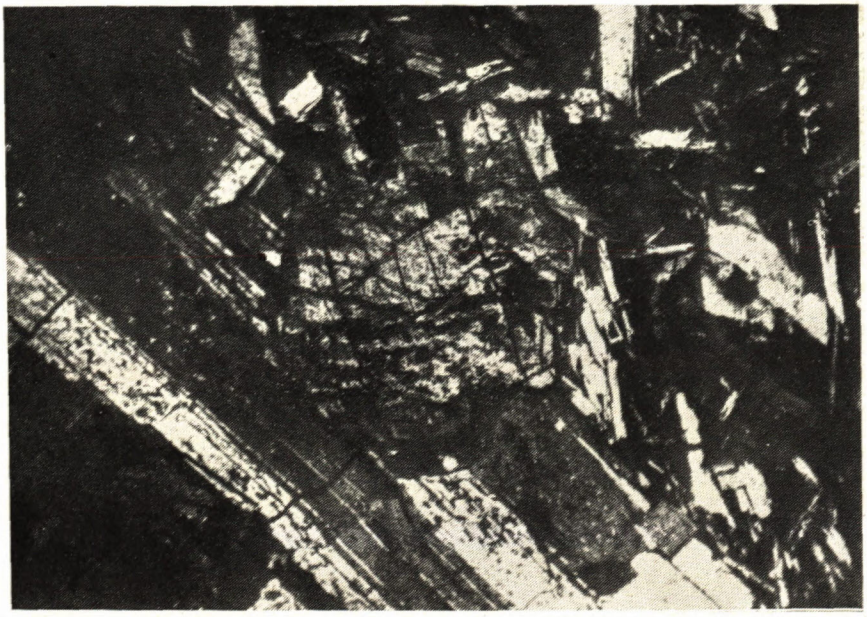

7

8

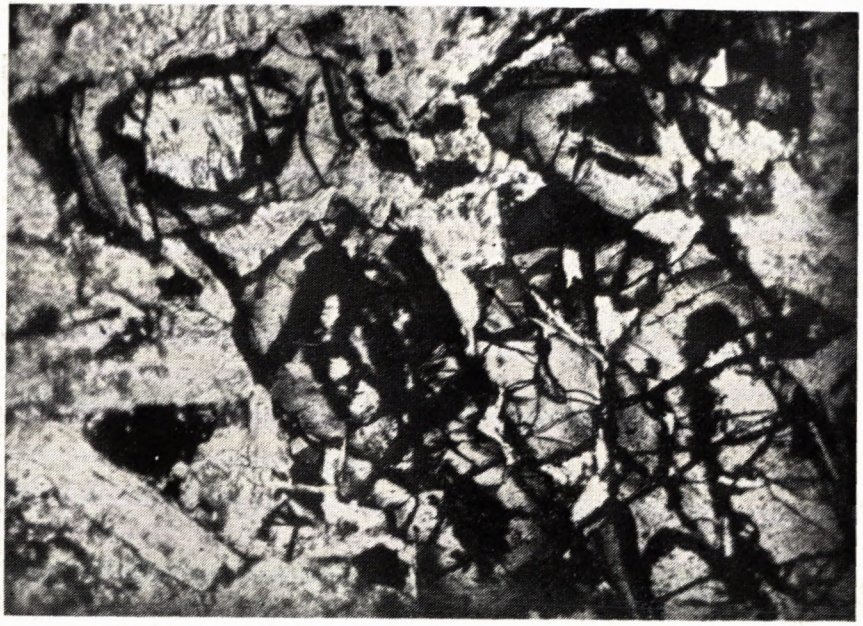
9
14
15
16
11
10
12
13
17
18



Obr. 1. Melafýrový mandlovec s prenitovou výplňou mandlí. Foto Polačko



Obr. 2. Živec a olivín. Nikoly +, zváčš. 50 ×. Foto Polačko

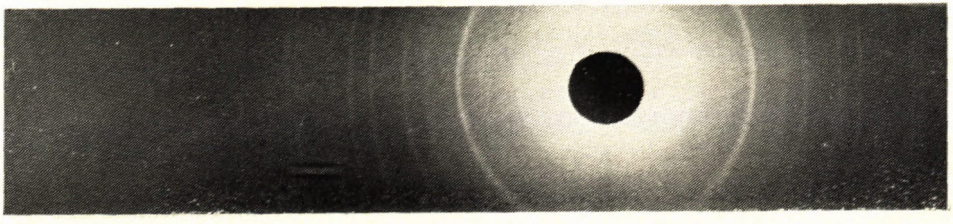


Obr. 1. Iddingsit. Nikoly //, zväčš. 50 ×. Foto Polaško

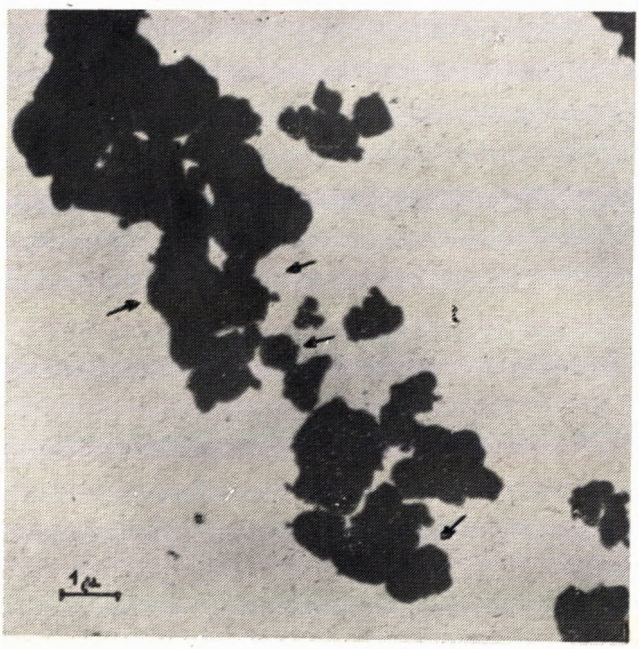
Obr. 2. Prenit. Nikoly //, zväčš. 50 ×. Foto Polačko

Obr. 1.

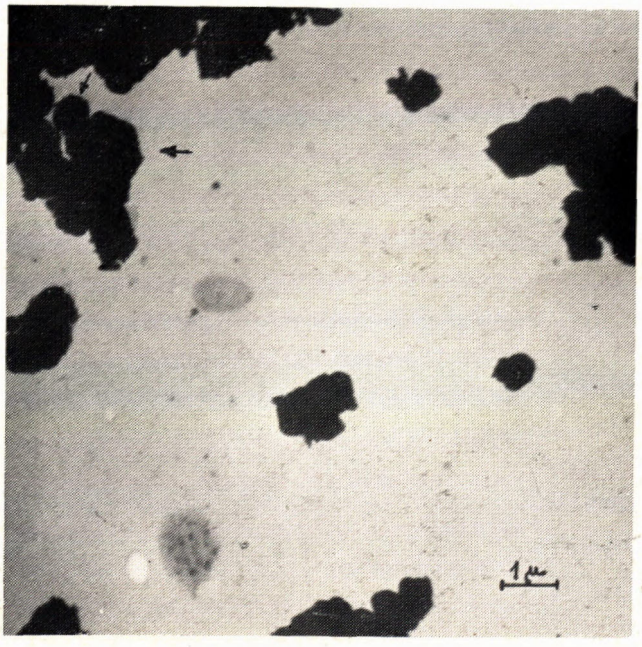
Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 1



Obr. 2.