

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 33

ÚSTREDNÝ ÚSTAV GEOLOGICKÝ, REDAKCIA BRATISLAVA

PRÁCE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Vedecký redaktor

Pg. Ondrej Samuel, C. Sc.

Redakčná rada

pg. Anton Biely (predseda red. rady), dr. Edita Brestěnská, inž. Ján Burian,
pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, doc. dr. Miroslav Kuthan, inž. Eugen
Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik

1B 19 a

1427/64
20. - kus



OBSAH

1. Vrána S.: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovce (tab. I—III)	5
2. Gregor T.: Ku geologickej stavbe územia v okolí Podrečian a Tuhára	31
3. Bernhard J. H.: Cosalit ze sideritové žíly v Prakvcích	43
4. Halahyiová—Andrusová G.: O genéze dobšinských rudných žíl (tab. VII—VIII)	53
5. Seneš J.: Otázka latorfu, problém veku a korelácie južnoslovenského a severomaďarského oligocénu	71
6. Cicha I. — Holzknecht M.: Nové poznatky ke stratigrafii oligocénu pouzdřanské jednotky	87
7. Buday — Janáček — Dostálek: K výskytu chemických sedimentů ve východoslovenské neogenní pánvi	95
8. Bílek K.: Geologická stavba elevační struktury Studienka	109
9. Slávik J.: Ryolitový tuf z lokality Oreské	125
10. Čičel B. — Vass D.: Mineralogicko-chemické a geologické zhodnotenie térigénnej formácie na báze terciéru Ipelskej panvy	131
11. Burian J.: Geologická stavba vulkanogénneho komplexu južne od Sitna (tab. IX—XII)	139
12. Pevný J.: Brachiopódy zo severnej časti Malých Karpát (tab. IV—VI)	157
13. Ondřejíčková A.: Eocénne mäkkýše z lokality Skačany (tab. XIII—XIV)	173
14. Jakubec L.: Zníženie priepustnosti riečnych štrkopieskov	189
15. Dorotjak V. — Vaškovský I.: Podmienky a príčiny zosuvu v osade Riečnica (tab. XV—XVI)	201

INHALT

1. Vrána S.: Petrogenese des Veporiden Kristallin in der Umgebung von Slavošovce (Taf. I—III)	5
2. Gregor T.: Bemerkungen zum geologischen Bau der Umgebung von Podrečany und Tuhár	31
3. Bernard J. H.: Cosalit aus einem Sideritgang in Prakovce (Zips-Gömörer Erzgebirge)	43
4. Halahyžová — Andrusovová G.: Genesis of the Ore-deposits in the Vicinity of Dobšiná (Pl. VII—VIII)	53
5. Seneš J.: Zur Frage des Lattorf und zur Korrelation des südslowakischen und nordungarischen Unteroligozäns	71
6. Čicha I. — Holzknecht M.: Einige neue Erkenntnisse über die Stratigraphie des Oligozän in der Pausramer Einheit	87
7. Buday — Janáček — Dostálek: Chemische Ablagerungen im ostslowakischen Neogen	95
8. Bílek K.: Geologischer Bau der Elevationstruktur von Studienka	109
9. Slávik J.: Rhyolith-Tuffe von Oreské	125
10. Čičel B. — Vass D.: Miner.-chemische und geologische Auswertung der terrigenen Formation von Ipeľská kotlina	131
11. Burian J.: Geology of the Volcanic Complex S of Sitno Mountain (Pl. IX—XII)	139
12. Pevný J.: On Brachiopods from Northern of hittle Carpathians (Pl. IV—VI)	157
13. Ondrejčíková A.: Eozäne Molluskenfaunen von Skačany (Taf. XIII—XIV)	173
14. Jakubec L.: Zur Regulierung der Durchlässigkeit von Fluss-Sanden u. Schottern	189
15. Dorotjak V. — Vaškovský I.: Bedingungen und Ursachen des Erdrutsches in der Siedlung Riečnica (Taf. XV—XVI)	201

STANISLAV VRÁNA

PETROGENEZE VEPORIDNÍHO KRYSTALINIKA V OKOLÍ SLAVOŠOVEC

Úvod

Dosavadní práce, zabývající se krystalinikem subzóny Kohúta, se vyznačují především přístupem s hlediska tektoniky, stratigrafie a litologie. Mnohem méně výsledků bylo nashromážděno v oblasti petrografie a petrogenese metamorfitů. Poznatky a závěry obsažené v této práci se vztahují na území o rozloze 15 km² v SZ a JZ okolí Slavošovec. Zpracované území představuje 7 km dlouhý a 2 km široký pruh v okrajové části masivu Kohúta.

Na stavbě území se podílejí od severu k jihu tyto celky:

1. „zóna biotitických fylitů a svorů“ (série Hladomorné doliny*); 2. souvrství fylitů a metakonglomerátů na vrchu Háj (vrchní karbon; Snopko, 1957); 3. sericitické a sericit-albitické břidlice a albitické žuloruly a žuly; 4. granitoidy a migmatity masivu Kohúta do hloubky 3 km.

Na novějším zpracování různých částí tohoto území se podíleli Andrusov, Kuthan (1940), Mišík (1953), Zoubek, Snopko (1955), Poubiš (1955), Snopko (1957), Kamenický (1958).

Díky pracem V. Zoubka (1954, 1955, 1957), věnovaným z části přímo terénům na styky kohútského krystalinika s jeho alpským tektonickým obalem, je známo, že zejména svrchní části krystalinika byly během alpské orogeneze

* Jako sérii Hladomorné doliny jsme označili (Klinec, Lehotský, Vrána, 1962) celek metasedimentárních hornin, vystupující zcela na jižním a jihovýchodním okraji subzóny Kohúta, který je na SZ převážně v intrusivním styku s granitoidy, na JV ve styku převážně s obalovým permem(?) veporid. Tento název má nahradit celou řadu synonym, založených na petrografických názvech hornin, která při polymetamorfní historii s proměnlivou intenzitou metamorfózy nemohou být dost výstižná (fylitové souvrství, fylitové pásmo — J. Šuf; zóna svorů, resp. série svorů — M. Mišík, A. Nemčok; migmatitové pásmo — J. Šuf; fylito-migmatitové pásmo — M. Kužvart).

intenzivně deformovány za vzniku strukturní konformity mezi krystalinikem a obalem. Předtriasovému krystaliniku byly v regionálním rozsahu vtištěny alpinské foliace a lineace, což lze zvlášť dobře pozorovat na zrudlých granitoidech. Terén v okolí Slavošovec představuje tu část styku veporid s gemeridami, kde se lubenická linie prudce stáčí ze SV—JZ do S—J až SSZ—JJV směru a lineace získávají větší sklon (kohútska osní rampa). Obzvlášť intenzivní alpinská deformace předtriasového krystalinika je v souladu s tímto zvláštním postavením v alpinské struktuře (úsek Slavošovce). V uvedených pracích byla též zdůrazněna značná intenzita alpinské metamorfózy (např. poměrně velké muskovity), takže horniny získávají až svorový vzhled. Pouze intenzivní alpinskou krystalizací lze vysvětlit tu skutečnost, že zde prakticky absolutně chybí kataklasity a mylonity, které jsou tak časté mezi méně deformovanými horninami krystalinika Vysokých Tater, nebo jiných západnějších pohoří.

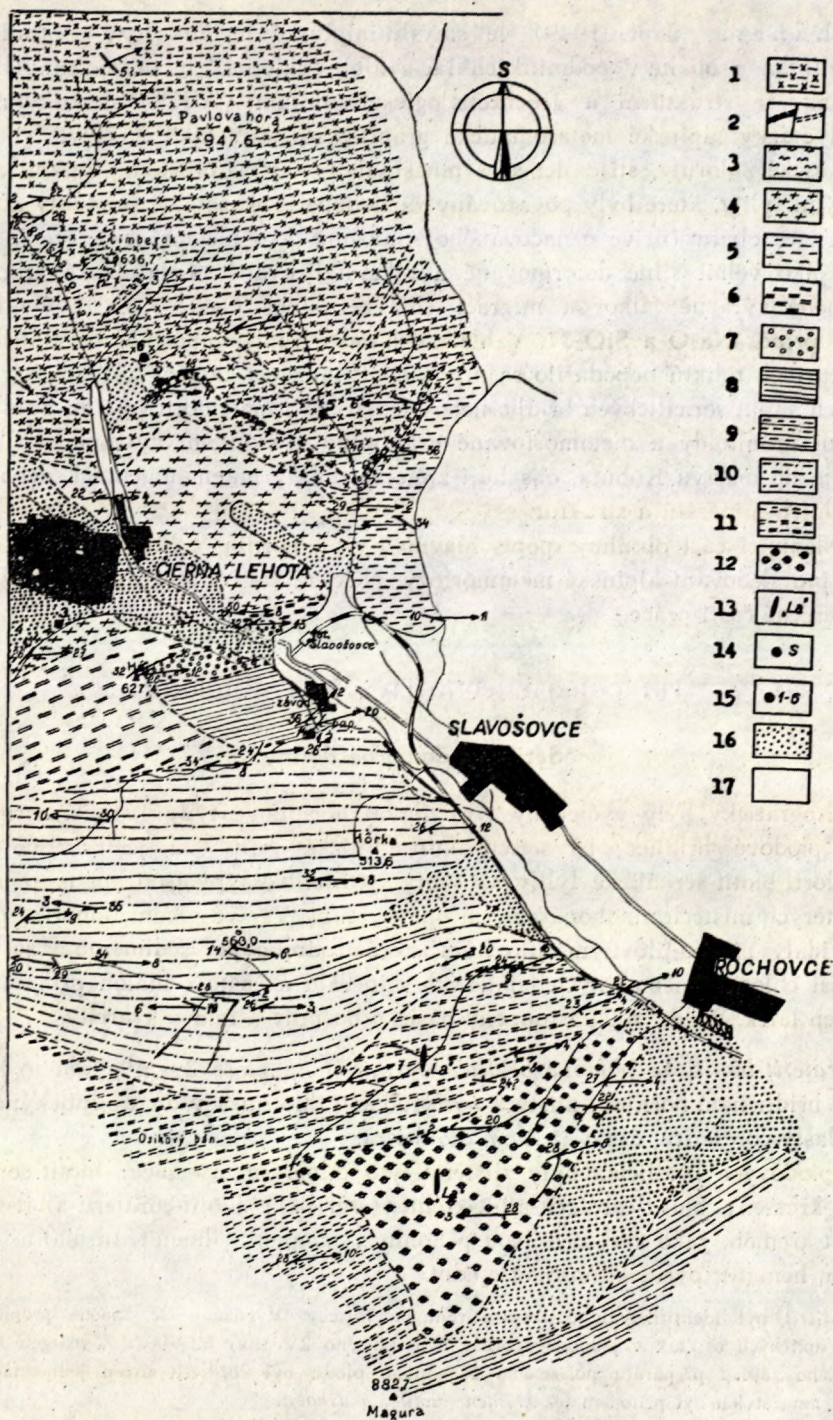
V roce 1959 jsem mapoval krystalinikum v okolí Slavošovce pro list Dobšiná 1:50.000. Podrobnější petrografické studium ukázalo, že alpinské minerální asociace neodpovídají asociacím chloritové zóny, jak by tomu naznačovaly údaje v práci V. Zoubka, L. Snopka (1955), nýbrž podmínkám biotitové zóny; v některých horninách byl zjištěn mezi minerály plněných plagioklasů i granát, mikroskopicky shodný s novotvořeným granátem popsaným V. Zoubkem (1936) např. z hrončocké žuly. Poslední minerál nasvědčuje až podmínkám almandinové zóny. To znamená, že alpinská metamorfóza v této části veporid vedla ke vzniku obdobných minerálních asociací, jakými se vyznačuje většina hornin série Hladomorné doliny a částečně i granátické svory (brezinské svory)* v subzóně Kohúta. Bylo by tedy možné připisovat mesozonálním minerálním asociacím těchto fylitů a svorů alpinský věk. Z těchto poznatků je zřejmé, že bez detailního petrogenetického studia spojeného s dalšími metodami nebude možné dospět k správné představě o předalpinských a alpinských procesech v subzóně Kohúta.

V referátu na I. celoslovenské geologické konferenci (Vrána, 1963) jsem se pokusil interpretovat vývoj hornin v okolí Slavošovce (z části pod vlivem prací

* Jako brezinské svory jsme označili (Klinec, Lehotský, Vrána, 1962) celek hornin v subzóně Kohúta označovaných obvykle jako granátické svory (V. Zoubek). Granátické svory se vyskytují i v sérii Hladomorné doliny.

Geologická mapa veporidního krystalinika v SZ a JZ okolí Slavošovce (1:40 000)

1 — migmatity, migmatit-granitoidy, granodiority, žuly (z části výrazně alpinsky deformované a rekrystalizované); 2 — kvarcity: a) výchozy, b) úlomky; 3 — sericitické a sericit-mikroklinové břidlice; 4 — metamorfované migmatity s fylitickým substrátem; 5 — sericit-albitické a sericitické břidlice; 6 — sericit-mikroklin-albitické okaté ruly; 7 — svrchní karbon (?) — křemité metakonglomeráty; 8 — svrchní karbon (?) tmavé a světlé fylity; 9 — sericitické kvarcity a světlé křemité metakonglomeráty (gemeridy); 10 — biotitické fylity a svory; 11 — sericit-biotit-albitické fylity a jemnozrnné ruly; 12 — cordierit-biotitické plodové břidlice; 13 — „lamprofýry“; 14 — serpentinit; 15 — bazické horniny; 16 — svahové hlíny a suť; 17 — aluvium.



Ch. Exnera, např. 1949) ve smyslu alpinské metamorfózy a granitizace krystalinika a obalu v podmínkách facie albit-epidotických amfibolitů. Ukázalo se však, že strukturní a geochronologické studium (A/K^{40}) neposkytují pro řešení otázky alpinské metasomatické granitizace postačující důkazy.

Albitické žuloruly, střídající se s muskovit-(sericit)-albitickými rulami a sericitickými fylity, které byly považovány za nejlépe prokazatelné produkty alpinské granitizace obalu (dříve označovaného souhrnně jako metaarkosy), lze interpretovat jako velmi silně deformované a rekrystalizované předalpinské granitoidy ovlivněné výrazně látkovou migrací (hlavně odnos CaO , K_2O , $FeO-Fe_2O_3$, MgO , přínos Na_2O a SiO_2 ?). Vzhledem k časté nepřítomnosti minerálních nebo strukturních reliktů nepodařilo se mi vyloučit možnost záměny případných tektonických šupin sericitických břidlic nebo metaarkos s metamorfovanými granitoidy. Ostatní granitoidy a metamorfované granitoidy s biotitem, vystupující hlouběji směrem do masivu Kohúta, obsahují zřetelné reliktory magmatogenních nebo výšetermálních minerálů a struktur.

Následující část obsahuje popis hlavních typů hornin, z části záměrně vybraných pro sledování alpinské metamorfózy. Některé závěry a názory jsou uvedeny v závěrečné části práce.

PETROGRAFIE JEDNOTLIVÝCH TYPŮ HORNIN

Série Hladomorné doliny

Kartograficky byly vyčleněny tyto hlavní horninové typy: a) cordierit-biotické plodové břidlice; b) sericit-biotit-albitické fylity až jemnozrnné ruly; c) chlorit-biotit-sericitické fylity až svory. Jednotlivé typy jsou spjaty přechody, v některých místech mnohonásobným opakováním. Ve své předmetamorfní podobě odpovídaly písčito-jílovitým, jílovitým, z části drobovým sedimentům se stálou příměsí chloritů, nebo jiných femických minerálů a často s malou příměsí organických látek. Řídce jsou zastoupeny basické horniny a tmavé kvarcity.

Cordierit-biotické plodové břidlice vystupují na ploše 2 km². Jsou to jemnozrnné břidličnaté horniny, místy s porfyroblasty biotitu a vždy s eliptickými porfyroblasty cordieritu, často až 2 cm dlouhými.

V plodových břidlicích byly zjištěny tyto minerální asociace: biotit-cordierit-sericit-křemen; biotit-cordierit-albit-křemen(-sericit); biotit-cordierit-albit-sericit-granát-křemen. Jako akcesorie jsou přítomny: magnetit, ilmenit, turmalin, apatit, zirkon, hematit, pyrit, klinozoisit-epidot.

Cordierit byl identifikován opticky a rentgenograficky. Vyznačuje se značně proměnlivým úhlem optických os; tak v jednom výbruse bylo zjištěno 2V (xx) 62–90°. Z rentgen-difrakto-metrického zápisu preparátu pořízeného z jednoho plodu byl cordierit určen jednoznačně; ve větších množstvích byl přítomen též *křemen*, *biotit* a *muskovit*.

Ve výbrusech se cordierit vyznačuje žlutavými pleochroickými dvůrkami kolem zirkonu, srůsty podle (110) a ve zvětralých horninách přeměnou na žlutavou isotropní hmotu. Nepravidelné skvrnitě zhášení svědčí o nedokonalé homogenizaci zrn. Charakteristické je difusní pronikání mezi ostatní součásti, zatlačování biotitu za vzniku muskovitu a idioblastů magnetitu. Ostatní hlavní součásti jsou uzavřeny téměř ve svém původním tvaru, takže uzavřeniny představují až 70 % objemu porfyroblastů. Eliptický tvar porfyroblastů a jejich orientace paralelně s lineací je zřejmě odrazem texturní anisotropie substrátu. Vzácně jsou plody protaženy ve směru *ac* puklin.

Chemická analýza plodové břidlice z výchozu JZ od Rochovce poskytla tyto výsledky:

SiO ₂	56,06	CaO	1,26
TiO ₂	0,84	Na ₂ O	0,46
Al ₂ O ₃	19,79	K ₂ O	3,20
Fe ₂ O ₃	2,98	P ₂ O ₅	0,20
FeO	4,82	H ₂ O —	3,31
MnO	0,07	H ₂ O +	0,12
MgO	6,68	součet	99,79

Analytik ing. P. Lešťák.

Pro přepočet analýsy na minerální složení byla vybrána analýza biotitu č. 2 v práci D. A. Velikoslavinského (1960) a analýza cordieritu č. 16 v práci B. E. Leakea (1960). Váhové množství sericitu je odhadnuto na 4 %, akcesorie jako turmalin, magnetit, zirkon a rutil, zanedbány.

Vypočtená minerální složení ve váh. % je toto: biotit — 28,5 %, cordierit — 36,1 %, křemen — 26,4 %, sericit — 4,0 %, apatit — 1,2 %. Jako přebytek zůstává Fe₂O₃ — 0,95 %, Al₂O₃ — 1,50 %, CaO — 0,95 % a H₂O+ — 1,28 %, nedostává se FeO — 1,15 %. Vzhledem k široké isomorfii u biotitu a cordieritu je výsledek dosti uspokojivý.

Při srovnávání uvedené chemické analýsy s novými analysami jiných hornin z této série a s analysami jílovitých břidlic všeobecně je nápadný především větší obsah MgO, FeO+Fe₂O₃ a menší obsah SiO₂. Příznačné jsou pro plodové břidlice nízké obsahy CaO vyjádřené nepřítomností samostatného Ca-minerálu. Vedle metamorfních podmínek byl vznik cordieritu zřetelně podmíněn i celkovým složením výchozích hornin.

Nejrozšířenější plodové břidlice se na rozdíl od analysovaného vzorku vyznačují poněkud menším obsahem biotitu a cordieritu, hlavně ve prospěch křemene a albitu. V některých výbrusech pozorujeme mikrovrásky, které se makroskopicky projevují výraznou lineací. Vůči těmto prvkům se cordierit jeví jako postkinematický, protože neporušené porfyroblasty cordieritu v sobě konservují celé mikrovrásky (tab. I, obr. 1). Podobné postavení má i biotit protínající vráskovou texturu.

Výše popsané horniny mikroskopicky popsal Mišík (1953), pravděpodobně se jich týká i popis L. Kamenického (1958). Jmenovaní autoři, snad z části pod vlivem ustálených představ o vývoji této části veporid, cordierit neurčili.

Do severnějšího pruhu sericit-biotit-albitických fylitů až jemnozrnných rul přecházejí plodové břidlice hlavně zmenšováním a vymizením cordieritu.

Sericit-biotit-albitické fylity až jemnozrnné ruly vystupují v pruhu asi 500 m širokém, rozšiřujícím se po hřebenu mezi Ostrým vrchem a Magurou (k. 882,7). Jsou to jemnozrnné břidličnaté horniny vzhledu jemnozrnných biotitických rul.

Mikroskopicky jsem zjistil tyto minerální asociace: biotit-Mg-chlorit-sericit-albit-křemen; biotit-sericit-albit-křemen. Jako akcesorie se uplatňují: ilmenit, turmalin, zirkon, apatit, orthit-(klnozoisit), granát, pyrit, chalkopyrit, grafitická substance, sekundární pennin(-).

Odhad objemového zastoupení minerálů: křemen 39–50 %, albit 20–37 %, biotit 5–15 %, sericit 4–12 %, Mg-chlorit 0–10 %, orthit-(klnozoisit) do 2 %, ilmenit 1–2 %, ostatní akcesorie 1–2 %.

Lupínky slíd (chloritů) bývají zpravidla vždy výrazně orientovány paralelně s foliací. Hlavní biotit je však častěji orientován příčně k foliaci. Albit je z části albiticky nebo i periklinově lamelovaný, občas zakalený grafitickou substancí.

V některých výbrusech lze pozorovat shlukování křemene nebo křemene a albitu do čoček a proužků mikroskopické velikosti. Blastézou těchto součástí je grafitická substance, případně jiné drobné akcesorie, odsunována stranou. Tento zjev zřetelně přechází do intensivnější blastézy albitu a křemene. Rostoucí zrna albitu v sobě častěji uzavírají sericit, biotit (klnozoisit).

V naznačeném směru se vyvíjejí horniny až do bělošedých břidlic s očkovou texturou a hrbolatými foliačními plochami povlečenými jemným sericitem a biotitem. Porfyroblasty albit-oligoklasu mohou dosahovat velikosti až 1 cm. Takové horniny pak jsou podobné metamorfovaným granitoidům, a proto je Andrusov—Kuthan (1940) a Mišík (1953) považovali za metamorfované apofysy žuly masivu Kohúta. Okaté ruly tvoří polohy mocné až první desítky m, uložené ve výše popsaných břidlicích, vzácněji i v komplexu plodových břidlic nebo biotitických fylitů, konkordantně, někdy s pozvolnými přechody. V některých typech se může podle Mišíka vyskytovat i K-živec.

Chlorit-biotit-sericitické fylity až svory tvoří v popisovaném území severní polovinu svorové zóny. Představují progresivní metamorfózou nejméně postižené původní horniny. I v rámci tohoto typu však lze rozlišovat celou řadu variet od šedých až černošedých fylitů s ojedinělými porfyroblasty biotitu k horninám s hruběji vykrystalizovanými slídami a chloritem (svory). Stupeň rekrystalizace ovlivňuje pravděpodobně též proměnlivé množství grafitické substance.

Charakteristické jsou tyto minerální asociace: biotit-Mg chlorit-sericit-křemen-granát-albit. Jako akcesorie je přítomen: ilmenit, turmalin, zirkon, apatit, pyrit, orthit-klnozoisit-epidot, titanit, kalcit, chalkopyrit, grafitická substance.

Jako příklad biotitického fylitu se slabě překrystalizovanou osnovou uvádím popis horniny ze zářezu potoka 1,5 km JZ od Slavošovec. Hornina je tmavošedá s fylitickými hedvábně lesklými foliačními plochami. Porfyroblasty granátu a biotitu dosahují velikosti 1 mm. V mikroskopu pozorujeme jako hlavní součásti křemen a sericit spjaté v lepido-granoblastickou strukturu. Poikiloblastický granát (almandin) s náznaky rotace je z části přeměněn v chlorit? a biotit. Porfyroblasty biotitu jsou vůči osnově omezeny neostře, vůči foliaci jsou orientovány pod různými úhly, přičemž často dosahují bizarní tvary; tak např. tloušťka i několikanásobně přesahuje délku lupínků. Akcesorický pyrit je možno považovat za minerál vzniklý asi současně s biotitem, protože se s ním složitě prorůstá a biotit je v takových strukturách vždy neporušený.

Přehled o složení podává odhad: křemen 47 %, sericit 28 %, biotit 8 %, granát 5 %, Mg-chlorit 3 %, ilmenit 1 %, pyrit 1 %, ostatní akcesorie 1 %.

Jiný vzorek ze zářezu potoka 500 m JZ od papírny Slavošovce má vzhled svoru s porfyroblasty biotitu do 3 mm, uloženými převážně paralelně, ale i kolmo k foliaci světle šedo zelené osnovy. Podle odhadu jsou minerály zastoupeny v těchto objemových poměrech: křemen 52 %, Mg-chlorit 15 %, biotit 8 %, sericit 10 %, albit 10 %, ilmenit 2 %, pyrit 1 %, granát 1 %, ostatní akcesorie 1 %.

Projevy amfibolisace hornin série Hladomorné doliny. Mišík (1953) popsal amfibolické horniny, které tvoří tenké polohy, případně páskované, se střídajícími se pásy amfibolu a plagioklasu. Považuje je za metamorfované diabasové tufity a označuje je jako amfibolity.

Mikroskopicky jsem studoval jen amfibolické horniny bez výraznějšího páskování. Tvoří útvary od zcela izolovaných smouh nepřesahujících tloušťku 1 mm, přes plošně rozsáhlejší smouhy mnohonásobně se střídající s břidlicí, až po několik cm mocné jednotné polohy. Naprosto převažující součástí je zde amfibol, tvořící často paprscité agregáty do průměru 5 mm. Další podstatnou součástí bývá jemnozrnný středně basický plagioklas.

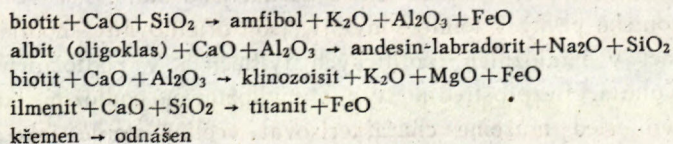
Kdybychom chtěli spojovat vznik těchto útvarů s basickým vulkanismem, mohli bychom si je představit jako jemné polohy tufitického materiálu. Pak by měly amfibolické horniny mít větší plošné rozšíření a také určitý význam stratigrafický.

Takovému pojetí však neodpovídají ani terénní poznatky (směrné omezení rozšíření) ani mikroskopická pozorování:

1. Stejně horniny tvoří i diskordantní formy ve směru *ac* puklin, nebo zcela nepravidelně se rozvětvující žilky, častěji spjaté s konkordantními pásy. Jde zřetelně o útvary mladší, než hlavní metamorfni přeměny v okolních horninách;
2. jsou to téměř biminerální horniny s asociací amfibol-andesin až labradorit, čímž se výrazně liší od metamorfovaných basických hornin, jak jsou charakterisovány níže;
3. zřetelná zonární stavba hlavně u diskordantních žilek a přechody do okolní horniny nasvědčují tomu, že okolní břidlice představují edukt těchto amfibolických hornin.

Projevy amfibolizace je možno považovat za výsledek metasomatického působení roztoků bohatých vápníkem na sericit-biotit-albitické břidlice a biotitické fylity.

Po stránce minerálního složení je možno přeměny, na základě vztahů pozorovaných v mikroskopu, vyjádřit zcela schematicky takto:



Je tedy třeba předpokládat hlavně přínos CaO , odnos SiO_2 , K_2O , Na_2O . Přínos MgO a FeO není třeba předpokládat, protože výraznější koncentrace amfibolu jsou často doprovázeny vybělením okolní horniny.

K tvoření amfibolu v akcesorických, makroskopicky nepostřehnutelných množstvích dochází v různých typech břidlic, např. i v horninách s pokročilejší blas-tézou albit-oligoklasu. Zde je vztah amfibolu k biotitu doložen i tím, že tenké

mázdry biotitu jsou v části svého pokračování zastoupeny amfibolem, který zachovává stejný tvar i agregaci, jako měl původní biotit.

Popsané zjevy amfibolizace nejsou příliš významné svým rozsahem, představují však charakteristický zjev v metamorfóze hornin svorové zóny, zvláště v Z a SZ okolí Rochovce. Podmínečně, bez patřičných důkazů, by je bylo možno geneticky spojovat s granitoidy, které podmínily též vznik cordieritických plodových břidlic.

Lamprofyry (amfibolické porfyry). V komplexu svorů se na několika místech vyskytují masivní tmavě šedozelené horniny, které svým vzhledem připomínají lamprofyry. Jediný zjištěný výchoz této horniny je v zářezu potoka 1,5 km Z od Rochovce. Mišík (1953) popisuje horninu z tohoto výchozu a označuje ji jako epi-lamprofyr. Žíla je mocná 1–2 m, má směr *ac* puklin v okolních břidlicích; bezprostřední styk však není odkrytý.

V odebraném vzorku jsou minerály zastoupeny v těchto objemech (odhad): plagioklas An₄₆ 50 %, amfibol 42 %, biotit 5 %, apatit 1 %, titanit 1 %, ostatní akcesorie (rutil, pyrit, zirkon, orthit, prehnit, kalcit, albit) 1 %. Na rozdíl od vzorku popisovaného Mišíkem jsou epimetamorfnní zjevy velmi nevýrazné.

Petrografie vrchnokarbonského souvrství na vrchu Háj

Tmavé fylity a křemité metakonglomeráty. Mezi továrním objektem Slavošovské papírny a kótou Háj 627,4 a v malém rozsahu na SV straně potoka Štítník na ploše asi 0,5 km² vystupuje souvrství, které je vzhledem k faciálnímu vývoji a stupni metamorfózy považováno za vrchnokarbonské. Tak Z o u b e k – S n o p k o (1955) považují epimetamorfované pískovce, drobné křemité konglomeráty s grafitickými břidlicemi, oddělující jádro digitace Markušského vrchu od masivu Kohúta, za vrchnokarbonské. Později S n o p k o (1957) zařazuje přímo souvrství od Slavošovec do spodní části vrchního karbonu. P o u b i š (1955), jak uvádí A n d r u s o v (1958), mluví o normální poloze slepenců na žule Kohúta, přičemž vlastní styk je modifikován zlomem (obr. 58). Konglomeráty jsou dynamometamorfované bez projevů kontaktní metamorfózy, což je považováno za jeden z důkladů, že pozdněorogenní žuly tisoveckého pásma jsou starší než vrchní karbon.

Drobné tektonické prvky v tomto souvrství jsou orientovány shodně s orientací foliací a lineací v nadložních biotitických fylitech i v podložních horninách krystalinika Kohúta. Bezprostřední styk s nadložím a podložím bohužel není odkryt. Vrstevní sled můžeme charakterisovat vcelku stejně jako P o u b i š (1955). Od podloží cca 100 m mocná poloha šedých metakonglomerátů přechází (i střídání) do tmavých „písčitých“ fylitů a tmavých fylitů; ve vrchní části se střídají bílé fylity s tmavými fylity. Téměř všechny horniny se zde vyznačují výrazně větším podílem křemene.

Zvláště u bělavých fylitů vynikají místy nahromaděné jehličky turmalinu a shluky drobných smolně lesklých tabulek ilmenitu. Z takové horniny odebrané

na hřebeni přímo nad papírnou byl ilmenit vyseparován a identifikován rentgenograficky.

Při mapování se mi podařilo na několika místech nalézt tmavé fylity s porfyroblasty příčných biotitů. Podobné nebo snad i zcela stejné horniny se vyskytují i v sérii Hladomorné doliny.

Jako příklad tmavého fylitu s biotitem uvádím horninu s hřebene 500 m V od kóty Háj. Foliační plochy jsou hedvábně lesklé, přerušované diagonálně orientovanou klivází. Na příčném lomu a hlavně v mikroskopu pozorujeme jemné fylitické vráskování. Biotit dosahuje velikosti 2 mm, vůči foliaci je orientován především šikmo a kolmo.

Jemná osnova tvořená sericitem a křemenem má granoblasticko-lepidoblastickou strukturu. Ve vrcholech vrásek je sericit zprohýbán, jinak tvoří občas i rekrystalizované příčné lupínky. Idioblastický sericit obvykle určuje přímočaré omezení sousedních zrn křemene. Grafitická substance je rozptýlena rovnoměrně, jen místy je odsunována stranou při okraji pásu hrubozrnnějšího křemene. Sloupečky turmalinu uzavírají grafitickou substanci; někdy jde o zřetelnou helicitickou strukturu ($s_1 // s_e$). Tabulkovité idioblasty ilmenitu, někdy částečně přeměněné v titanit, dosahují délky až 0,2 mm. Tlusté porfyroblasty biotitu s pleochroismem β, γ – červenohnědá, α – světle okrová, vytvářejí velmi pěknou helicitickou strukturu $s_1 // s_e$ (tab. I, obr. 3). Jindy neporušený biotit protíná drobné vrásky. V menším rozsahu je biotit přeměněn v pennin.

Odhad objemového složení horniny: sericit 70 %, křemen 22 %, biotit 3 %, grafit. substance 2 %, turmalin + zirkon 2 %, ilmenit + titanit 1 %.

Biotit se vyskytuje i v řadě hornin se zvýšeným množstvím křemene („písčité fylity“) až úplně chybí v horninách, kde je křemen naprosto převládající součástí. Podobně není biotit přítomen v bílých sericitických břidlicích, což je vzhledem k nedostatku vhodného materiálu, potřebného ke vzniku biotitu, zcela přirozené.

Mikroskopicky lze pozorovat další projevy postkinematické rekrystalizace. Tak vložky „písčitých fylitů“ v metakonglomerátech na vrchu Háj představují fylity s výraznou krystaloblastézou křemene, sericitu a albitu. Křemen (do 0,4 mm), albit (0,05–0,1), sericit (0,05–0,1 mm) se v podobě čoček a nepravidelných skvrn střídají s detailně provrásněnými, velmi jemnozrnnými partiemi přeplněnými grafitickou substancí a turmalinem. O intenzivní postkinematické rekrystalizaci světlých minerálů svědčí vystupování izolovaných fylitických partií mezi velkými nedeformovanými jedinci sericitu, křemene a albitu (tab. I, obr. 4; tab. II, obr. 1).

Odhad objemového zastoupení součástí: sericit 50 %, křemen 35 %, albit 10 %, grafitická substance 2 %, ilmenit 1 %, turmalin + orthit + zirkon 2 %, ojediněle příčný biotit.

Křemité metakonglomeráty

Valounový materiál je téměř výlučně tvořen křemenem šedé, mléčně bílé, narůžovělé nebo narůžovělé barvy a značně čistými kvarcity. Vzácnější jsou valouny lyditu a poměrně vzácně se vyskytnou jemnozrnné leukokratní granitoidní horniny. Všeobecně jsou objemově nejdůležitější valouny, dlouhé 1–8 cm. Tmel slepenců je tvořen hlavně křemenem a sericitem, méně albitem a biotitem, se

stejnými akcesoriemi, jako byly popsány z fylitů. Nelze rozhodnout, která zrna křemene snad představují původní klastické formy a která jsou ovlivněna intenzivní blastézou. Silná rekrystalizace tmelu je dobře zřetelná. Biotit, místy zastoupený jako podstatná součást, je bezpečně metamorfní, protože lze pozorovat např. helicitické struktury v podobě uzavřenin grafitu, jehož rozmístění uvnitř biotitu vyjadřuje průběh původních mikrovrásek. Značná část biotitu je přeměněna v pennin.

Z granitoidních hornin jsem měl k dispozici jen pět valounů z materiálu A. Klinec a z vlastního materiálu. Jsou to jemnozrné šedé nebo žlutavě bílé horniny složené z křemene, albitu a akcesorického biotitu.

Sericitické břidlice, sericit-albitické břidlice, albitické žuloruly a žuly

Tyto horniny jsou rozšířeny hlavně SV od Slavošovské papírny při Z straně Zlatné doliny. Jde vcelku o část komplexu, který Z o u b e k — S n o p k o (1955) označili jako sericitické břidlice a arkosy a přiřčenili do vrchního karbonu ± permu. Na některých místech by podle pojetí těchto autorů snad byly obdobné horniny označeny jako fylonitizované granitoidy.*

Při západní straně Zlatné doliny jsou sericitické a sericit-albitické břidlice dobře odkryty na řadě míst. Albitické typy břidlic zde silně převažují.

Sericit-albitické břidlice. Popisovaný vzorek je z rokle 150 m SV od k. 507,3, 1 km SV od Slavošovské papírny. Hornina je výrazně břidličnatá, šedavě bílá, středně zrnitá až jemnozrná. Na příčném řezu pozorujeme drobně čočkovitou texturu s očky albitu, nebo albitu a křemene. Foliační plochy jsou souvisle pokryty sericitem.

Křemen tvoří přibližně isometrická zrnka, nevýrazně laločnatá, dosahující prům. velikosti 0,3 mm, nejvýše 1 mm. Běžně uzavírá sericit, zřídka silně undulosně.

Isometrické xenoblasty albitu dosahují průměrně stejných velikostí jako křemen. Někdy je albit ve stadiu nedokonalé homogenizace, jindy vytváří agregáty zrn-glomeroblasty, v nichž je uzavírán křemen a sericit. Albitické lamelování je často hodně nepravidelné. Vyskytují se též

* Extrémně deformované a rekrystalizované granitoidy tvoří pravděpodobně podstatnou část tohoto souboru hornin, jak tomu nasvědčují častější hrubozrné čočky, které považují za nedokonale přepracované pegmatitové smouhy a žíly v původních granitoidech. V počátečních stádiích práce v masivu Kohúta jsme se pokoušeli interpretovat tyto horniny ve smyslu alpské metasomatické granitizace mladopaleozoického obalu (V r á n a, 1962), nebo proniků mladých žul (K l i n e c, 1960). Zvláště po zkušenosti z královohorské subzóny, kde se metamorfované granitoidy stýkají převážně s metakvarcity, takže možnost záměny s horninami obalu je vyloučena, považují tuto starší interpretaci za nesprávnou. Nepodařilo sa mi však zjistit kritéria, podle nichž by bylo možné v popisovaném úseku bezpečně rozlišovat metamorfované granitoidy od metaarkos (především v terénu). Některé zjevy, jako např. prvky silně připomínající gradační zvrstvení, by nasvědčovaly i přítomnosti metasedimentárních arkosových hornin. Jde o metamorfní konvergenci, kterou lze v méně výrazné podobě sledovat mezi basickými horninami v sérii Hladomorné doliny a v migmatitech i granitoidech.

příklady, připomínající výsledek drcení jednoho většího zrna (tab. II, obr. 2); maximální zžášení v symetrické zóně = 17° , $-2V(xx) = 80^\circ \rightarrow$ albit An_{4-5} . Občas jsou v albitu nepravidelná zrnka nebo rhomboedry karbonátu.

Sericit (muskovit) je zastoupen v podobě silnějších lupínků s poměrem šířky k délce 1 : 4 až 1 : 2 a průměrnou délkou 0,2 mm. Projevuje tendenci k hromadění do úzkých přerušovaných proužků, v nichž je orientován vůči foliaci z části šikmo nebo i příčně. Zjevy deformace jsou vzácné.

Apatit dosahuje velikosti až 0,2 mm a jeví se vůči sericitu jako mladší. Akcesoricky je přítomen též orthit, turmalin, zirkon, rutil a vzácně hnědavě pleochroický sericit až biotit?

Odhad objemového složení: křemen 47 %, albit 34 %, sericit 18 %, akcesorie 1 %.

Struktura těchto břidlic je lepidol-granoblastická.

Sericitické břidlice s biotitem. Mezi sericitickými břidlicemi bez obsahu živců převládají monotonní horniny s proměnlivým množstvím sericitu a křemene, makroskopicky velmi podobné výše popsaným horninám. Dost často se však vyskytují sericitické břidlice, v nichž je v menším množství zastoupen biotit. V takových horninách tvoří biotit až 6 mm velké, tlustě lupínkovité porfyroblasty, často příčné k foliaci. Jde zcela zřetelně o novotvořená individua, vzniklá během postkinematické krystalizace.

Nejlépe lze takové horniny sledovat v zářezu cesty 160 m ZSZ od k. 507,3; 1 km SV od Slavošovské papírny.

Jako příklad je zde však popsán vzorek ze zářezu 100 m S od k. 626,5; 2,5 km SSV od Slavošovské papírny, protože na tomto místě je vztah k okolním horninám zcela zřetelný.

Muskovitická břidlice s biotitem zde vystupuje v podobě 0,5 m mocné polohy a je spjata rychlým přechodem se slabě deformovanými migmatit-granity, které tvoří převládající podíl migmatitu. Obdobné horniny tvoří místy v migmatitech několik cm nebo mm silné izolované čočky a mázdry. Břidlice ze zmíněné polohy je velmi jemnozrná, měkká, šedavě bílá a matně lesklá s porfyroblasty biotitu do 1 mm.

Lupínky muskovitu jsou orientovány paralelně s foliací, průměrně 0,2–0,4 mm dlouhé. Zrnka křemene jsou protáhlá, vcelku stejně velká jako muskovit. Biotit je zcela čerstvý s pleochroismem β , γ — sytě olivově hnědá, α — velmi světle hnědá. Někdy je poikiloblastický, často orientovaný jako příčný biotit. Tabulky ilmenitu dosahují délky 0,4 mm, z části jsou lemovány rutillem nebo částečně přeměněny v rutil. Vzácné jsou poikiloblasty hnědavého karbonátu; akcesorický apatit má šedé jádro.

Odhad objemového složení: muskovit 60 %, křemen 34 %, biotit 3 %, apatit 1 %, ilmenit 1 %, rutil 1 %.

Leukokratní albitické žuly. Jsou to vesměs jemnozrné horniny, v čerstvém stavu šedobílé, většinou bimineralní (albit, křemen), často s malým obsahem sericitu nebo muskovitu. Geneticky jsou albitické žuly spjaté s muskovit-albitickými břidlicemi a vystupují zvláště v komplexu „arkos“ v okolí Zlatné doliny (srv. K l i n e c 1960). Snad nejinstruktivněji jsou vztahy albitických žul k muskovitickým břidlicím odkryty z zářezu potoka 250 m JV od kóty 520,1; 1 km S od Slavošovské papírny, ve směru proti toku. V muskovitických a muskovit-albitických břidlicích se začínají objevovat polohy albitických žul v polohách od cm do desítek m, s nejrůznějšími přechody do okolních břidlic. V samotných žulách jsou časté mázdry a čočky bohatější muskovitem a naopak bílá albit-křemenná

hornina tvoří čočky v břidlicích. Albitické žuloruly jsou mnohem častější než zcela masivní albitické žuly.

Obraz o chemickém složení albitické žuly a muskovitické břidlice podávají dvě chemické analýsy (analytik V. Dvoně).

Muskovitická břidlice			albitická žula		
			Muskovitická břidlice		
			albitická žula		
SiO ₂	70,04	79,55	Na ₂ O	1,70	4,56
TiO ₂	0,51	stopy	K ₂ O	4,00	0,58
Al ₂ O ₃	16,58	10,81	P ₂ O ₅	0,13	0,12
Fe ₂ O ₃	1,09	0,33	H ₂ O —	2,02	0,14
FeO	1,00	1,00	H ₂ O +	0,02	0,00
MnO	0,04	0,05	S ²	0,38	0,22
MgO	1,37	0,51	CO ₂	0,23	stopy
CaO	0,70	1,82	součet	99,81	99,69

Pokud jde o názvosloví těchto žul, byl by kvantitativně nejvýstižnější termín Johanna (1941) *leukosodaklastonalit*. Johannsenovo názvosloví však u nás není dosti vžitě, přidržuji se proto názvu leukokratní albitická žula ve smyslu P. Niggliho (1931; s. 317): Ist der Feldspat nur oder weit vorwiegend Albit, so genügt die Bezeichnung *Albitgranit*.

Analysované horniny pravděpodobně představují dva komplementární typy, vzniklé z původního granitoidu za silné diferenciace alkálií: K₂O je vázáno převážně v muskovitické břidlici, Na₂O v albitické žule. Původní granitoid mohl obsahovat i biotit. Zatlačování biotitu jinými minerály je v řadě méně přeměněných granitoidů časté a zcela zřetelné.

Okaté ruly

Muskovit-albit-mikroklinové okaté ruly. Tyto horniny s přechody do muskovit-albitických a muskovit-mikroklinových břidlic tvoří převážnou část vrchu Háje v podloží karbonských metakonglomerátů. Popisovaný vzorek pochází přímo z kóty Háje. Vyznačuje se hrbolatými foliačními plochami povlečenými muskovitem a na příčném lomu až 1 cm velkými očky křemene, křemene + albitu + mikroklinu, nebo mikroklinu. Mezi těmito očky vedle jemnozrnného křemene a živců vynikají útržky nebo mázdry šedé fylitické hmoty, která se přizpůsobuje tvaru oček nebo na nich ostře končí.

Křemen se účastní spolu s muskovitem na stavbě jemné osnovy, ale tvoří též undulosně zřetelnější větší zrna i přes 2 mm dlouhá.

Albit je přítomen v osnově, ale hlavně v podobě porfyroblastů a zrn ve shlucích muskovitu. Je uzavírán též v mikroklinu.

Největší zrna tvoří *mikroklin* v podobě až 5 mm velkých porfyroklastů. Je silně perthitický s vřetenkami albitu až 0,1 mm širokými. Většinou má zřetelné mikroklinové mřížkování, někdy srůstá podle karlovarského zákona.

Sericit je přítomný v podobě tlustých lupínků s poměrem délky k šířce 1:3 až 1:1. Akcesoricky je zastoupen apatit, zirkon a výjimečně biotit.

Odhad objemového zastoupení minerálů: mikroklin 38 %, křemen 35 %, albit 14 %, muskovit 12 %, akcesorie 1 %.

Muskovit-biotit-mikroklin-albitické okaté ruly jsou odkryty např. v zářezu potoka Štítník 100 m S od vodní nádrže papírny a výše v zářezu cesty. Do nadloží přecházejí do sericit-albitických jemnozrnných břidlic. Poslední úsek v podloží karbonských metakonglomerátů je zasutěný.

Objemově jsou minerály zastoupeny takto: albit 47 %, křemen 20 %, mikroklin 16 %, biotit 7 %, sericit 5 %, pennin 1 %, karbonát 1 %, ostatní akcesorie 3 %.

Přechody metamorfovaných biotitických rul a migmatitů do metamorfovaných granitoidů

Pestrou škálu metamorfovaných migmatitů lze dobře pozorovat v úvozech cest ve svazích nad krávinem při východním okraji Čierné Lehoty. Metamorfovaný substrát migmatitů kolísá mezi muskovitickými břidlicemi s fylitickými foliačními plochami, s řidčeji roztroušenými biotity a biotitickými břidlicemi až rulami, často též s jemným muskovitem. Neosom tvoří nepravidelné proniky, difusní útvary, hlavně však ložní, často pegmatitové žilky. Hlavně jemnozrnnější části neosomu bývají výrazně zruľovatěné. Tektonické prohnětení hornin způsobilo částečné setřetí původních hranic mezi paleosomem a neosomem.

Nezvětralé přechodní horniny jsou nejlépe odkryty v zářezu potoka 400 m severovýchodně od k. 520,1, 1 km S od Slavošovské papírny, kde na několika metrech přecházejí sericitické břidlice spolu s méně metamorfovanými granitoidy do biotitických rul, s žilkami křemen-živcové hmoty.

Jako příklady jsou popsány tyto horniny: a) ankerit-albit-sericit-biotitická břidlice (metamorfovaný migmatit?); b) albit-biotit-sericitická břidlice (metamorfovaná biotitická rula); c) migmatit (biotitická rula — albit-křemenný neosom) (slabě deformovaný migmatit).

Ankerit-albit-sericit-biotitická břidlice. Je to šedá jemnozrnná hornina s málo zřetelnými foliačními plochami pokrytými sericitem. Novotvořené porfyroblasty biotitu jsou v jemné osnově různě orientované. Ve výchozu jsou nápadné až 1 cm silné žilky složené z ankeritu, křemene, albitu a pyritu. Tyto žilky mají klikatý průběh, na zvětralých plochách tvoří dolíkovité prohlubně povlečené limonitem.

V mikroskopu pozorujeme křemen v podobě isometrických mírně laločnatých zrn. Zvláště při okrajích uzavírá sericit, biotit, nebo karbonát. *Sericit* tvoří silnější lupínky prům. 0,08 mm dlouhé, je buď rozptýlený nebo tvoří glomeroblasty, v nichž se prorůstá s albitem v podobě drobných zrn bez lamelování. *Biotit* je tlustě lupínkovitý, vesměs xenoblastický, často uzavírá křemen nebo ilmenit. I přímo na styku s karbonátem je naprosto čerstvý (tab. III, obr. 1). Pleochroismus: α — světle okrová, β , γ — sytě hnědá. Okolo orthitu a zirkonu jsou pleochroické dvůrky; $n_{\gamma} = 1,630$. Zbytky původního biotitu nebyly zjištěny.

Karbonát (ankerit ?) tvoří většinou dobře omezené rhomboedry, průměrně 0,2 mm velké. Světelný lom ve směru ϵ je menší než lom kanad. balsámu. Zrna jsou zvláště ve středu jemně poikiloblastická až houbovitá a uzavírají jemné oválné křemeny, někdy též čerstvý biotit. Mimo

žilky je tento nepochybně synmetamorfni karbonát rozptýlený rovnoměrně. Akcesoricky je zastoupený ilmenit, orthit, klinochlor, zirkon, pyrit.

Odhad objemového složení: křemen 48 %, biotit 17 %, sericit 17 %, albit 10 %, karbonát 8 %, ilmenit 1 %, ostatní akcesorie 2 %.

Albit-biotit-sericitická břidlice (metamorfovaná biotitická rula) je tmavě šedá, výrazně břidličnatá s jemnozrnnou osnovou, které sericit dodává matný lesk. Celkový vzhled však spíše určuje hojný biotit, dosahující velikosti 1 mm.

Zatímco biotit a pravděpodobně i křemen představují dokonale novotvořená zrna, vytváří sericit s drobným albitem zřetelné pseudomorfózy po původním plagioklasu (tab. III, obr. 2).

Mírně protažená zrna *křemene*, průměrně 0,5 mm dlouhá, působí při okrajích dojmem „polykání“ osnovy, uzavírajíce zde hlavně sericit.

Biotit je téměř idioblastický, zcela čerstvý. Lupínky jsou prům. 0,5 mm dlouhé s pleochroismem: α — velmi světle okrová, β , γ — hnědá. Často se různě orientované lupínky prorůstají nebo uzavírají. Tak jsou drobné biotity paralelné s foliací zcela uzavírány ve větších příčných biotitech, ale též opačně. Zřejmě zde není nutné uvažovat o dvou generacích, protože takovou strukturu můžeme považovat za výsledek různé rychlosti růstu jednotlivých krystalů (tab. III, obr. 2). Biotit z obdobné horniny z téhož výchozu byl analyzován A/K⁴⁰ metodou s výsledkem 84 mil. let, což odpovídá střednokřídové krystalizaci (Kantor, 1960).

Sericit, v lupíncích prům. 0,05 mm dlouhých, má podobnou orientaci jako biotit. V jeho shlucích jsou nepravidelné albity, které bývají tak silně plněné sericitem, že tvoří až přes polovinu objemu zrn albitu (tab. III, obr. 2).

Z akcesorií je nápadný jehličkovitý apatit se zakaleným jádrem a minerály epidotové skupiny v podobě zonárních krystalů. Jádro tvoří orthit přecházející do klinozoisitu a ten na okraji do epidotu. Mimo to je přítomen ilmenit, zirkon, klinochlor, karbonát, pyrit.

Odhad složení horniny: křemen 38 %, sericit 24 %, biotit 18 %, albit 15 %, orthit-epidot 1 %, ilmenit 1 %, ostatní akcesorie 3 %.

Migmatit. Substrát tvoří biotitická rula, Neosom je složen z albitu, křemene (-mikroklinu) v podobě rozplývavých, nebo i ostřeji omezených čoček a žil, několik cm silných, na okrajích s mázdrami sericitu a hlavně biotitu.

Výrazná je krystaloblastéza *křemene*, jenž uzavírá i celé shluky sericitu, albitu a biotitu. **Albit** je v různých stadiích homogenisace, skvrnitě se prorůstá s křemenem, uzavírá oválné sericity nebo drobné albity. Některá zrna jsou dosti pravidelně albiticky lamelována, jindy nepravidelně skvrnitě lamelování připomíná šachovnicové albity. Lupínky *biotitu* jsou xenoblastické, prům. 0,2 mm, max. 1 mm velké, vystupují v shlucích a smouhách. Zřetelná je baueritizace a pozdější chloritizace, při níž vzniká pennin s jehličkami rutilu.

Akcesoricky je zastoupen orthit, apatit, zirkon a turmalin. Příklad složení neosomu: křemen 41 %, albit 30 %, sericit 20 %, biotit 2 %, ostatní akcesorie 2 %. V jiném výbruse byl zastížen též mikroklin.

Biotitické ruly

Biotitické ruly vystupují na mnoha místech komplexu migmatit-granitoidů. Ve větší vzdálenosti od obalu jsou mnohem méně přeměněny a většinou nedošlo k smazání starých struktur. Blastéza nových minerálů probíhá uvnitř původních zrn nebo na jejich styku.

V některých profilech jsou ruly zastiženy v mocnosti i několika desítek metrů, vždy s určitým podílem neosomu v podobě čoček a poloh od cm do dm a prvních metrů. Často vyniká v rulové osnově proměnlivé množství větších zrn plagioklasu. Biotitické pararuly jsou převážně středně zrnité s výraznou paralelní texturou.

Křemen je zastoupen v podobě mírně laločnatých zrn, uzavírajících vedle biotitu častěji plněné živce.

Plagioklas je hustě albiticky lamelovaný, basicitou odpovídá albitu až oligoklasu. Je extrémně plněný klinozoisitem, sericitem a občas i biotitem. Klinozoisit vystupuje nepravidelně rozptýleně, jindy jsou sloupečky orientovány rovnoběžně, nebo tvoří přerušovaně radiálně paprskité shluky. Od klinozoisitu tohoto typu jsou přechody do větších zrn zřetelně vázaných na biotit, nebo vystupujících v struktuře horniny rovnocenně s ostatními součástmi. Ve výplni plagioklasů se účastní i nepravidelná až idioblastická zrnka slabě narůžovělého granátu.

Biotit vystupuje hlavně v podobě protáhlých shluků, v nichž mají jedinci různou orientaci (001) vůči foliaci horniny. Obsahují mnoho odmišleného sagenitu. Pleochroismus: α — velmi světle hnědá, β , γ — sytě hnědá. Vyloučený sagenit nebo zrnka rutilu jsou z části přeměněna v titanit, který je vázán zvláště na styk jednotlivých lupínků, kde tvoří jemně zrnité obruby nebo velmi protáhlá zrnka. Někdy proniká do lupínků biotitu křemen červíkovitých tvarů a tvoří s ním složité symplektity i v rozsahu celých lupínků. Běžné je zatlačování biotitu *klinozoisitem* (ojediněle až epidotem) v podobě zrn, zabírajících celou tloušťku lupínků a zachovávajících původní obrysy biotitu (tab. IV, obr. 3). Klinozoisit uzavírá proužky zrníček titanitu a zbytky biotitu, takže vznikají zřetelné reliktní struktury, z nichž vyplývá zatlačování biotitu klinozoisitem způsobem objem za objem. *Titanit* mimo popsaný vztah k biotitu vystupuje vzácně v podobě dvojčatné lamelovaných idioblastů. Vyskytne se též jako obruba kolem ilmenitu(?).

Akcesoricky je přítomný kroužkový sloupcovitý apatit, orthit, zirkon, pyrit a titanit.

Odhad objemového složení: plagioklas 45 %, křemen 22 %, biotit 22 %, klinozoisit 6 %, titanit 1 %, ostatní akcesorie 4 %.

Biotitické granodiority a žuly

Biotitické granodiority a žuly představují nejrozšířenější typ granitoidních hornin. Jsou značně nehomogenní, hlavně pokud jde o obsah biotitu. Tyto granitoidy jsou světle šedé, středně zrnité s málo zřetelnou paralelní texturou. Na větších výchozech pozorujeme přechody do migmatitů, časté jsou xenolity biotitických rul. Popisovaný vzorek pochází z výchozu v Cigánské dolině, 1 km SSV od Černé Lehoty.

Křemen tvoří průměrně 2 mm velká, undulózně zházející zrna. Zvláště vůči plagioklasu má korosivní omezení, vzácně je však plagioklas vůči křemenu i idioblastický. *Albit-oligoklas* je zastoupen v podobě mírně protáhlých zrn s jemným albitickým, vzácněji i periklinovým lamelováním. Vždy je velmi hustě plněný klinozoisitem a sericitem. *Mikroclin* tvoří laločnatá až 6 mm velká zrna. Je nepravidelně skvrnitý, slabě perthitický, mikroklinové mřížkování bývá vyvinuto jen v části zrna. Velmi hojně uzavírá plněné plagioklasy s čistým albitovým lemen, biotit, nebo shluky sericitu.

Biotit je omezený zcela nepravidelně, pleochroismus: α — světle hnědá, β , γ — hnědá. Z přeměn je zvláště časté vylučování sagenitu, částečně přeměněného v titanit, zatlačování biotitu klinozoisitem (tab. IV, obr. 3), méně častá je chloritizace se vznikem penninu (—). Sagenit bývá uzavírán též v plagioklasech.

Jako akcesorie je přítomen apatit, obvykle s kouřovým jádrem a orthit.

Odhad objemového složení: křemen 34 %, albit-oligoklas 30 %, mikroklin 24 %, biotit 6 %, klinozoisit 2 %, ostatní akcesorie 4 %.

Metamorfované basické horniny

V popisovaném území vystupují basické horniny vzácně v podobě poloh mocných několik m. Nedostatečná odkrytost nedovoluje vysledovat jejich směrné pokračování a vztahy k okolním horninám. Jsou to horniny středně zrnité, vzácněji jemnozrné, vesměs bez zřetelné paralelní textury. Na složení různých typů se podílejí hlavně tyto minerály: albit, křemen, biotit, klinochlor, amfibol, klinozoisit, karbonáty.

Stručná charakteristika jednotlivých typů:

Biotit-křemen-albit-chloritická hornina. Asi 3 m mocná poloha v biotitických fylitech až svorech. Šedozelená masivní hornina, středně zrnitá, s rozpoznatelným chloritem, biotitem a albitem.

Kalcit-biotit-křemen-albit-chloritická hornina vystupuje v zářezu potoka asi 15 m nad polohou č. 1. Je šedozelená, masivní, středně zrnitá, s nevýraznou lineací. Makroskopicky lze pozorovat biotit, chlorit a hnědý karbonát.

Křemen-klinochlor-biotit-albitická hornina. Poloha v světlých migmatit-granitech. Masivní tmavě zelenošedá hornina s biotitem do 5 mm.

Amfibol-klinozoisit-albit-biotitická hornina. Poloha v migmatitech až okatých rulách. Masivní zelenošedá hornina s biotitem do 6 mm.

Amfibol-klinozoisit-biotit-křemen-albitická hornina. Jemnozrná masivní hornina; poloha v slabě migmatitizovaných biotitických rulách.

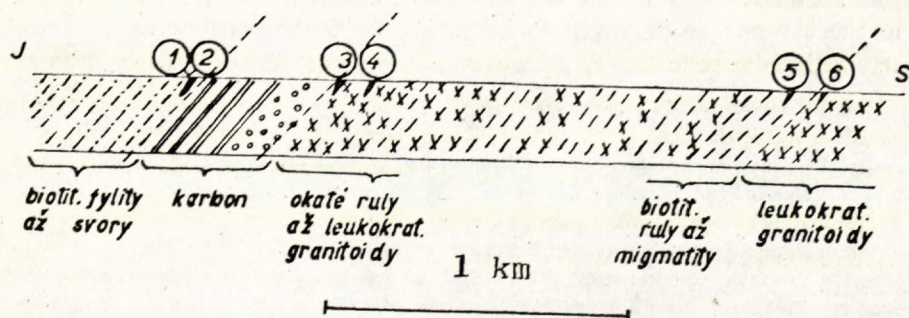
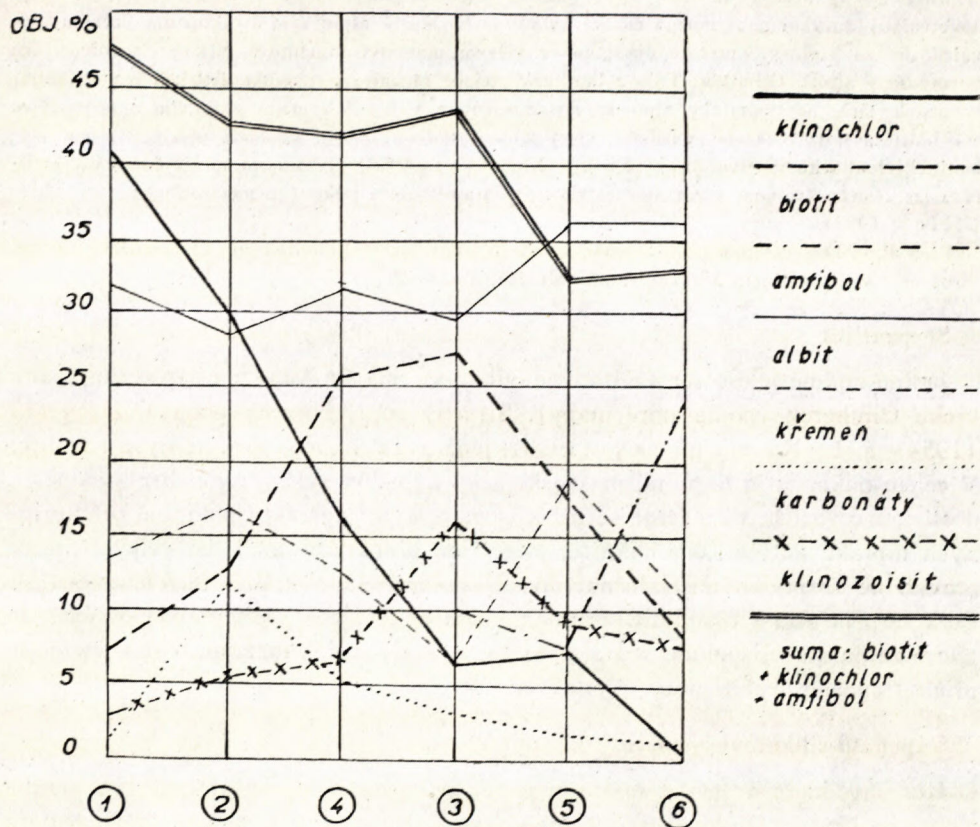
Biotit-křemen-amfibol-albitická hornina. Balvany v oblasti rozšíření leukokratních migmatit-granitů a migmatitů. Hornina má vzhled drobněji zrnitého dioritu s téměř masivní texturou.

Šest planimetrických analys ukazuje složení hlavních typů. Posun 0,2 mm; +: akcesorická neměřená součást. V některých případech se mohly při měření nepříznivě projevit malé rozměry některých součástí. Týká se to zvláště poměru mezi albitem a sericitem, klinozoisitem, daleko méně mezi křemenem a albitem.

Vzhledem k modálnímu složení a textuře nelze tyto horniny označovat jako amfibolity nebo zelené břidlice. Mišík (1953) označil ve dvou případech horniny, které zřejmě patří do této skupiny, jako epizonálně změněné gabbrodiority (lokalita Skalka a Homolka).

Vzorky 1 a 2 ze série Hladomorné doliny představují pravděpodobně metamorfované horniny původních výlevů, nebo mezivrstevních intrusí basických hornin. Zjištěné asociace odpovídají podmínkám křemen-albit-epidot-biotitové subfacii zelených břidlic.

Vzorky 3, 4, 5 představují basické horniny z drobných těles v granitoidech a migmatitizované biotitické rule. Basika byla přeměněna tak intenzivně, že se nepodařilo určit, jaký charakter měla před alpínskou metamorfózou. Relikty starších minerálů jsem nezjistil; popsané minerální asociace považuji za produkt alpínské metamorfózy v podmínkách křemen-albit-epidot-biotitové a křemen-albit-epidot-almandinové subfacie.



Obr. 1. Variační diagram modálního složení basických až intermediárních hornin různé genese a pravděpodobně i různého stáří, vyjadřující metamorfní konvergenci minerálního složení během alpinské metamorfózy.

Vzorek 6 je z popsaných basik pro zjištění intensity alpinské metamorfózy nejcennější. Vedle novotvořeného klintozoisitu, sericitu, granátu, Mg-chloritu a karbonátu obsahuje totiž novotvořený modravě zelený obecný amfibol, který obrůstá primární hnědozelený amfibol. Přesto, že tento novotvořený amfibol není možno časově zařadit vzhledem k alpským strukturním prvkům, považují ho za alpský, protože obsahuje ve velkém množství sagenitové mřížky (podobně jako novotvořený albit). Odmíšení TiO_2 z biotitu v podobě sagenitu je charakteristickou reakcí biotitů bohatších TiO_2 na podmínky alpinské metamorfózy a v tomto případě probíhalo o něco dříve než blastéza novotvořeného amfibolu, který silně zatlačoval biotit. Podobné příklady z amfibol-biotitických dioritů masivu Since popisuje Kužvart (1956). Toto metamorfnní dorůstání amfibolu lze částečně srovnat s dorůstáním klastických amfibolů v některých metapsefitech (srv. C. E. Tilley, 1938).

Před alpskou metamorfózou odpovídala hornina č. 6 amfibol-biotitickému křemennému dioritu. Strukturní vztahy minerálů dokumentuje tab. III, obr. 1, 2.

Serpentinit

Jediné známé těleso serpentinitu je odkryto v malém lomu na západním svahu vrchu Cimberok (podle staré mapy). Stručný popis horniny podává Poubiš (1954), a L. Kamenický (1958), jenž uvádí i chemickou analýsu horniny. V celém odkryvu je hornina, makroskopicky nápadná zvláště svou hrubozrnností, dosti jednotvárná. Vyznačuje se až 1,5 cm velkými agregáty jednotně orientovaných lupínků antigoritu a chloritu, které jsou prorůstány až 1 cm velkými, dosti pravidelně rozptýlenými, laločnatými poikiloblasty karbonátu (ferromagnetit?). Styk serpentinitu s okolními horninami není odkrytý, je však pravděpodobné, že těleso zaujalo svoji polohu v granitoidích před alpskou metamorfózou, které lze přičítat značně hrubozrnnou krystalizaci minerálů.

Vápenato-silikátové rohovce

Horniny, které by svým složením poukazovaly na vyšší obsah vápníku v sedimentech, jsou v studovaném území vzácné. Jedinými představiteli tohoto typu jsou ojedinělé výskyty vápenatosilikátových rohovců, vystupujících v rulách a migmatitech v podobě drobných čočkovitých těles. Ve své sedimentární podobě představovaly tyto rohovce nejspíš písčito-vápnité konkrece s jílovitou příměsí.

Amfibol-klinozoisitický rohovec se vyskytl v podobě 30 cm velké čočky v slabě feldspatitizovaných biotitických rulách 2 km SSV od Černé Lehoty. Je šedo-zelený, jemnozrnný a všesměrně zrnitý. Všechny součásti dosahují přibližně stejné velikosti (0,4 mm); tvoří rohovcovitou strukturu s isometrickými zrny. Zrna *křemene* jsou isometrická, slabě undulosně zhářejí. Klinozoisit je bezbarvý nebo světle žlutavě šedý se skvrnitě rozloženými anomálními interferenčními barvami.

Amfibol má náznaky dokonalejšího omezení podle (110). Pleochroismus: α — velmi světle zelená, γ — světle modrozelená, $\gamma'/c = 24^\circ$. Titanit se vyznačuje zaoblenými kosočtvercovými průřezy nebo je xenoblastický. Ojediněle se vyskytne zirkon a pyrit.

Odhad objemového složení: křemen 50 %, klinozoisit 30 %, amfibol 15 %, kalcit 3 %, titanit 2 %.

Amfibolit-klinozoisit-pyroxenický rohovec se vyskytuje častěji v sutích v údolí 800 m SV od Pavlovy hory v n. v. 770 m. Makroskopicky se shoduje s výše popsaným rohovcem. Struktura horniny je rohovcovitá, velikost hlavních součástí se pohybuje mezi 0,1–0,5 mm.

Křemen tvoří isometrická zrna, zhášející undulosně. Pyroxen je světle šedozelený až světle zelený, bez zřetelného pleochroizmu. Vedle štěpnosti podle (110) je vyvinuta odlišnost podle (100) a (010); $+2V_{(xx)} = 54^\circ - 58^\circ$; $\gamma/c = 47^\circ$. Jde o pyroxen z řady diopsid-hedenbergit.

Amfibol tvoří xenoblastická zrna, nebo třískové krystaly, průměrně 0,1–0,3 mm dlouhé. Velmi silné zbarvení překrývá interferenční barvy. Pleochroismus: α – sytě olivová, β – černozelená, γ – sytě modrozelená; $\gamma'/c = 20^\circ$? Klinozoisit-epidot je bezbarvý až slabě nažloutlý, xenoblastický. Akcesoricky je zastoupen titanit, ojediněle orthit.

Odhad objemového složení: křemen 67 %, pyroxen 15 %, klinozoisit 12 %, amfibol 6 %.

METAMORFNÍ VÝVOJ SERIE HLADOMORNÉ DOLINY

Představy o metamorfním vývoji této série jsou u jednotlivých geologů dosti odlišné. Příčinu lze vidět vedle prostorové variability charakteru a intenzity metamorfóz hlavně v její složité metamorfní historii. Střídavě byla zdůrazňována regionální a kontaktní metamorfóza jako hlavní metamorfní pochod. Z publikací je zřejmé, že se uplatnily oba procesy, avšak kontaktní metamorfóza je ve svých zřetelných projevech prostorově dosti omezená. Mimo to byla popsána též diaforéza původních metamorfitů v chlorit-sericitické fylity, přičleňovaná k alpinské orogenesi. Část chlorit-sericitických fylitů na JV okraji série určil A. N e m - č o k (1953) jako primárně níže metamorfované horniny. Je však třeba zdůraznit, že časté Mg-chlority jsou v studované části a pravděpodobně i jinde v rovnovážném vztahu k biotitu.

L e h o t s k ý (1962), opírajíc se o pozici série na granitoidech masivu Kohúta a v studovaném úseku obtížné určení hranice vůči spodní části magnesitového karbonu, rozvedl možnost transgresivního vztahu série ke granitoidům masivu. Současně uvažoval (viz též K l i n e c, 1962) o spodnokarbonském nebo devonském stáří těchto sedimentů. Tato alternativa je těsně spjata s členěním granitoidů v masivu Kohúta. Jde v podstatě o to, zda zdejší granitoidy vznikly během jediné orogeneze (např. variské), nebo zda granitoidy na jižním okraji masivu (pruh Mníšany—Lubeník), které většinou vystupují ve styku se sérií Hladomorné doliny, nejsou mladší (příčemž by bylo třeba uvažovat i o jejich alpinském vzniku). Skutečnost, že tyto granitoidy jsou postihnuté mikroskopicky výraznou alpinskou rekrystalizací obdobně jako jiné granitoidy masivu, a místy i zřetelně zrulovatěné, nevylučuje možnost jejich alpinského vzniku. Tak F. K a r l (1959) odvozuje pro některé tonalitické horniny penninika Východních Alp alpinské stáří intruze s následující metamorfní rekrystalizací, která má podobný charakter, jako u granodioritů na jižním okraji masivu Kohúta. Pro strukturní studium zde však není dostatek odkryvů a otázka bude pravděpodobně vyřešena geochronologickými metodami (např. studiem zirkonu).

Minerální asociace studované části série odpovídají subfacii křemen-albit-epidot-biotitové a subfacii křemen-albit-epidot-almandinové facie zelených břidlic (F. T u r n e r, 1958). Cordierit může být i součástí regionálně metamorfovaných hornin; vzniká v nich však teprve při výrazně intenzivnější metamorfóze, odpo-

vídající výšeteplotní části facie granatických amfibolitů. V popsáných plodových břidlicích Z od Rochovce vystupuje cordierit v horninách, jejichž základní metamorfóza odpovídá podmínkám biotitové a almandinové zóny. Je proto třeba vidět příčiny jeho vzniku v lokálním prohřátí hornin granodioritovým tělesem, které se V od Kopráshe ponořuje pod sérii Hladomorné doliny. Plodové břidlice vystupují právě nad apikální částí tělesa, kde lze počítat s největším prohřátím pláště. Neporušenost cordieritu lze si vysvětlit buď uchráněním plodových břidlic před alpinskou metamorfózou křemen-albit-epidot-almandinové subfacie, která způsobila rekrystalizaci granodioritů, nebo stabilitou cordieritu v těchto metamorfních podmínkách.

Retrográdní alpinská metamorfóza je dobře zřetelná např. u jemnozrnných plagioklasových rul, které se místy vyskytují při kontaktu s granodiority.

Pro studovanou část série považuji za nejpravděpodobnější toto schema metamorfního vývoje:

1. *Regionální metamorfóza v podmínkách křemen-albit-epidot-biotitové a křemen-albit-epidot-almandinové subfacie s parakinematickou krystalizací některých minerálů* [např. rotované granáty s uzavřeninami ve tvaru S (srv. též Mišík, 1953)]; v jiných částech série mohla tato metamorfóza vést i ke vzniku asociací křemen-albit-muskovit-chloritové subfacie (srv. A. Nemček, 1953).

2. *Kontaktní metamorfóza, projevující se různě v závislosti na vzdálenosti od tělesa a složení hornin.* Vedle vzniku cordieritu možno s ní dávat do souvislosti krystalizaci části až většiny příčných biotitů a dalších minerálů, nevybočujících ze starších asociací regionální metamorfózy. Samotná přítomnost příčných biotitů není postačujícím důkazem kontaktní metamorfózy, protože jsou často popisovány jako minerály vzniklé v pozdních postkinematických stádiích regionální metamorfózy bez zřetelné souvislosti s granitoidy (např. N. D. Chatterjee 1962).

3. *Alpinská regionální metamorfóza v podmínkách křemen-albit-epidot-biotitové a křemen-albit-epidot-almandinové subfacie.* Asociace této metamorfózy jsou odvozeny především ze studia metamorfovaných granitoidů (deformovaných i nedeformovaných) a jsou pravděpodobně v genetické souvislosti s blastézou disthenu, chloritoidu a vzácně i biotitu v mladopaleozoickém obalu veporid při styku s magnetitovým karbonem (Vrána, 1964). Je zřejmé, že horniny metamorfované během 1. a 2. metamorfózy, pokud obsahovaly asociace stabilní v podmínkách následující alpinské metamorfózy, nemusí po minerální stránce obsahovat žádné znaky této poslední metamorfózy. Mohlo dojít k „isofaciální“ rekrystalizaci a novotvoření některých minerálů. Takové změny se mi však nepodařilo rozlišit, stejně jako (s výjimkou cordieritu, částečně biotitu a plagioklasu) u předchozí kontaktní metamorfózy. O retrográdní přeměně možno mluvit u kontaktních jemnozrnných biotitických plagioklasových rul, kde došlo k přeměně basičtějšího plagioklasu v albit, klinozoisit a sericit.

V jiných částech série, hlavně blíže styku s gemeridami, mohla vést alpinská

metamorfóza ke vzniku asociací chloritové zóny, a tedy i ke vzniku retrográdně metamorfovaných hornin a diaforitů, pokud byly horniny původně výše metamorfovány.

Vzhledem k tomu, že série má nejisté stratigrafické postavení, je obtížné určit i stáří metamorfních pochodů. Vedle starších interpretací (Zoubek, 1936), podle nichž je první a druhá metamorfóza variská a (Máška — Zoubek, 1961): metamorfóza sub 1 — assyntská, sub 2 — variská, bude třeba ověřit další alternativu, podle níž by bylo možno považovat všechny tři metamorfní pochody za alpinské, s předpokladem jen slabé předalpinské metamorfózy (chloritová zóna).

Podrobné studium série Hladomorné doliny v celém rozsahu a její vztah k veporidnímu (permskému ?) obalu považují za jeden z velmi náležitých úkolů. Mělo by být uskutečněno i palynologické studium.

Metamorfnní vývoj vrchního karbonu (?) na vrchu Háj

Zdejší horniny se vyznačují hodně omezenou variabilitou celkového složení; jako podstatné součásti se uplatňuje pouze křemen, sericit (muskovit), příp. albit. Bylo možno rozlišit asociace vykrystalizované současně s velmi intenzivní deformací: sericit-křemen-(albit?) a postkinematickou asociaci s příčným biotitem: muskovit-albit-biotit-křemen. Starší asociace vzhledem k jemnozrnnosti minerálů odpovídá pravděpodobně křemen-albit-muskovit-chloritové subfacii, mladší asociace pravděpodobně křemen-albit-epidot-biotitové subfacii. Obě asociace jsou zřejmě alpinské.

Metamorfnní vývoj granitoidů a migmatitů masivu Kohúta

Jako předalpinské byly odvozeny tyto asociace: 1. křemen-K-živec-oligoklas (až andesin ?)-biotit-muskovit; 2. křemen-oligoklas (až andesin ?)-biotit-hnědozelený amfibol; 3. křemen-oligoklas (až andesin ?)-biotit.

Další asociace vyznačují vápenato-silikátové rohovce.

Jako alpinské byly odvozeny tyto asociace: křemen-muskovit; křemen-muskovit-albit; křemen-muskovit-biotit; křemen-muskovit-mikroclin; křemen-muskovit-mikroclin-albit; křemen-muskovit-mikroclin-albit-biotit $\pm$ klinozoisit, almandin; křemen-muskovit-biotit-albit $\pm$ klinozoisit, almandin, modrozelený obecný amfibol.

Mezi charakteristické akcesorie patří Mg-chlorit, titanit, rutil (sagenit), ilmenit, karbonáty. Všechny minerály výše uvedených asociací mohou představovat novotvořená individua; některé tvoří „pseudomorfovy“, jako např. albit po primárním oligoklasu, novotvořený biotit po primárním biotitu. Časté jsou nestabilní reliktů. Se zvětšující se deformací se uplatňuje pokročilá až dokonalá rekrytalizace hornin.

Domnívám se, že po ukončení studia alpinské metamorfózy i v jiných terénech veporid, opírajícího se o metamorfnně-faciální studium a další (hlavně strukturní) metody, bude možné sestavit podrobný obraz o alpinské metamorfóze krystalinika

i v rozsáhlých oblastech bez mladopaleozoického a mesozoického obalu, jehož horniny by odrážely jen tento poslední metamorfnní pochod.

Závěrem děkuji za společné tury a diskuse o otázkách geologie masivu Kohúta kolegům p. g. A. Klinecovi a p. g. I. Lehotskému.

Lektoroval prof. dr. J. K a m e n i c k ý.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát I. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [2] Andrusov D. — Kuthan M., 1940: Zpráva o geol. výskume územia projektovanej železnice Revúca—Tisovec. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Exner Ch., 1949: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. 1. — [4] Chatterjee N. D., 1962: The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy. Geol. Rundschau 51. — [5] Kamenický L., 1958: Zpráva ku prehľadnému geologickému mapovaniu za rok 1957; a) Kryštalínium veporid v oblasti kóty Trešník, kóty Stólice a kóty Kohút. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalínika (Kohútske pásmo). Geol. práce, Zprávy 19. — [7] Karl F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt 102, Wien. — [8] Klinec A., 1960: Niekoľko poznámok k územiu na styku gemerid s veporidami. Geol. práce, Zprávy 20. — [9] Klinec A., 1962: Vzťah kohútskeho kryštalínika ku gemeridám. Geol. práce Zošit 62. — [10] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické pomery maskových ložísek a jejich okolí u Hnúšťa na Slovensku. Sborník ÚÚG, 22. — [11] Leake B. E., 1960: Compilation of chemical analysis and physical constants of natural cordierites. Am. Miner. 45. — [12] Lehotský I., 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50.000 (dílčí zpráva). Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Máška M. — Zoubek V., 1961: Základní tektonické členění Záp. Karpat a jejich před-neoidní základ; in Tekt. vývoj Československa. Naklad. ČSAV, Praha. — [14] Mišík M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník SAV 4. — [15] Nemček A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. sborník SAV. 4. — [16] Niggli P., 1931: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11. — [17] Poubiš V., 1954: Předběžná zpráva o mapování... Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Poubiš V., 1955: Geologická stavba masivu Kohúta. Rukopis; archív Přírodovědecké fakulty UK v Bratislavě. — [19] Snopko L., 1957a: Předběžné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. — [20] Snopko L., 1957b: Předběžná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalínika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. — [21] Turner F. J., 1958: in Fyfe W. S., Turner F. J., Verhooogen J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Memoir 73. — [22] Velikoslavinskij D. A., 1960: Izmenenije sostava biotitov i granatov iz raznich metamorfičeskich zonnamsko-bodajdinskoj tolšči (severo-bajkalskoje nagorje). Trudy lab. geol. dokembrija 11. — [23] Vrána S., 1962: Nová hlediska v petrogenesi veporidního krystalínika v okolí Slavošovec. Geol. práce, Zošit 62. — [24] Vrána S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides to the Veporides. Krystallínium 2 (in lit.). — [25] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystalíniku Západních Karpat. Věstník SGÚ 12. —

[26] Zoubek V., 1955: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. Zpráva o geol. výzk. v r. 1954. — [27] Zoubek V., 1956: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zošit 46. — [28] Zoubek V. — Snopko L., 1955: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. Zprávy o geol. výzk. v r. 1954. ÚÚG, Praha.

STANISLAV VRÁNA

PETROGENESE DES VEPORIDEN KRISTALLIN IN DER UMGEBUNG VON SLAVOŠOVCE

In der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich der Verfasser mit der alpinen Metamorphose des Veporiden Kristallin in der Umgebung der Gemeinde Slavošovce (etwa 12 Km SSW von Dobšiná-Dobschau entfernt) und knüpft dabei an die Arbeit V. Zoubek's (1936) an, der als erster die bisher vollständigste Charakteristik der alpinen Kristallisation im vortriassischen Kristallin der Veporiden ausgearbeitet hatte.

Am Bau des studierten Gebietes sind (von Norden nach Süden) folgende Einheiten beteiligt:

1. „Zone der biotitischen Phyllite und der Glimmerschiefer“ (die Hladomorná dolina-Serie);
2. Schichtfolge der Phyllite und Metakonglomerate am Berge Háj (Oberkarbon; L. Snopko 1957);
3. serizitische und serizit-albitische Schiefer und albitische Granitgneise und Granite;
4. Granitoide und Migmatite des Massivs Kohút.

Dieses Gebiet stellt in der Umgebung von Slavošovce den Teil am Kontakte der Veporiden mit Gemeriden vor, wo die Lubeník-Linie ihren generellen NO verlauf plötzlich in die N—S bis NNW—SSO Richtung ändert und die Lineationen gewinnen mehr am Fallen (die Achsenrampe von Kohút). Die sehr starke Deformation der vortriassischen Gesteine ist im Einklang mit dieser besonderen Stellung in der alpinen Struktur und führte zur Schaffung eines gemeinsamen Strukturplanes (Foliation, Lineation) im Kristallin und in seiner alpinen tektonischen Hülle.

Die Hladomorná dolina-Serie ist im wesentlichen von cordieritischen Fruchtschiefern, serizit-biotit-albitischen Phylliten bis feinkörnigen Gneisen und chlorit-biotit-serizitischen Phylliten bis Glimmerschiefern gebildet. Die erste erkennbare Metamorphose dieser Serie — am wahrscheinlichsten voralpinen Alters — entspricht den Bedingungen der Quarz-Epidot-Biotit- und der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies (J. F. Turner 1958) und wurde durch die Kontaktmetamorphose (mit Bildung der cordieritischen Fruchtschiefer) auf einer Fläche von 2 Km² überprägt. Der Kontaktmetamorphose ist auch die Kristallisation der Querbiotite und vielleicht auch die Kristallisation, bzw. Rekristallisation einiger weiterer mit der älteren regionalen Metamorphose isofaziellen Minerale zuzuschreiben. Der Granodiorit-Körper, der diese Kontaktmetamorphose hervorgerufen hatte, taucht unter die Serie von Hladomorná dolina W von Mníšany und im studierten Gebiet kommt er nicht mehr zu tage. Die alpine Kristallisation äussert sich in dieser Serie nur stellenweise offensichtlich auch deshalb, weil sie die bereits vorher epi- bis mesozonal metamorphierten Gesteine mit Assoziationen, die sich als stabil erwiesen, ergriffen hat. Durch alpine Kristallisation sind Granodiorite im Lubeník—Mníšany-Streifen erfasst, welche die Kontaktmetamorphose der Gesteine von Hladomorná dolina-Serie verursacht haben. In den studierten Proben der cordieritischen Fruchtschiefer ist Cordierit unberührt; das bedeutet, dass diese Gesteine entweder vor der alpinen Metamorphose geschützt waren, oder aber hat sich Cordierit in diesen Bedingungen (Biotit, Almandin-Zone ?) als stabil gezeigt.

Die stratigraphische Stellung der Hladomorná dolina-Serie konnte man bisher nicht festlegen. Bei den Granodioriten im Streifen von Lubeník—Mníšany darf man neben dem vortriassischen Alter auch die alpine Intrusion mit der nachfolgenden teilweisen metamorphen Rekristallisation annehmen, wie es auch F. Karl (1959) im Falle der tonalitischen Intrusiva von Hohen Tauern

macht. Geologisch konnte man diese Frage nicht lösen, vielleicht gelingt es mit Hilfe des geochronologischen Studiums des Zirkon.

Oberkarbon am Berge Háj (L. Snopko 1957) vertreten dunkle und helle Phyllite und quarzige Metakonglomerate. Neben Serizit, Quarz und Albit mit parakinematischer Kristallisation wurde auch die postkinematische Rekristallisation des Serizit in Muskovit und die Bildung der Querbiotite und Muskovite beobachtet.

Die eigentlichen Granitoide im Massiv Kohút haben wir fast ausschliesslich im Zusammenhang mit Verfolgung der alpinen Metamorphose studiert. Die ursprünglichen biotitischen Granite bis Quarzdiorite, leukokrate Granite und Granodiorite, Aplite und Pegmatite wie auch Migmatite wurden im grossen Masse in Augengneise, in den extremen Fällen sogar bis in serizitische (muskovitische) Schiefer, serizit-albitische Schiefer und Granitgneise umgewandelt.

Als *vor-alpine* wurden folgende Assoziationen ausgegliedert: Quarz — K-Feldspat-Oligoklas (bis Andesin ?) — Biotit — Muskovit — Quarz — Oligoklas (bis Andesin ?) — Biotit — gemeine braungrüne Hornblende; Quarz-Oligoklas (bis Andesin ?) — Biotit.

Zu den *alpinen* Assoziationen gehören folgende: Quarz-Muskovit; Quarz-Muskovit-Albit; Quarz-Muskovit-Biotit; Quarz-Muskovit-Mikroklin; Quarz-Muskovit-Mikroklin-Albit; Quarz-Muskovit-Mikroklin-Albit-Biotit $\pm$ Klnozoisit, „Almandin“; Quarz-Muskovit-Biotit-Albit $\pm$ Klnozoisit, „Almandin“, gemeine blaugrüne Hornblende.

Zu den charakteristischen neugebildeten akzessorischen Bestandteilen gehören: Mg-Chlorit, Titanit, Rutil (Sagenit), Ilmenit und Karbonate. Der neugebildete Granat in den gefüllten Plagioklasen ist nach vorläufigen Ergebnissen neben dem Hauptgehalt der Almandin-, auch durch einen wesentlichen Anteil der Grossular-Komponente ausgezeichnet. Alle Minerale der oben angeführten Assoziationen können die Neubildungen vorstellen; einige davon bilden daneben in grossem Masse auch „Pseudomorphosen“, wie z. B. Albit nach dem primären Oligoklas, der neugebildete Biotit nach dem primären Biotit u. ä. Oftmals kommen auch instabile Relikte vor. Mit der wachsenden Intensität der Deformation kommt proportionell auch die vorgeschrittene bis vollkommene Rekristallisation der Gesteine zur Geltung.

Die bei unseren Granitoiden festgestellte alpine metamorphe Rekristallisation ist fast identisch mit der Tauernkristallisation, wie sie unlängst Ch. Exner & F. Karl (1959) charakterisiert haben. In der Zukunft wird die alpine Metamorphose im regionalen Ausmasse, die neugebildeten Minerale wie auch genetische Aspekte der alpinen Metamorphose Gegenstand unserer Studien sein.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Vysvětlivky k tabulkám

Tab. I

Obr. 1. Cordierit-biotitická plodová břidlice. Celou plochu obr. zaujímá cordierit s helicitickou strukturou. Uzavřeniny (sericit, rutil, magnetit, ilmenit, biotit, turmalin, apatit) naznačují průběh původních mikrovrásek; x nikoly, zvětš. 160 $\times$. — Obr. 2. Amfibolizace biotitického fylitu. Zatlačování porfyroblastu biotitu podél (001) jemnozrnným, světle zeleným amfibolem. 1 nikol, zvětš. 160 $\times$. — Obr. 3. Tmavý fylit (vrchní karbon) s příčnými biotity. V levé části obr. je zrno ilmenitu; 1 nikol, zvětš. 62 $\times$. — Obr. 4. Rekrystalizovaný tmavý fylit (vrchní karbon). Ve středu obr. je relikt jemně zvrásněného fylitu s grafitem a turmalinem. Rekrystalizované partie neobsahují grafit a turmalin, novotvořený sericit a křemen více než desetinásobně přesahují velikost staršího sericitu a křemene. 1. nikol, zvětš. 160 $\times$.

Tab. II

Obr. 1. Sericit-albitická břidlice. Zrna albitu se k sobě přikládají způsobem připomínajícím výsledek drcení jednoho většího zrna; x nikoly, zvětš. 70×. — Obr. 2. Biotit-sericit-albit-mikro-klinová okatá rula. Nedokonale homogenizovaný porfyroklast albitu přechází ve středu do drobných různě orientovaných zrn; x nikoly, zvětš. 60×. — Obr. 3. Ankerit-albit-sericit-biotitická břidlice. Krystaloblasty ankeritického karbonátu (An) jsou ve středu jemně poikiloblastické, uzavírají křemen. Biotit (Bi) je na styku s karbonátem zcela čerstvý; 1 nikol, zvětš. 60×. — Obr. 4. Albit-biotit-sericitická břidlice. Novotvořený biotit (Bi), šedý až černý. V glomeroblastech sericitu (Se) tvořícího pseudomorfózy po primárním plagioklasu jsou drobná zrna albitu (Al). 1 nikol, zvětš. 60×.

Tab. III

Obr. 1. Biotit-křemen-albit-chloritická hornina. Vztah porfyroblastů biotitu (Bi) k jemnozrnnější osnově tvořené kličochlorem (Kl) a albitem (Al). Drobná zrna rutilu; 1 nikol, zvětš. 75×. — Obr. 2. Biotit-křemen-amfibol-plagioklasová hornina („amfibolit-diorit“). V levé části obr. jsou dvě různě orientovaná zrna amfibolu (A_1 , A_2). V biotitu a v různé vzdálenosti od něho je sagenit (Sa) uzavíraný z části v plagioklasu (An_{10}), z části v obou amfibolech, přičemž ohraničení sagenitové mřížky v amfibolech je // s plochou (001) biotitu; koroze a zatlačování biotitu plagioklasem a amfibolem. Plagioklas je extrémně plněný sericitem a kličozoisitem; 1 nikol, zvětš. 90×. — Obr. 3. Stejná hornina jako na obr. 2. Zatlačování biotitu plagioklasem, který v podobě jediného poikiloblastu zaujímá zobrazenou plochu; jako výplň je zastoupený i granát (G). Sagenit v plagioklasu je značně vzdálený od biotitu. 1 nikol, zvětš. 90×. — Obr. 4. Biotitická rula. Biotit (Bi_1 , Bi_2) je zatlačován jediným zrnem kličozoisitu (Kli), který navenek zachovává původní obrysy biotitu. Plagioklas (Pl) je silně plněný hlavně kličozoisitem. 1 nikol, zvětš. 100×. — Foto S. Vrána.

TOMÁŠ GREGOR

K POZNANIU GEOLOGICKEJ STAVBY ÚZEMIA V OKOLÍ PODREČIAN A TUHÁRA

Na geologickej stavbe územia medzi Podrečanmi a Tuhárom, kde sú najzápadnejšie výskyty magnezitov v centrálnych Karpatoch, podieľajú sa komplexy patriace zväčša veporidám, čiastočne gemeridám. Stratigrafické a tektonické problémy tohto územia a jeho širšieho okolia riešili viacerí autori.

Otázky súvisiace s určením veku magnezitov SZ od Ružinej študovali Ulrych a Bouček (1931). Podľa nájdennej fauny z analogických magnezitových výskytov inde na Slovensku zaraďujú vápence magnezitovej série do vrchného karbónu. Mineralizačné procesy na ložisku v Ružinej riešil Ulrych (1933) a na ložisku Podrečany Trdlička (1959). Okrové ložisko v Podrečanoch a vo Veľkej Vsi skúmal Čechovič (1951) a Seneš — Hano — Kuráň (1951). V rámci výskumu Spišsko-gemerského rudohoria študoval geologické pomery Z od Lovinobane Gregor (1951) a V od Lovinobane Biely (1953), ktorý tu vyčlenil 3 synklinálne zóny, a to kalínovsko-točnickú, cinobanskú a dobročskú. Všeobecné problémy západných gemeríd najmä z hľadiska ich postavenia k veporidám študoval Maheľ (1953, 1954). Na základe dlhoročných štúdií rozčlenil Zoubek (1957) pásma veporíd na niekoľko zón. Stratigrafiu karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou a tektoniku karbónu gemeríd riešil Fusán (1962).

Na základe detailného geologického mapovania i poznatkov horeuvedených autorov môžeme v okolí Podrečian a Tuhára vyčleniť tieto geologické celky:

Veporidy: 1. granitoidný komplex pásma Kráľovej hole; 2. migmatitová zóna; 3. granitoidy pásma Kohúta; 4. zóna granátických svorov a fylitov; obal veporidného kryštalinika: 1. arkózovo-bridličnaté súvrstvie — perm; 2. kremencovo-bridličnaté súvrstvie; 3. karbonátové súvrstvie (2—3 trias); gemeridy: magnezitová série — vrchný karbón; vulkanické pokryvy

a sedimenty terciéru: 1. subsekventné vulkanity — tortón; 2. finálne bazalty — panón; 3. kontinentálne usadeniny (2—3 levant); kvartérne sedimenty: 1. eluviálne hliny a terasové štrky; 2. aluviálne náplavy.

Veporidy

Granitoidný komplex pásma Kráľovej hole vystupuje S od muránsko-divínskej tektonickej línie (Z o u b e k 1957). Možno v ňom odlíšiť viac typov žúl; staršie žuly sú silne zbridličnatené a môžeme ich považovať za synorogénne, pričom k zvýrazneniu bridličnatosti došlo v priebehu neskorých tektonických pochodov alpínskeho vrásnenia. K intrúzi granitoidnej magmy mohlo dôjsť na počiatku hercýnskych orogenetických procesov, a to vo viacerých fázach.

Pozdĺž staršej tektonickej línie omladenej počas alpínskej tektogenézy vystupuje nad divínskym mlynom a SV od obce Tuhár dvojsludná žula, ktorá makroskopicky nejaví stopy silnejšieho tektonického postihnutia. Ide asi o mladšie, post-orogénne masívky. V granitoidnom komplexe sú zastúpené žuloruly, porfyrovité žuly s porfyrickými výrastlicami živcov, dvojsludná žula s prevahou biotitu, resp. muskovitu a granodiority. Ďalej tu vystupujú bázičné a kyslé diferenciáty, ktoré sledujú pozdĺžne i priečne poruchy. V masíve granitoidov nachádzajú sa v značnom množstve kryštallické bridlice ovplyvnené magmou. Niektoré horniny možno zaradiť k migmatitom s hojnými žilkami ptygmatitov.

Porfyrovitá žula má SV priebeh, je tektonicky silne porušená a intenzívne stlačená, takže výrastlice živcov sú miestami až úplne vyvalcované. Veľké oká živcov pleťovej až ružovkastej farby tvorí mikroklin. V porfýrovej žule vystupujú i kyslé, silne drvené žuly, aplitické muskovitické, tvoriace žilné telesá SV smeru; patria asi ku kyslým diferenciatom granitoidnej magmy a sledujú bridličnaté plochy syntektonických granitoidov. Živce sú v nich intenzívne rozložené a kremeň je kataklasticky drvený.

Za porfýrovými žulami nasleduje už spomenuté *pásmo ptygmatitov*, s ktorými hraničí pruh hornín, zložený prevažne z kremeňa a muskovitu. Patria asi tiež ku kyslým diferenciatom žulovej magmy a vystupujú v okolí kopca Uhliarsko a Z od obce Píla, kde sú zvrásnené a fylonitizované. Severnejšie sú granitoidné masívy so zvýšenou bazicitou. Žula je biotitická, plagioklasy prevládajú nad K-živcami. Hornina nadobúda charakter granodioritov; je všesmerne zrnitej štruktúry, strednozrnná, mechanicky čiastočne usmernená.

Mikroskopicky vidno v plagioklasoch produkty saururitizácie. Kremeň je kataklasticky drvený a jednotlivé zrná zhášajú individuálne. Menej porušené zrnká kremeňa zhášajú undulózne; biotit je čiastočne chloritizovaný. Pri premene vznikli nepravidelne usporiadané ihličky sagenitu. Miestami došlo aj k úplnej premene biotitu na chlorit. Z akcesorických minerálov je prítomný titanit, zirkón, apatit a magnetit, prípadne ilmenit, s leukoxénovou obrubou.

Z bázičných diferenciatov sa vyskytujú diority, tvoriace malé masívky a prerážajúce usmernenú žulu v rôznych smeroch. Uprostred masívku dioritov na kóte 572 vystupujú i amfibolovce.

Na okrajoch masívkov vystupujú kremité, pozdĺž Tuhárskeho potoka biotiticko-amfibolické diority. V okrajových partiách sú masívky jemnozrnné, smerom k centru hrubozrnnnejšie; kremeň a živce ubúdajú a strednú časť tvoria výlučne veľké, dobre vykryštalizované jedince amfibolu. Kremeň je usmernený a slabo undulózny, biotit čiastočne chloritizovaný a amfibol sa mení na minerály epidot-zoizitovej skupiny. K intrúziám diferenciátov došlo najskôr v pozdejších fázach magmatickej činnosti.

Migmatitovú zónu tvoria kryštalické bridlice, hlavne pararuly a okaté ruly s ortozložkou zastúpenou živcami, ojedinele i amfibolom. Migmatitová zóna prebieha JZ od obce Lovinobaňa a buduje hrebeň horského masívu Sedem chotárov. V tomto komplexe je povaha hornín nejednotná; na severnom okraji sú horniny prestúpené žilkami kremeň živcovej povahy a majú vzhľad okatých rúl. V dôsledku prestúpenia horniny metatektom (K. H. Schumann 1936) došlo k premene už metamorfovaných hornín na migmatity. Ich polohy možno pokladať skôr za okrajovú zónu granodioritového intruzívneho telesa, odkrytého na južnom svahu horského hrebeňa Sedem chotárov. V južnejšej časti masívu kryštalických bridlíc majú pararuly viac-menej pôvodný vzhľad, iba sú slabo prestúpené ortokomponentmi. Horniny celého komplexu postihla polymetamorfóza, spočiatku regionálna metamorfóza, neskôr migmatitizácia; miestami sa uplatnila aj retrográdna metamorfóza. Štruktúra horniny je porfyroblastická.

Komplex migmatitov je prestúpený kyslými a bázickými diferenciátmi; k posledným patria malé žilné dioritové telesá, čiastočne metamorfované v amfibolity, vystupujúce na líniiach v smere bridličnatosti. Podobný priebeh majú i leukokrátne odštiepeniny, najmä početné žily pegmatitov a aplitov. Kremeň je v kyslých žilných diferenciátoch silne undulózny až drvený. Slúda sa vyskytuje vo forme veľkých lupenov. U bázických žilných telies nepozorovať väčšie premeny živcov alebo amfibolov. Naproti tomu minerály migmatitového komplexu sú značne premenené; živce sú sericitizované, biotity chloritizované a okolo bázickejších živcov a amfibolov sa vytvárajú zhľuky minerálov epidot-zoizitovej skupiny.

Migmatity i južnejšie mladšie členy zóny granatických svorov a fylitov sú prestúpené kremennými žilami. Okrem spekularitu, ktorý tvorí ojedinelé šupiny, nepozorovať v nich makroskopicky iné rudné minerály.

Granitoidy pásma Kohúta zastupujú granodiority na južnom svahu horského hrebeňa Sedem chotárov, leukokrátne granity pozdĺž divínskeho zlomu a granitoidný masívček v arkózach nad prameňom Ceterinského potoka SZ od Podrečian. Tento masívček je makroskopicky málo porušený a značne sa líši od zbridličnatých granitoidov. Je to kyslá, aplitická žula prevažne s K-živcami a s malým zastúpením kyslých plagioklasov. Živce sú málo sericitizované a kremeň javí slabé undulózne zhášanie.

Žula nad divínskym mlynom je dvojsľudná, stredne zrnitá. Mikroskopicky možno pozorovať určité premeny, ako rozklad živcov biotitu a rozpad kremeňa. Ide najskôr o prejavy alpínskej metamorfózy.

Zóna granatických svorov a fylitov. Južnú časť horského hrebeňa Sedem cho-

tárov buduje komplex granatických svorov a chloriticko-sericitických fylitov. Útržky biotitov značne chloritizovaných nasvedčujú tomu, že tu boli zastúpené i biotitické fylity. Celý komplex bol postihnutý regresívnou metamorfózou. Vzťah tohto metamorfného komplexu k migmatitom možno študovať SZ od železničnej zastávky Lovinobaňa, kde svory a fylity ležia diskordantne na migmatitoch, majúci až charakter orturúl. Styk týchto hornín so starším komplexom kryštalinika v oblasti hrebeňa Sedem chotárov je tektonický. Úklon staršieho komplexu je k juhu, kým mladší má na kontakte takmer kolmú bridličnatosť a na J sa úklon bridlíc mení k severu.

V epi- až mezozonálne metamorfovaných bridliciach je najsevernejšie položená fácia granatických svorov, ktoré však tu netvoria súvislý pruh. Makroskopicky možno pozorovať granatické svory v JZ časti metamorfnej série. Granáty sú i nad 1 cm veľké.

Pri mikroskopickom štúdiu možno i vo východnej časti pozorovať v bridliciach útržky granátov. Hornina je striebrolesklej farby so značným obsahom muskovitu a sericitu. Okrem toho sú v hornine zelené pružky, tvorené chloritom a hnedočervené škvrny vzniklé rozkladom tmavých minerálov. Kremeň býva poprerašaný šupinkami sericitu; ide tu o druhotný kremeň, ktorý miestami vyplňuje pôvodnú formu živcov. Z akcesórií je prítomný turmalín, titanit, zirkón a apatit. Turmalín možno pozorovať aj makroskopicky ako mladší minerál na plochách bridličnatosti. Ako druhotné minerály po plagioklasoch sú v hornine prítomné i minerály zoizit-epidotovej skupiny.

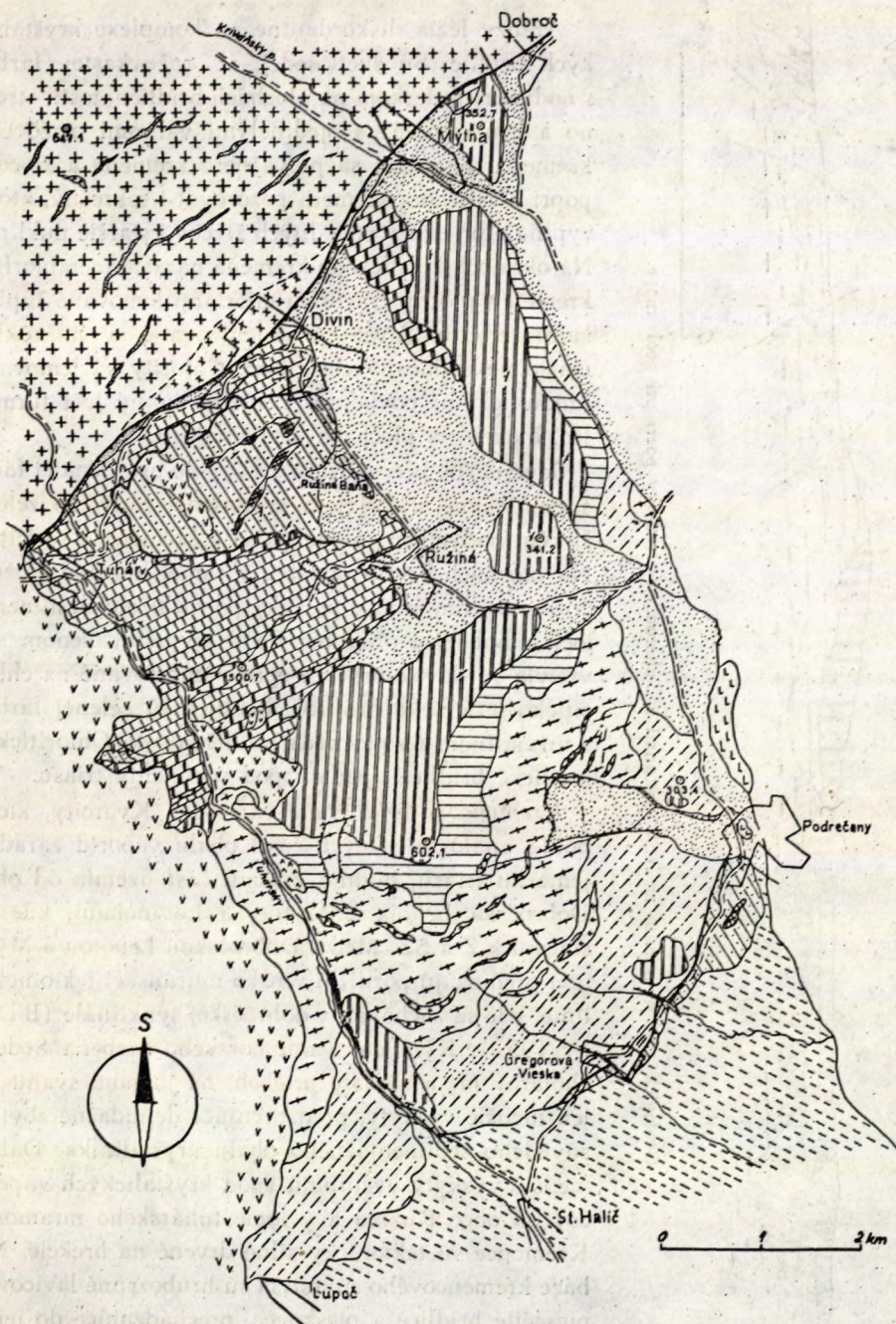
Južnejšie od granatických svorov vystupujú chloriticko-sericitické bridlice, ktoré okrem neprítomnosti granátu sa líšia od svorov aj pôvodným zložením horniny. Ide skôr o peliticko-psamitické sedimenty, neskôr premenené na biotiticko-muskovitické bridlice. Ich sedimentáciu doprevádzal bázičný vulkanizmus najskôr diabázového charakteru.

V pásme sericiticko-chloritických bridlíc je menší výskyt chloritoidných bridlíc. Chloritoidy tvoria zhľuky prizmatického habitu, vzájomne sa prestupujú.

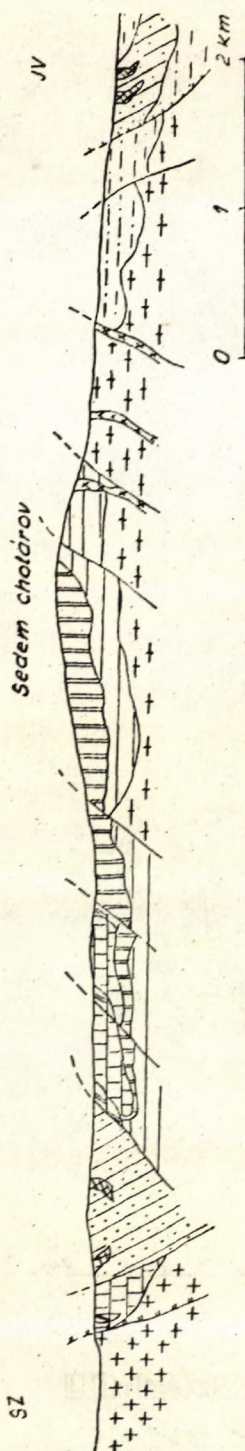
Obalová séria veporíd

Arkózovo-bridličnaté súvrstvie vystupuje na severnom svahu hrebeňa Sedem chotárov a tvorí súvislý pruh prebiehajúci od Lovinobane za Tuhársky potok, kde je prikrýté neovulkanitmi. Súvrstvie tvoria od podložia k nadložíu arkózy, sericitické a chloritické bridlice.

Geologická mapa okolia Podrečian a Tuhára. 1 — metamorfované sedimenty v granitoidoch, 2 — komplex granitoidov (1–2 pásmo Kráľovej hole), 3 — migmatity, 4 — granitoidy, 5 — bázičné diferenciáty, 6 — zóna granatických svorov a fylitov, 7 — epidot-zoizitické bridlice (3–7 pásmo Kohúta), 8 — arkózovo-bridličnaté súvrstvie -perm obalovej série veporíd, 9 — drobovo-karbonátové súvrstvie, 10 — magnezity (9–10 karbón gemerid), 11 — kremence, 12 — vápence, 13 — dolomity (11–13 trias obalovej série), 14 — andezity a ich tufy, 15 — čadiče, 16 — kontinentálne štrky, piesky a íly, 17 — deluviálne náplavy, 18 — smer a sklon bridlíc, 19 — muránsko-divínska línia, 20 — presunová línia karbónu.



- | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | |



Geologický profil územia medzi Podrečanmi a Tuhárom. Vysvetlivky pozri pri geol. mape.

Arkózy ležia diskordantne na komplexe kryštalic-
kých bridlíc. Sú svetlošedej až ružovkastej farby,
s hodvábnym leskom na plochách bridličnatosti, stred-
no a hrubozrnné, s ojedinelými valúnmi ružového
kremeňa. Skladajú sa prevažne z kremeňa a živcov;
popri klastickom kmeni pozorovať i sekrečný, ktorý
vyplňuje priestory pôvodných živcov i staršie pukliny.
Na okrajoch klastického kremeňa narastá metamorfný
kremeň a plochy zrastu sú miestami lemované šupin-
kami sericitu. Živce sú sericitizované a mikroklín
častočne zatláčaný chloritom. Chlority sú lemované
limonitickými povlakmi. Pomerne hojný je i turma-
lín, hlavne na plochách bridličnatosti.

Severnejšie prechádzajú arkózy do bridličnatej fácie
s pelitickým materiálom svetlošedej farby so zelen-
kavým nádychom; skladajú sa z kremeňa a sericitu.
Na plochách bridličnatosti i v samej hornine možno
pozorovať limonitové povlaky po rozložených minerá-
loch s bohatým obsahom Fe. Najvyšším členom sú-
vrstvia sú ílovité bridlice epimetamorfované na chlo-
riticko-sericitické bridlice. Bridlice sú zelenej farby,
s turmalínom na plochách bridličnatosti. Chloriticko-
sericitické bridlice upadajú pod sedimenty triasu.

Kremencovo-bridličnaté súvrstvie. Kvarcity, ktoré
podľa analógie z iných častí obalu veporid zarađu-
jeme ku triasu, budujú značnú časť územia od obce
Dobročská Lehota k Mýtnej a Lovinobani, kde sa
stáčajú k Z a SZ. Medzi Dobročskou Lehotou a Mýt-
nou prebiehajú pozdĺž divínsko-muránskej tektonickej
línie, kde sa zachovali v dobročskej synklinále (B i e -
l y 1957). Kým na svahu horského hrebeňa Sedem
chotárov majú súvislý priebeh, na južnom svahu sú
len menšie výskyty, predstavujúce denudačné zbytky
súvislého sedimentačného obalu kryštalinika. Ďalšie
menšie výskyty vystupujú spod kryštalicích vápen-
cov od obce Ružiná a v lome tuhárskeho mramora.
Kremence sú tektonicky silne drvené na brekcie. Na
báze kremencového súvrstvia sú hrubozrnné lavicovité
piesečité bridlice a pieskovce, prechádzajúce do jem-
nozrnných kremencov svetlohnedej až ružovkastej
farby. V kremencoch sú polohy ílovitých bridlíc ze-

lenkavej farby, na plochách bridličnatosti so šupinkami sericitu a chloritu ako produktov epizonálnej metamorfózy

V kremencovo-bridličnatom súvrství môžeme pozorovať stopy *dislokačnej metamorfózy*. Celistvý ružovkastý kremenec je tektonicky drvený a v bridličnatých polohách badať vrásky a mikrovrásky, miestami sú aj vyvalcované v jemné listovité bridličky fylonitového vzhľadu. Na bridličnatých plochách je výrazná lineácia a iné deformačné úkazy dynamometamorfných procesov. Aj na plochách bridličnatosti tohto súvrstvia pozorovať stebľá turmalínu postmetamorfného pôvodu.

Karbonátové súvrstvie vystupuje v nadloží kremencov a SV od Mýtnej je v tektonickom styku s kryštalinikom pozdĺž divínskej línie, odkiaľ pokračuje ďalej na západ za Tuhársky potok, kde sa ponára pod aglomeráty andezitov. Stratigrafický a tektonický vzťah tohto súvrstvia k paleontologicky preukázanému karbónu riešil F u s á n (1962). Tvoria ho dolomity, slienité a rohovcové vápence, tmavé, nepremenené bridličnaté vápence a metamorfované až mramorizované vápence.

Dolomity a dolomitické vápence tvoria najspodnejšiu časť súvrstvia; sú zvrásnené a ich tektonicky vyťahnuté krídla (flexúry) sú čiastočne nasunutú na vápence s vergenciou k J. Dolomity sú lavicovité a druhotne poprestupované kalcitovými žilkami. Popri primárnych dolomitoch, vzniklých najskôr pri diagenéze, sú tu známe i sekundárne dolomity, vzniklé v priebehu tektonických pochodov, a to hlavne pozdĺž divínsko-muránskej tektonickej línie. Vzhľadom a sfarbením sú podobné vápencom, od ktorých sa líšia len chemickým zložením. Vystupujú spolu s bunkovitými vápencami.

Nad dolomitmi sú kryštalické vápence, rôzne metamorfované. Najintenzívnejšie sú vápence mramorizované v okolí Tuhára, kde majú rôzne sfarbenie. Biele hrubokryštalické polohy prechádzajú do ružovkastých a modrastých, ďalej do šedých až tmavošedých vápencov, stredno až drobnozrnných. Kryštalické vápence sú masívne, lavicovité až bridličnaté. Masívne vápence sú prestúpené početnými puklinami a trhlinami vyplnenými miestami druhotným kalcitom i kremeňom. V kryštalických vápencoch sú svetlé pruhy hrubozrnejšie; pruhy tmavšie sú znečistené bituminóznou a ílovitou prímiesou. Inertné látky (ako bitumíny) brzdia kryštalizáciu horniny. U bridličnatých polôh môžeme pozorovať na plochách bridličnatosti sericitické povlaky, lineárne usmernené.

Slienité vápence sa vyskytujú na južnom okraji karbonátového súvrstvia; Z od Tuhárskeho mlyna sú v nich polohy tmavošedých až čiernych brílíc. Rohovcové vápence vystupujú dosť nepravidelne v centrálnej časti súvrstvia medzi Tuhárskym lomom a Ružinou a spolu s tmavými tenkolavicovitými vápencami tvoria najvrchnejšiu časť karbonátového súvrstvia.

Gemeridy

Magnezitový karbón (ochtinsko-podrečanská fácia; F u s á n 1957) je v mapovanom území zastúpený v okolí Podrečian a pri Ružinej. Severnejší výskyt pri Ružinej leží na obalovej sérii veporidného kryštalinika, a to na mezozoických vápencoch vo forme tektonickej šupiny (F u s á n 1962). Litologicko-faciálny vývoj sedimentov karbónu je u oboch výskytov odlišný. Pri Podrečianoch sú to grafitické bridlice, chloriticko-sericitické bridlice a karbonáty, hydrotermálne metasomaticky premenené na magnezity. V západnej časti ložiska sú magnezity druhotne premenené na okry, smerom na východ bola oxydovaná len najvrchnejšia časť ložiska; okry boli miestami druhotne preplavené.

Karbón pri Ružinej zastupujú detritické, vulkanické a karbonátové horniny. Detritické sedimenty sú pelitickej až psamitickej povahy. Malé útržky brekciovitých zlepcov sú na severnom okraji komplexu magnezitovej série. Nad nimi vystupujú droby a drobové bridlice šedého sfarbenia so zelenavým odtieňom. Úlomky živcov majú prevahu nad ostatnými zložkami. Ďalšie súčiastky tvorí kremeň a úlomky ílovitých bridlíc (už metamorfované); živce sú značne rozložené. Nad polohou drobových bridlíc nadobúdajú sedimenty pelitický charakter s bituminóznou prímесou a prechádzajú do grafitických bridlíc. Karbonátové sedimenty ležia nad grafitickými bridlicami; ide hlavne o krinoidové vápence, metasomaticky zatláčané magnezitom. Pôvodne súvislý horizont karbonátov bol po zrudnení tektonicky rozdrobený na nepravidelné šošovky, obalené grafitickými bridlicami. Vulkanické členy karbónu predstavujú jednak diabázové tufy v menších výskytoch na severnom okraji, jednak zelené bridlice tufitického charakteru v haldovom materiáli z banských prác.

Vulkanické pokryvy a sedimenty terciéru a kvartéru

Neovulkanity. Andezity, andezitové aglomeráty a ich tufy tvoria západne od študovaného územia súvislé pokryvy a na našom území menšie útržky na karbone a na mezozoiku. Podľa mikroskopického štúdia možno ich zaradiť medzi pyroxenické andezity s prevládajúcim hypersténom. Idiomorfne výrastlice tvoria i augity. Základná hmota je hyalopylitická s malým obsahom skla, zložená z jemne lištovitých a ihlicovitých živcov, z drobných zŕn pyroxénu a malých stĺpcikov apatitu, ojedinele i kryštálikov amfibolov. V základnej hmote je aj voľne rozptýlený magnetit. Andezitové brekcie zaberajú väčšiu časť plochy vulkanitov; tvoria stĺpcovité útvary a vyčnievajú nad okolité horniny ako relikty erodovaných tufobrekcií. V materiáli andezitových brekcií sú hojne zastúpené útržky žuly, žilný kremeň a úlomky karbonátov. Andezitový tuf buduje južný svah hrebeňa Jesenie; používa sa ako stavebný materiál.

Čadiče a ich lávové pruhy tvoria úzke pruhy po oboch stranách Krivánskeho

potoka S od Podrečian. Rozpad čadičov je doskovitý i stĺpcovitý (s 5—6 bokými hranolmi). Vo vyšších polohách je svetlošedý až šedonamodrastý a škvrnitý v dôsledku zvetrávania. Okrem čadičových lát možno na ľavej strane potoka pozorovať i bomby a lapily; podľa J u g o v i t s a (1915) patria do pontu až levantu. Štruktúra čadičov je fluidálne intersertálna, z lištovito usporiadaného plagioklasu; medzi nimi sú zrnká augitu, olivínu a magnetitu. Pyroxén sa nachádza hlavne v základnej hmote, tvorenej zo zmesi augitu, olivínu, magnetitu a plagioklasu. Podľa F i a l u (1938) sa v čadiči nachádza aj nefelín, preto ho pomenoval ako nefelinický bazanit.

Terciérne sedimenty. Kontinentálne štrky, piesky a íly, patriace poltárskej formácii, lemujú južné svahy horského hrebeňa Sedem chotárov. Pozdĺž priečných zlomov prenikajú k Divínu a Mýtnej; majú značnú mocnosť a sú zložené prevažne z materiálu okolitých hornín. Valúny štrkov sú pomerne slabo opracované; íly sú pestro sfarbené do červena, šedomodra a šedohneda. Sú plastické a poskytujú dobrý materiál pre keramické spracovanie.

Kvartér. Takmer všetky horniny sú pokryté väčšou-menšou vrstvou kvartérnych sedimentov, a to eluviálnych a koluviálnych hĺn. Eluviálne hliny sú hlavne na kryštallických bridliciach a na granitoidoch, koluviálne hliny zas na SV okraji obce Divín. Štrkopieskové nánosy tvoria 2 stupne terás pozdĺž miestneho potoka. Medzi Divínom a Ružinou sú eluviálne nánosy s rašeliniskami malého významu. Pozdĺž potôčikov sú malé aluviálne naplaveniny.

Tektonické pomery

Na geologickej stavbe študovaného územia sa podieľa pásma veporíd a gemeríd (Z o u b e k 1957). Z veporidného pásma vystupuje ako najjužnejší člen *kohútska zóna* a severnejšie, *zóna Kráľovej hole*, oddelené od seba *muránsko-divínskou líniou*. Z vnútorného pásma gemeríd vystupuje tu karbón ako tektonická šupina nasunutá na mezozoikum obalovej série. Za najstaršiu jednotku môžeme považovať komplex kryštalinika, S od muránsko-divínskej línie. Z predkambrických až staropaleozoických sedimentov ílovito-piesčitého zloženia zachovali sa relikty premenené na epi- až mezozonálne metamorfované bridlice. Fylity, svory a pararuly tvoria úzke a pretiahnuté pruhy uprostred granitoidov. Počas jednotlivých fáz vrásnenia boli založené štruktúry, sledované migmatitizáciou až granitizáciou. Okrem usmernenej kryštalizácie došlo v kryštalinickom masíve aj k retrográdnej metamorfóze hornín. K a n t o r (1961) pokladá granitoidy v tatro-veporidách za serorogénne a prisudzuje im hercýnsky vek na základe výskumov pomocou A/K metódy.

Zónu Kohúta tvoria komplexy kaledónskeho, hercýnskeho a alpínskeho vývojového cyklu. Epimetamorfované sedimenty hercýnskeho a alpínskeho vývojového cyklu tvoria obal veporidného kryštalinika.

Podľa Klinca (1962) sa *veporidná tektonická jednotka* člení na 4 komplexy,

v ktorej A komplexu prisudzuje algonkický vek. Ak okaté ruly možno pokladať za ekvivalent pararúl A komplexu, sú potom v mapovanej oblasti zastúpené i staršie horniny ako kaledónske. Vznik granatických a biotitických svorov a fylitov je viazaný najskôr na mladokaledónske až hercýnske orogenetické procesy. Počas hercýnskych magmatogénnych procesov došlo aj k intruzívnej činnosti, výsledkom ktorej sú granitoidné masívy a masívky v antiklinále Sedem chotárov. K postkinematickým granitoidom hercýnskeho orogénneho cyklu môžeme pričleniť i masívky granitov v blízkosti muránsko-divínskej línie, odlišujúce sa od starších granitoidov pásma Kráľovej hole všesmerne zrnitou štruktúrou; okrem toho nemajú bridličnatú textúru a jednotlivé minerály sú len slabo postihnuté retrográdnou metamorfózou.

V oblasti gemeríd vytvorilo sa po bretónskej fáze na styku s veporidami synklinálne pásmo, v ktorom sa usadili sedimenty karbónu. V okolí Ružinej a Podrečian majú k veporidám tektonický vzťah a pri Ružinej sú nasunuté na mezozoický obal veporidného kryštalinika.

V období alpínskych horotvorných procesov boli staršie štruktúrne formy zastreté a vytvorili sa neoidné štruktúry. Zo synklinálnych pásiem je to *dobročsko-tuhárska synklinála* (Biely 1957 — dobročská synklinálna zóna; Mahel 1954 — tuhárska synklinála), prebiehajúca južne od muránsko-divínskej línie a *podrečanská synklinála* na južnom svahu horského hrebeňa Sedem chotárov. V dobročsko-tuhárskej synklinále zachovali sa z mezozoika kremence, dolomity a vápence, v podrečanskej synklinále iba denudačné zbytky spodnotriasových kremencov. V neskorších fázach alpínskeho orogénu došlo k zbridličnateniu sedimentov mezozoika a k zvýrazneniu antiklinálnej stavby v oblasti Siedmich chotárov. V priebehu vrásnenia nadobudli vrásky v tejto oblasti vergenciu k juhu; na S od osi dobročsko-tuhárskej synklinály majú vrásky vergenciu k severu. Keďže osi antiklinály Siedmich chotárov sa oblúkovite prehýba, je priebeh zbridličnatosti západne od prehybu smerom k SZ a východne od neho k SV. Na zbridličnatených plochách triasu sú vyvinuté jemné vrásky a lineárne deformácie a zbridličnatené plochy kremencov a vápencov sú sericitizované. Tieto úkazy sú prejavom dynamometamorfických procesov alpínskeho vrásnenia. Výskyt granitoidného masívku v arkózach nad prameňom Ceterinského potoka nasvedčuje i na intruzívnu činnosť v období alpsko-karpatského vrásnenia. Keďže žula je len slabo postihnutá metamorfózou, ide najskôr o vplyv neoidnej magmatickej činnosti.

Z ďalších deformačných úkazov, ktoré sa uplatnili v priebehu alpínskeho tektonického cyklu, možno pozorovať rôzne zlomy, hrasti pozdĺž obnovených starších porúch. V priebehu tektogenézy obnovil sa aj zlom pozdĺž muránsko-divínskej línie a ďalšie pozdĺžne tektonické línie hlavne v kráľovohorskom pásme. Väčší význam majú i priečne zlomy, pozdĺž ktorých došlo k neoidnej vulkanickej činnosti. Menšie priečne zlomy narušujú na južnom svahu hrebeňa Sedem chotárov staršie štruktúry a sú najskôr výrazom mladšieho vrásnenia. Počas alpínskej tekto-

niky vytvára sa západne od Podrečian malá priekopová prepadlina, vyplnená sedimentmi neogénu.

Alpsko-karpatský tektonogénny cyklus nebol ukončený ani finálnym vulkanizmom, počas ktorého boli vyplnené priečne depresie vulkanogénnym a tufogénnym materiálom čadičovej magmy. Koncom neogénu došlo k regresii neogénneho mora v dôsledku epeirogénnych pohybov a ku kratogenizácii jednotlivých častí tektonických jednotiek, hlavne veporidného kryštalinika.

Lektoroval pg. A. Klinec.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geologický sborník IV/3—4, Bratislava. — [2] Biely A., 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [3] Fiala F., 1938: Nefelinický bazanitoid od Podrečian. Sborník štátneho múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici II. — [4] Frech F., 1906: Das marine Karbon in Ungarn. Földtani Közlöny XXXVI, Budapest. — [5] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [6] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [7] Fusán O., 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [8] Ilavský J., 1953: Geologické problémy Spišsko-gemerského rudohoria vo vzťahu k rudným ložiskám. Geol. sborník I/2, Bratislava. — [9] Jung J. — Roques M., 1936: Les zones d'isometamorphisme dans le terrain crystallophylien du Massif Central Français. Revue des sciences naturelles d'Auvergne I/4. — [10] Kantor J., 1961: Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [11] Klinec A., 1962: Vzťah kohútkeho kryštalinika ku gemeridám. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [12] Kettner R., 1930: Poznámky o geologii krajiny medzi Pliešovci a Modrým Kamenem na Slovensku. Rozpravy II. tř. čes. akad. XVI/16, Praha. — [13] Koutek J., 1930: Geologické studia na severozápade Nízkých Tater. Sborník SGÜ IX, Praha. — [14] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sbor. IV/1—2, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1954: Paleozoické série v západných gemeridách. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [16] Maheľ M., Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. sbor. V/1—4, Bratislava. — [17] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (I. Perm). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, Praha. — [18] Máška M., 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (III Karbon — celkově). Zprávy o geologických výzkumech v r. 1957, Praha. — [19] Redlich K. A., 1934: Die Magnesitvorkommen in ČSR. Vest. SGÜ roč. X., č. 3—4. — [20] Sudovikov N. G., 1955: Migmatity, ich genesis i metodika izučenia. Trudy laboratorii geologii dokembrija. Izd. A. N. SSSR, Moskva. — [21] Schönnenberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 99, Berlin. — [22] Trdlička Z., 1959: Příspěvek k mineralogii Slovenských magnezitů. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [23] Ulrych F., 1933: Československá ložiska magnezitová a dnešní stav jejich využití. Banský svět č. 1, roč. XII. — [24] Ulrych F., Bouček B., 1931: Výskyty skamenělin v magnezitové zóně Slovenského rudohorí. Věstník SUG, roč. VII, sv. 7. — [25] Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštaliniku západných Karpát. Věstník SGÜ, ČSR. — [26] Zoubek V., 1957: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava.

BEMERKUNGEN ZUM GEOLOGISCHEN BAU DER UMGEBUNG VON PODREČANY UND TUHÁR

Am geologischen Bau der Umgebung von Podrečany und Tuhár, die sich am Kontakte der gemeriden und veporiden Komplexe befindet; beteiligen sich folgende Einheiten:

Veporiden: 1. der granitoide Gesteinskomplex der Králova hoľa-Zone; 2. Migmatit-Zone; 3. granitoide Gesteine und 4. granitoide Glimmerschiefer und Phyllite (2–4 Kohút-Zone).

Die Hülle des veporiden Kristallin: Arkosen-Schiefer-Schichtfolge, 2. kieselig-schieferige Schichtfolge, 3. karbonatische Schichtfolge. Gemeriden: die Magnesit-Serie (Oberkarbon).

Vulkanische Decken und tertiäre Ablagerungen: 1. Produkte des subsequenten (Torton) und finalen Vulkanismus (Pannon, Levant), 3. kontinentale Ablagerungen (Levant).

Im granitoiden Komplex der Králová hoľa-Zone (Zoubek 1957) finden wir einige Granittypen, und zwar Granitgneise, Porphyrganit, Zweiglimmergranite, Granodiorit. Granitoide Gesteine sind von basischen und saueren Massen längs der Strukturelemente (in O–W Richtung) als auch quär durch die Schieferung durchdrungen. Kristalline Schiefer gehören dem Altpaläozoikum bis Proterozoikum, Granitgesteine zum herzynischen magmatogenen Prozess an (Kantor 1961). Neben der regionalen Metamorphose und Migmatitisation ist der ganze Gesteinskomplex auch durch die retrograde Metamorphose erfasst worden.

Die Zone der granatischen Glimmerschiefer und Phyllite ist eigentlich eine mezozonal metamorphierte Fazies, in welcher sich auch die Dynamometamorphose geltend gemacht hatte. Gemeinsames Auftreten der chloritoiden Schiefer mit granatischen Glimmerschiefern weist auf die dem Stress-ähnlichen Bedingungen während der progressiven Metamorphose hin.

Die diskordante Stellung der Zone mit granatischen Glimmerschiefern und Phylliten gegenüber der Migmatit-Zone weist darauf, dass die Paragneise während der Ablagerung der pelitisch-psammittischen Schichtfolge bereits da waren.

Die Hüllenserie des veporiden Kristallin ist durch paläozoische und mesozoische Gesteine vertreten. Von ersteren sind es grobkörnige, mittelsandige bis schluffige tonige Ablagerungen. Mesozoikum bilden wiederum grobkörnige Sandsteine, die dann in Kieselsteine mit Einschaltungen von tonig-mergeligen Schiefen übergehen. Im Laufe der Vertiefung des Ablagerungsraumes wurden detritische Sedimente durch karbonatische ersetzt. Während der alpin-karpatischen Faltung wurden die terrigenen Perm-Trias-Ablagerungen epizonal metamorphiert, karbonatische Gesteine durchkristallisiert, bis „marmorisiert“.

Von den tektonisch gefalteten Strukturen tritt in der Kohút-Zone in Norden die Dobroč-Tuhár-Synklinale, in Süden wiederum die Podrečany-Synklinale auf, welche durch eine antiklinale Gebirgszone Sedem chotárov voneinander getrennt sind. Im Kerne der Antiklinale kommen migmatitisierte Paragneise vor.

Die gemeride tektonische Einheit ist durch die tektonische Karbon-Schuppe (Fusán 1962) vertreten, die auf die mesozoische Hülle der veporiden Einheit überschoben wurde. Karbon ist bei Podrečany durch detritische und karbonatische Gesteine, bei Ružiná auch durch vulkanogene Gesteine diabascharakter vertreten und wurde auch durch faunistische Funde belegt.

Der tertiäre subsequente Vulkanismus ist durch pyroxenische Andesite mit dominierendem Hypersthen und idiomorphen Augit-Verwachsungen und vereinzelt Amphibolkristallen vertreten; daneben findet man auch Andesitagglomerate und deren Tuffe.

Der finale Vulkanismus, vertreten durch Basaltgesteine, hat sich längs der Quärbrüche geltend gemacht. Auf Grund des anwesenden Nephelins hat sie Fiala (1938) als „nephelinischer Basanit“ bezeichnet. Neogene kontinentale Ablagerungen sind durch Schotter, Sande und buntfarbige Tonsande der Poltärer Formation gebaut.

J. H. BERNARD

COSALIT ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) ZE SIDERITOVÉ ŽÍLY V PRAKOVČÍCH VE SPIŠSKO-GEMERSKÉM RUDOHOŘI

Na některých sideritových žilách Spišsko-gemerského rudohoří byly v posledních letech zjištěny výskyty jehličkovitých agregátů sulfosolů s podstatným obsahem vizmutu. První bezpečný výskyt minerálu ze skupiny sulfosolů o obecném vzorci $\text{Pb}_x\text{Bi}_y\text{S}_x$ popsali K. Paděra — V. Bouška — J. Pelikán (1955) z ankerito-křemenné žíly na dole Hirschkohlung v Dobšíně, který identifikovali jako *rezbanyit* ($\text{Pb}_2\text{Bi}_6\text{S}_{11}$, resp. $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$) s větší příměsí Cu. Podle uvedených autorů jeho krystalizační interval se překrývá s chalkopyritem, je však mírně pozdější. Tetraedrit je považován za mladší než rezbanyit. Z. Trdlička — F. Kupka (1957) popsali relativně hojný výskyt další sulfosoli stejného obecného vzorce — *kobellitu* ($\text{Pb}_6\text{FeBi}_4\text{Sb}_2\text{S}_{16}$) z Fichtenhübelu.

Z podobné, na sulfidy velmi bohaté sideritové žíly v dolině Hummel uvádějí kobellit J. Hak — F. Kupka (1958). Podle jejich názoru se jeví jako starší než chalkopyrit, který kobellitové jehlice proniká; podle autorových pozorování je však možné, že se jedná o často přítomnou mladší generaci chalkopyritu, mladší i než tetraedrit, a že tedy postavení kobellitu je poněkud pozdější. Z téže lokality určil Š. Bajaník (1961) rezbanyit. Při značné podobnosti roentgenogramů (odlišnosti hlavně v intenzitách) je však možné, že jde o totožný minerál. Podle Š. Bajaníka má rezbanyit totožný krystalizační interval jako tetraedrit. F. Novák (1960) zjistil kobellit také na rožňavské žíle Maria, jehož množství spolu s chalkopyritem směrem do hloubky na úkor tetraedritu stoupá. V. Kupčík — M. Matherny — C. Varček (1961) popisují ze žíly Aurelia v Rožňavě výskyt sulfosoli, jež po velmi podrobném výzkumu vykazovala chemickou podobnost s dříve zrušeným lilianitem — $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$. Autoři usuzují, že v případě nehomogenního složení původního lilianitu jde v tomto případě o nový nerost.

Z nejistých nebo nepotvrzených nálezů sulfosolů s Bi je třeba uvést výskyt

klaprothitu ($\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$)₂ z Krompachů, zaznamenaný P. R a m d o h r e m (1955), výskyt aikinitu v Gelnické Hutě (O. H a š l a r, 1955) a dalšího jehličkovitého Cu-Pb-Bi nerostu ze Slovinek (O. H a š l a r, 1956).

Identifikace a popis cosalitu

Autor našel jehličkovité sulfosole s obecným vzorcem $\text{Pb}_x\text{Bi}_y\text{S}_z$ na několika lokalitách této oblasti, z nichž bylo možno jednoznačně identifikovat zatím jediný.

Tab. 1. Roentgenometrická identifikace cosalitu z Prakoveců a srovnání jeho d-liní s liniemi pro některé příbuzné nerosty

Cosalit Prakovec		Cosalit Wells, B. C. Ca- nada (L. G. Berry-R. M. Thompson)		Tetradrit Rudňany ž. Hrubá, 8. p. (a = 10,360 ± ± 0,006 Å)		Benjamin Nye Co., Nevada (L. G. Berry-R. M. Thompson)		Kobellit Hummel (J. Hak-F. Kup- ka)		Kobellit Hwena, Švédsko (L. G. Berry-R. M. Thompson)	
I	d _A	I	d _A	I	d _A	I	d _A	I	d _A	I	d _A
4	3,97	5	3,95					1	3,95	3	3,93
—	—	2	3,72					0,5	3,74	1	3,71
—	—	1	3,62					—	—	—	—
9	3,45	10	3,44	—	—	9	3,47	8	3,52	10	3,51
6	3,36	5	3,36	—	—	1	3,40	10	3,39	10	3,38
—	—	—	—	—	—	1/2	3,30	—	—	—	—
4	3,20	2	3,22	—	—	1/2	3,19	2	3,28	2	3,25
3	3,07	2	3,07	—	—	—	—	2	3,11	3	3,11
10	2,94	6	2,95	10	2,97	1/2	2,95	3	2,96	2	2,97
5	2,82	5	2,82	—	—	10	2,83	9	2,87	5	2,84
1	2,71	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,71
—	—	1/2	2,66	—	—	—	—	—	—	—	—
3	2,58	—	—	3	2,59	—	—	—	—	1/2	2,59
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/2	2,51
3	2,30	2	2,29	—	—	—	—	1 d	2,31	1	2,30
—	—	—	—	—	—	—	—	1 d	2,26	2	2,24
4 d	2,15	6	2,15	—	—	1	2,18	6 d	2,14	6	2,13
6 d	2,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	2,07	—	—	1/2	2,08
7	2,02	5	2,04	1	2,02	6	1,998	5 d	2,02	4	2,03
—	—	1	1,985	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,953	—	—	1	1,949	—	—	—	—
4	1,913	4	1,910	2	1,892	—	—	1 d	1,937	3	1,929
—	—	—	—	—	—	1/2	1,852	0,5d	1,834	1/2	1,852
7	1,817	3	1,804	9	1,830	—	—	1 d	1,814	1	1,804
—	—	—	—	1	1,776	—	—	—	—	—	—
3	1,733	3	1,728	—	—	4	1,746	8	1,750	4	1,740
—	—	—	—	—	—	1	1,710	2	1,713	3	1,701
2	1,681	2	1,678	2	1,680	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,637	—	—	—	—
—	—	2	1,593	—	—	—	—	0,5	1,607	1/2	1,608
6	1,555	—	—	8	1,562	—	—	0,5	1,563	—	—
1	1,491	—	—	1	1,496	—	—	—	—	—	—
3	1,445	3	1,457	1	1,466	1/2	1,447	1	1,455	—	—
4	1,384	4	1,386	—	—	1/2	1,408	1	1,387	2	1,391
3	1,357	3	1,352	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1,326	1/2	1,328	—	—	2	1,315	—	—	3	1,329
1	1,303	1/2	1,285	2	1,295	—	—	—	—	—	—

Na křemeno-sideritové žíle s ankeritem a sulfidy ve štole Anna Reilichová v Prakovcích zjistil autor výskyt jehličkovitých a sloupcovitých podélně rýhovaných agregátů ocelově lesklých a tmavošedé barvy, max. 1 cm dlouhých a 1–2 mm širokých, jež hlavně na základě roentgenogramu, kombinovaného se spektrální analýsou bylo možno identifikovat jako cosalit ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$). Je měkký, rýpe se měděnou jehlou, velmi dobře leštitelný. Pod mikroskopem se jehlicovité agregáty jeví jako velmi protáhlé čočky, zakončené náznakovitě terminálními ploškami. V odraženém světle je bílé barvy, se zřetelně menší odrazovou mohutností než často přítomný arsenopyrit, s vyšší však než tetraedrit a blízkou chalkopyritu. Tetraedrit vykazuje poněkud vyšší tvrdost v nábruse (vystupující relief), velice markantní rozdíl je však při srovnání cosalitu s arsenopyritem a pyritem. Anisotropní efekty při zkřížených nikolech jsou zřetelné, avšak slabší než u arsenopyritu. Výsledky diagnostického leptání: HNO_3 (1:1) — velmi rychle se zcela rozpouští; HCl (1:1), FeCl_3 (20 %) a KCN (20 %) po 2 min. — negativní.

Bezpečnou identifikaci umožnil roentgenometrický výzkum. Na základě práškového diagramu (tab. 1) byla prokázána dobrá shoda d hodnot a intenzit linií s údaji pro cosalit, které uvádí L. G. Berry a R. M. Thompson (1962); u několika intenzivních linií je zřejmá koincidence se silnými liniemi tetraedritu, který s prakoveckým cosalitem hojně srůstá. Vzhledem k tomu, že velikost mřížkové konstanty $a_0 = 10,36 \text{ \AA}$ (J. H. Bernard, 1958), bylo pro eliminaci koincidenčí použito měřených d hodnot u tetraedritu se stejnou hodnotou a_0 (Rudňany, Hrubá žíla, 8. p.). Současně jsou v tabulce 1 uvedeny hodnoty pro některé příbuzné sulfosole (benjaminit, kobellit), aby byla zřejmá diference jejich roentgenogramů. U nejpodobnějšího kobellitu je zřejmá

Tabulka 2. Kvalitativní spektrální analýsa cosalitu z Prakovců.

Minerál	Číslo vzorku (tělesa)					
	1	2	3	4	5	6
albit	31,8	20,5	31,6	28,5	36,2	36,1
biotit	7,5	12,7	25,9	27,4	17,3	8,5
Mg-chlorit	40,4	30,0	16,1	6,2	7,3	0,6
křemen	13,6	16,7	12,4	6,5	19,2	10,8
klinozoisit	2,8	5,6	6,6	15,9	9,0	7,7
amfibol	—	—	—	10,0	7,4	23,7
kalcit	+	9,9	5,2	3,2	1,7	0,9
ankerit?	1,9	1,9	—	—	—	—
rutil	1,2	—	1,1	0,8	—	—
titanit	—	2,0	+	+	+	0,9
apatit	0,8	0,7	1,1	1,2	1,0	0,9
granát	—	—	—	—	+	+
pyrit	—	+	—	0,3	0,9	0,4
zirkon	—	—	—	+	+	+
orthit	—	+	—	+	+	—
sericit	—	—	+	+	+	9,5
pennin	—	—	—	—	—	+
turmalin	—	—	—	+	—	—
sagenit	—	—	—	—	+	+
počet bodů	6714	6040	5316	5603	5040	5820

velká difference v odhadnuté intenzitě hodnoty d 3,38–3,39 (10, u cosalitu 5–6), a odlišné polohy u d hodnoty 3,25–3,28 (cosalit 3,20–3,22) a hlavně 3,51–3,52 (3,44–3,45) aj.

Kvalitativní spektrální analýza (tab. 2) prokázala příslušnost minerálu mezi sulfosole se vzorcem $Pb_xBi_yS_z$ (podstatný obsah Bi a Pb). Zrno použité k analýze bylo prorostlé tetraedritem, takže nelze provést diskusi, které elementy kromě základních lze počítat do mřížky cosalitu.

V našem případě jedná se o druhý výskyt tohoto nerostu, který se zcela výjimečně vyskytl na zlatodole Pepř v Jílovém (P. Morávek, 1956) zarostlý v karbonátu.

Ostatní minerály rudní žíly

Cosalit se vyskytl v rudní žíle ve štolě Anna Reilichová v horninách gelnické série, která má směr cca V–Z a sklon 50–90° k J (L. Odehnal, 1951). Ložisko se vyznačuje zajímavou minerální asociací, ostatně typickou pro ložiska ve střední části Spišsko-gemerského rudohoří (Fichtenhübel, Gelnická Huta, Smolnická Huta). V žilovině převládá siderit, křemen a ankerit, ze sulfidů se často vyskytuje pyrit, dále sfalerit a tetraedrit. Chalkopyrit a arsenopyrit jsou méně hojné, ojedinělý je cosalit a skutterudit(?) byl zjištěn pouze mikroskopicky. O lokalitě v Prakovicích jsou zmínky starého data; tak např. V. Haidinger (1847) v souvislosti s výskytem údajného gersdorffitu se zmiňuje o ložisku. Podrobný popis ložiska podal naposled Odehnal (1951) a Bergfest (1954).

Autor této práce analysoval ze zdejší lokality tetraedrit (1958) a dále sfalerit a chalkopyrit (1962).

Křemen — uplatňuje se nejméně ve 2 dobře identifikovatelných generacích. Křemen I se jeví vždy jako nejstarší nerost na ložisku a je často důležitou složkou žíly. Je bílý, celistvý, masně lesklý. Křemen II lze odlišit hlavně pokud zarůstá do žilných karbonátů. Jeví častěji sklon k tvoření průhledných zrn a metakrystů. Je charakterisován častým doprovodem sulfidů.

Ankerit — rovněž ve 2 generacích, z nichž první nad druhou značně převažuje. Starší ankerit je namnoze hrubozrnný charakterisován bělošedou barvou, šedým pigmentem na hranicích jednotlivých zrn. Podle chemické analýzy (tab. 3) jde o typický Fe dolomit s atomovým poměrem $Mg:Fe = > 1:1$, avšak s relativně vysokým obsahem MnO 1,27 (průměrný 1,03 % pro Fe dolomit-ankerit ankeritové periody).

Semikvantitativními a kvalitativními spektrálními analysami zdejšího sfaleritu (J. H. Bernard, 1962) bylo zjištěno, že jde o sfalerit s vysokým obsahem cínu (0,05–0,5 %), jehož původ není jasný, ale je třeba jej připsat na vrub nějakého dosud neisolovaného Sn nerostu, nanejvýše kassiteritu. Obsah Ag (0,01–0,05 %), Cd (0,1–0,5 %), Hg (0,01 %), In (0,005 %) a Fe (0,0–0,0 %) se jeví jako obvyklý u sfaleritů sulfidické periody Spišsko-gemerského rudohoří.

Chalkopyrit — vytváří výjimečně až 1 cm velká zrna, zarůstající do sideritového a ankeritového agregátu. V menším rozsahu je uplatněn spolu s dalšími sulfidy. Jak vyplývá ze spektrálních analys (J. H. Bernard, 1962), vyznačuje se vysokým obsahem Sn (0,05 %) vedle Ag, čímž dobře zapadá do Pb–Zn–Sn zony sulfidické periody ve východní části pohoří (J. H. Bernard, 1961).

Tetraedrit — tvoří četná zrna až několik centimetrů velká, zarůstající s pyritem a sfaleritem do sideritu nebo křemene. Podle spektrálních analys (J. H. Bernard, 1958) jde o treta-

Tab. 3. Kvantitativní chemická analýza ankeritu starší generace z Prakovců
(anal. D. Kučerová).

	Ankerit I – Prakovce	Přepočteno na 100 %
FeO	12,49 %	12,62 %
MnO	1,26 %	1,27 %
MgO	12,38 %	12,51 %
CaO	28,50 %	28,81 %
nerozp. zbytek	0,43 %	—
CO ₂	44,32 %	44,79 %
součet	99,38 %	100,00 %

drit s nízkým obsahem rtuť (0,5 %) a vizmutu (0,1 %) a průměrným obsahem Ag (0,5 %) a As (1 %); tomuto chemismu výborně odpovídá velikost mřížkové konstanty $a_0 = 10,36 \pm \pm 0,03 \text{ \AA}$. Zvýšený obsah Co a Ni ukazuje na přítomnost heterogenního skutteruditu (?). Svým celkovým chemismem a vysokým obsahem Cd a Pb (0,05 %) a Zn (10 %) a stopovým obsahem Sn charakterizuje zdejší tetraedrit příslušnost k tetraedritům centrální perimagmatické zony kombinované se zonálností specialisovaných magmatických zdrojů — v tomto případě s Pb-Zn-Sn zonou sulfidické periody ve východní části Spišsko-gemerského rudohoří (J. H. Bernard, 1961).

Minerální sukcese

Nejstarší hydrotermální složkou rudní žíly ve štolé Anna Reilichová je *křemen I*, který tvoří podstatnou součást žíly. Tvoří jednak souvislé masivní výplně žíly, prostoupené mladší žilnou výplní, jednak je hlavní součástí závalků v kokardových texturách, které jsou pro zdejší žíly typické; jádra závalků jsou tvořena hlavně horninovými úlomky, jež jsou obklopeny a prostoupeny hlavně křemenem I, zčásti dorůstáným křemenem II se stopami chalkopyritu a aposičně obklopeny mladšími karbonáty (ankerit a siderit). Dochází zde tedy částečně k metasomatickému vzniku kokardových textur, jak jsou popsány J. Kutinou a J. Sedláčkou (1961). Pro sukcesivní postavení a vzhled křemene I řadím jej do fuchsit-mastkové mineralizační periody.

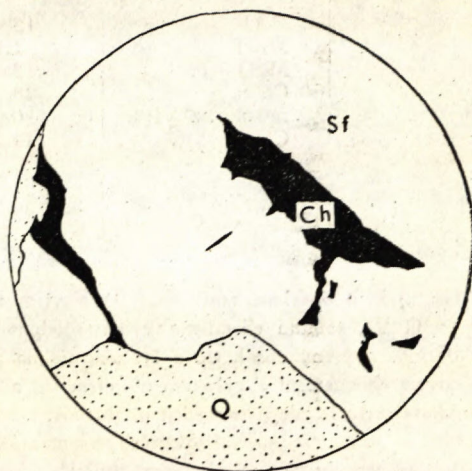
Hlavní část zdejšího žilného ankeritu náleží starší generaci, která reprezentuje *ankeritovou periodu*. Ankerit I se jeví jako mladší než křemen I, na jehož drusové omezení aposičně nasedá, často tvoří i podstatnou část výplně žíly. Vznik sideritové mineralizační periody je zahájen krystalisací pyritu I, který tvoří převážně velká zrna nebo krychlové krystaly v okoložilných horninách nebo v okrajových úsecích rudní žíly. Siderit I jako jedna z hlavních složek žíly jednak koroduje a jednak cementuje porušené krystaly pyritu I. Proniká také zřetelně krystalickým agregátem ankeritu I, v němž vytváří prstovité metasomatické útvarry a žilky, převážně respektující štěpnost ankeritu. Ankerit II, méně hojný, se uplatňuje zvláště ve formě komponent, prorůstajících sideritovou žilnou výplní; siderit bývá

někdy tak intimně ankeritem II prostoupen, že ztrácí svou barvu a dostává světle-žlutavý odstín.

Sulfidická mineralizační perioda, jež následuje po tektonických pohybech vy- značuje se největší pestrostí; její vznik zahajuje pyrit II a arsenopyrit. Pyrit II



Obr. 1. Skutteruditové (?) ledvinité pásy (bílé) v sideritu (tečkovaný). Tetraedrit (černý) cementuje jejich segmenty a zčásti je zatlačuje. Také křemen sulfidické periody (vodorovné čárky) se jeví jako mladší. Zvětš. asi 200×.



Obr. 2. Chalkopyrit (černý) tvoří ve sfaleritu (bílý) inkluze a žilky. Křemen tečkován. Zvětš. asi 200×.

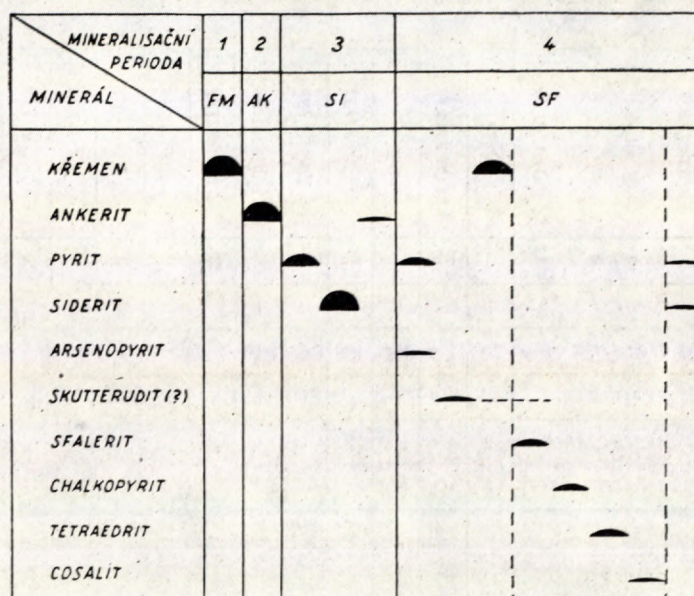


Obr. 3. Cosalit (bílý) zatlačuje výrazně zrna tetraedritu (černý), který sám metasomoval siderit (tečkovaný). Hranice siderit-cosalit v levé části obrázku a arsenopyrit (vodorovné čárky) — cosalit je zřejmě fosilní. Zvětš. asi 200×.



Obr. 4. Sfalerit (černý) je v žilkách pronikán a zatlačován sideritem mladší generace (bílý). Zvětš. asi 200×.

tvorí často větší zrnité agregáty v sideritu a hlavně křemeni, nahlučení individuí arsenopyritu je naproti tomu vzácnější. Mladší postavení obou sulfidů vůči ankeritu obou generací a sideritu I dokazují hojná sledování hranic karbonátových zrn.



T a b. 4. Sukcese minerálů rudní žíly ve štolě Anna Reilichová v Prácheň.

Oba sulfidy jsou naopak velmi často zatlačovány a jejich rozdrčené partie cemenovány křemenem sf peridy a mladšími sulfidy a sulfosolemi. Toliko bezpečně neurčený, jen mikroskopicky zjištěný skutterudit (?) pouze obrůstá krystalky pyritu II a arsenopyritu v sideritové žilovině. Křemen II prorůstá v doprovodu sulfidů veškerou starší výplň a dorůstá i masu křemene I. Při pronikání karbonátových agregátů se objevují různé charakteristické metasomatické útvary jako laločnaté výběžky a pseudožilky nebo dokonce nedokonalé metakrysty křemene, jež jeví tendenci dorůstat obvyklých tvarů. Současně ovšem tato generace nejvíce znehodnocuje homogennější sideritové partie rudní žíly.

V dutinách křemene II, v žilkách napříč jeho masou nebo při metasamotose karbonátů se uplatňují mladší nerosty sf peridy. Jako nejstarší se jeví sfalerit, po něm následuje chalkopyrit, jež se ojediněle vyskytuje ve větších samostatných zrnech, častěji však impregnuje karbonátovou žilovinu a zatlačuje oba starší kyzý a sfalerit; tenké žilky a zrnka chalkopyritu ve sfaleritu nenasvědčují vzniku odmíšenin z pevných roztoků.

Jak vyplývá z tabulky charakteru vzájemných hranic mezi nerosty (tab. 5), je další tetraedrit nerostem, který se stýká prakticky se všemi nerosty. Karbonáty proniká podél hranic zrn a od

těchto lokálních přívodových drah je pak v určité míře frontálně zatlačuje. Zajímavý je vývoj systému tenkých tetraeditových žilek přes masivní křemennou žilovinu. Křemen *sf. periody* a oba kyzý zatlačuje tetraedit velmi intensivně a rovněž hojně cementuje rozdrčená zrna obou jmenovaných sulfidů. Rovněž sfalerit a chalkopyrit jsou zřetelně tetraeditem zatlačovány nebo prostoupeny „žilníčkem“ nepravidelných metasomatických pseudožilek.

PALASOM METASOM.	ANKERIT I	PYRIT I	SIDERIT I	PYRIT II	ARSENOPYRIT	SKUTTERUDIT (?)	KŘEMEN II	SFALERIT	CHALKOPYRIT	TETRAEDIT	COSALIT
	ANKERIT I		=	Δ	Δ		Δ =	+	+	+	+
	PYRIT I		=			I			II	+	
	SIDERIT I			Δ =	Δ =	+	Δ =	+	+	+	Δ
	PYRIT II				I		I		+	=	
	ARSENOPYRIT					I	I	II	+	+	II
	SKUTTERUDIT (?)								+	+	II
	KŘEMEN II							~ II	+	+	
	SFALERIT								+	+	
	CHALKOPYRIT									+	Δ
	TETRAEDIT										Δ
	COSALIT										

Ta b. 5. Schema charakteru vzájemných hranic mezi nerosty rudní žíly v Prakovcích.

Jako nejmladší nerost *sf. periody* se jeví *cosalit*. Tvoří jednak vzácné izolované jehlicovité agregáty v křemenu, jednak se prorůstá se sulfidy, zejména s tetraeditem; zejména vztah cosalitu k tetraeditu vyžádal si podrobná pozorování. V několika případech však se jasně projevilo, že *cosalit* vytváří do tetraeditových zrn metakrysty jehlicovitého habitu a nikoliv, že by tetraedit obklopil již krystalovaný *cosalit*. Svědčí o tom nepřítomnost žilek tetraeditu přes *cosalitové* jehlice, ale naopak přetínání tetraeditové masy žilkami *cosalitu* a zcela zřetelný metasomatický vývoj terminálních částí *cosalitových* jehlic.

Siderit II a pyrit III tvoří místy jemné síťivo, protínající starší žilovinu. Pro zřejmě odlišný, ascendentně cementační původ vymezují je ve schematu jako samostatnou subperiodu ve vývoji mineralizační periody sulfidické.

Svým celkovým charakterem mineralizace i lokalizací náleží prakovecké ložisko mezi typické sideritové žíly centrální perimagmatické zony, kombinované s Pb-

Zn-Sn zonou (J. H. Bernard, 1961). Výskytem cosalitu se Prakovce zařadily mezi některé spišsko-gemerské sideritové žíly s výskytem jehlicovitých Pb-Bi sulfosolů.

Lektoroval doc. dr. C. Varček.

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATÚRA

- [1] Bajaník Š., 1951: Paragenetické pomery na ložisku Hummel. Geol. práce, Zprávy 21, Bratislava. — [2] Bergfest A., 1954: Máriahuta. Posudek, nepublikováno. Geofond, Praha. — [3] Bernard J. H., 1958: Chemismus a velikost mřížkových konstant spišsko-gemerských tetraedritů. Rozpravy Čs. akad. věd 68/14, Praha. — [4] Bernard J. H., 1961: Regional primary zoning of ore vein fillings in the metallogenetic region of Spišsko-gemerské Rudohoří (Czechoslovakia). — Acta Univ. Carolinae, Geologica 1, Praha. — [5] Bernard J. H., 1962: Chemismus některých žilných sulfidů ze Spišsko-gemerského rudohoří, SGV, ř. technologie — geochemie, Praha. — [6] Berry L. G. — Thompson R. M., 1962: X-ray powder date for ore minerals: The Peacock atlas. Geol. Soc. Amer., Memoir 85, New York. — [7] Haidinger V., 1847: Naturwissenschaftliche Abhandlungen. Wien. — [8] Hak J. — Kupka F., 1958: Identifikace kobellitu z Hummelu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Časopis pro mineral. geol., 3/1, Praha. — [9] Hašlar O., 1955: Ložisko Fe-Cu rud v obvodu závodu Maria Huta. Dipl. práce, nepublikováno; Geofond, Praha. — [10] Hašlar O., 1956: Mineralogický rozbor rudního materiálu z lokality Slovinky. Posudek, nepublikováno; Geofond, Praha. — [11] Kupčík V. — Matherly M. — Varček C., 1961: Príspevok k problému štruktúry minerálu „lilianit“. Geologický sborník XII/1, Bratislava. — [12] Kutina J. — Sedláčková J., 1961: The role of replacement in the origin of some cockarde textures. Econ. Geol. 56. — [13] Morávek P., 1956: Vizmutové minerály ze Šlojírské žíly v oblasti dolu Pepř u Jílového. Časopis mineral. geol. 1, Praha. — [14] Novák F., 1960: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Maria Baňa a okolí. Posudek, nepublikováno; Geofond, Praha. — [15] Paděra K. — Bouška V. — Pelikán J., 1955: Rezbanyit aus Dobšiná in der Ostslowakei, ČSR. Chemie der Erde, 17/4, Berlin. — [16] Ramdohr P., 1955: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin. — [17] Odehnal L., 1951: Zpráva o železorudných a měděných ložiskách v obvode závodů SŽB Maria huta. Posudek, nepublikováno. Geofond, Praha. — [18] Trdlička Z. — Kupka F., 1957: Kobellit a ryzí vizmut z lokality Fichtenhübel na Slovensku. Sborník k osmdesátinám akad. F. Slavíka, Praha. — [19] Varček C., 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava.

J. H. BERNARD

COSALIT ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) AUS EINEM SIDERITGANG IN PRAKOVCE IM ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE (TSCHESCHOSLOWAKEI)

Im Gangmaterial aus dem Sideritgang Anna Reilichová in Prakovce, SW von Gelnica, wurde das seltene Mineral Cosalit festgestellt; die Identifikation des Minerals wurde mittels Kombination der Roentgen-Analyse (Tab. 1), der Spektralanalyse (Tab. 2) und der Mineragraphie durchgeführt. Cosalit bildet bis 1 cm lange dünsäulige oder nadelige Aggregate, welche oft zusammen mit dem Tetraedrit und Arsenopyrit in Siderit und Quarz einwachsen. Das Mineral gehört sowie weitere Sulphosalze (Rezbanyit aus Dobšiná und Hummel ?; Kobellit aus Fichtenhübel, Hummel

und Rožňava) vom Typus $Pb_xBi_yS_x$ zu der sulphidischen Mineralisationsperiode der Zips-Gömörer Erzgänge.

Die Mineralassoziation, in welcher das Cosalit vorkommt, wird in dem zweiten Teile der Studie diskutiert. Es kommen hier folgenden Mineralien vor: Quarz, Ankerit, Siderit, Pyrit, Arsenopyrit, Skutterudit(?), Sphalerit, Chalkopyrit und Tetraedrit, manche davon in mehreren Generationen. Die Mineralsukzession des Erzganges Anna Reilichová zeigt die Tabelle 4, den Charakter der gegenseitigen Grenzen zwischen Mineralien die Tabelle 5 des tschechischen Textes.

GALINA HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ

O GENÉZE DOBŠINSKÝCH RUDNÝCH ŽÍL

V súvislosti s riešením základných problémov metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria sa diskutuje o vzniku a pôvode Ni-Co rúd v Dobšinej. Názory o Ni-Co zrudnení sú často protichodné (I l a v s k ý 1962; V a r č e k 1962; B e r n a r d 1962). Považujem preto za účelné podať charakteristiku metalogenézy v okolí Dobšinej ako výsledok svojho viacročného mineralogického štúdia.

Dobšina leží na styku viacerých tektonických jednotiek: gemeríd, veporíd, severogemeridnej synklinály a hnileckej antiklinály. Okrem geologického postavenia zaujímavým problémom sú aj mineralogicko-paragenetické pomery na tunajších rudných ložiskách ležiacich v horninách rakoveckej série (najmä v kremitom diorite), gelnickej série a v karbonátovom súvrství karbónu. Zrudnenie je nerovnomerne rozšírené po celom okolí Dobšinej. Podľa prevládajúcich minerálov, resp. charakteru zrudnenia možno ich zadeliť do týchto typov: 1. ložiská sericiticko-ankeritické hydrotermálne-metasomatického pôvodu; 2. ložiská karbonát-nikel-medené hydrotermálne; 3. ložiská ankerit-arzenopyritové; 4. ložiská kremeň-karbonát-medené s podtypmi: a) kremeň-siderit-medené, b) kremeň-ankerit-medené; 5. ložiská karbonát-antimonové; 6. výskyt baryt-spekularitového zrudnenia; 7. výskyty baryt-rumelkové.

Ložiská prvého typu vznikli metasomatózou pôvodných karbónskych vápencov a sú vyvinuté v dvoch pruhoch: od Lányiho Huty cez Langenberg k Mlynkám a od vrchu Jeruzalem cez Päť bukov k Steinbergu, Altenbergu, Biengartenu a Massörteru.

V metasomatických polohách sideritu a ankeritu sú časté šošovky a impregnácie sulfidov buď: a) *predmetasomatické syngeneticko-sedimentárne*, alebo b) *hydrotermálne*.

Hydrotermálne sulfidy (pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, gersdorfit)

sa nelíšia od minerálov žilných výplní. Odlišné štruktúry majú predmetasomatické pyrity a markazity. Tie svedčia o ich koloidnom pôvode: guľčovitité útvary v podobe tzv. zrudnených baktérií a „vločiek“ do 0,05 mm veľkých, ľadvinovité útvary s kolomorfou štruktúrou, pričom sa striedajú zóny pyritu a markazitu. Jadro guľčovitých útvarov tvorí raz pyrit, raz markazit. Zriedkavé sú pyrity-oolity s typickými puklinami vysychania. Markazit býva tiež radiálne lúčovitý. Oba minerály doprevádza kremeň čiernej farby; pyrit s markazitom vznikli za nedostatku kyslíka, pôsobením organizmov za prítomnosti H₂S.

Tabuľka 1.

Mineralogické zloženie jednotlivých typov ložísk Dobšinej, okrem Ni—Co ložísk

Typ ložiska	siderit- ankeritic- ké meta- somatické	karbonát- arzenopyritové	baryt- spekulari- tové	karbonát- antimónové	baryt- rumelkové				
Lokalita	všetky výskyty spoločne	Amália	kóta 788	Jöremeny- Langen- berg	Tiefen- gründl	Stein- geräusch	Čuntava		
minerály primárne	rudné	hlavné	siderit pyrit markazit arzeno- pyrit gersdorffit	arzenopyrit pyrit chalkopyrit	arzenopyrit pyrit	baryt spekularit	tetraedrit pyrit	jamesonit pyrit	baryt siderit
		vedľajšie	chalkopyrit tetraedrit	tetraedrit markazit	chalkopyrit tetraedrit	chalkopyrit	chalkosti- bit arzenopyrit bournonit		pyrit
		vzácné	Bi-sulfosol	Bi-sulfosol löllingit		antimonit chalkopyrit Bi-sulfosol jamesonit hematit rýdzi biz- mut?			
	nerudné	hlav- né	ankerit kremeň	ankerit	ankerit	kremeň ankerit	ankerit kremeň	kremeň	
		ved- ľajšie	fuchsit	kremeň		kremeň	chlorit		
minerály sekundár- ne	covellin limonit erytrín annabergit	limonit erytrín			limonit	sek. min. Sb	limonit rumelka		

Druhý typ ložísk je charakteristický pre Dobšinu a má zaujímavú asociáciu *Ni-Co-Fe sulfoarzenidov a arzenidov*, doprevádzaných karbonátmi a Cu-sulfidmi (chalkopyrit, tetraedrit). Ni-Co minerály sa nachádzajú v niekoľkých žilných pásmach: prvé od štôlne Jacobi vo Veľkej Vlčej doline cez štôlne Hillegottes, Ezechiel k štôlni Dedičná až do údolia Tešnárok; druhé rudné pásmo je na južnom

svahu Guglu vo výške 700—900 m n/m (štôlne Langenberg a Jozef, Jöremeny, Terézia a výskyt Ebeberg, na severnom svahu Guglu štôlne Mária — Wolf).

Zembergské štôlne na južnom svahu vo výške 500—700 m n. m. počítame k tretiemu pásmu. Celkom samostatný je výskyt na lokalite Mláka nad Lányiho Hutou. Rudné žily sa nachádzajú v dioriticko-amfibolických horninách rakoveckej série a v hydrotermálne-metasomatickom siderite a ankerite. Ni-Co minerály tvoria samostatné šošovky v okolitom diorite (tešnársky typ) s bohatou škálou Ni-Co-Fe sulfoarzenidov a arzenidov, alebo rozvetvené žilníky sideritu (príp. ankeritu), Ni a Cu minerálov. Niklové žilky vyhojujú tektonické poruchy a pukliny v siderite, alebo sledujú styk žilníka s okolitým, silne hydrotermálne premeneným dioritom. V štôlni Ezechiel nachádzajú sa Ni žilky a šošovky v kremeň-fuchsitovej hornine.

V Tereziánskom pásme sú rudné výskyt hlavne v zónach hornín grafitického vzhľadu a v blízkosti styku s diabázmi. Priamo v diabáze rudné žily s obsahom Ni-Co minerálov vyznievajú. Rudnú žilu tvorí prevažne ankerit, zo sulfidov prevládajú Cu-minerály, hojný je arzenopyrit. Oproti prvému pásmu je tu podstatne menej Ni-Co minerálov. Novšie zistené rudné žily a pásma neodpovedajú mineralogicky častiam dávno vydobytým, ktoré mali iný charakter textúr i iné mineralogické zloženie. Dôkazom toho sú viaceré vzorky z ťažko dostupných úsekov a z hál. Rudné žily majú šlirový charakter a okolitá hornina je silne impregnovaná arzenopyritom, ktorého zvýšený obsah Co dáva výkvet sekundárneho erytrínu. Spolu všetko pôsobí dojemom impregnačných rúd a privádza k názoru o rozdielnej genéze Ni-Co rúd v pásme Dedičnej štôlne — Jacobi a v rudnom pásme Terézia — Langenberg (Ilavský 1957, 1962).

Podobný charakter ako v štôlnach Terézie má aj zrudnenie v niektorých znovuvytváraných štôlnach Zembergu (Karol). V št. Langenberg sa Ni-Co minerály nezistili v sprístupnených častiach. Ide tu o siderit-chalkopyritové zrudnenie v štádiu pokročilej oxydácie s kokardovými a brekciovými textúrami na styku s diabázmi. Ale o niekoľko metrov nižšie položená štôlna Jozef má bohatý materiál Ni-minerálov na halde. Mineralogické zloženie jednotlivých výskytov je na tab. 2.

Ankerit-arzenopyritové ložiská — tretí typ — je v porovnaní s druhým typom mineralogicky chudobnejší (Amália štôlna v Malej Vlčej doline). Toto zrudnenie vyplňuje tektonické poruchy v horninách rakoveckej série i v karbónskom súvrství. Žily sú prevažne ankeritické s arzenopyritovými žilkami doprevádzané ďalšími sulfidmi (viď tabuľka). Miestami sú pôvodné arzenopyritové žilky tektonicky porušené a rozdrobené na rad drobnejších šošoviek, takže miestami má rudná žila „šlirový“ charakter. Fe sulfoarzenidy doprevádza chalkopyrit, tetraedrit a pyrit.

Výskyt *štvrtého typu kremeň-karbonát-medené* sú J od Dobšinej, hlavne v miestach s komplexami gelnickej série a v permských sedimentoch (podotýkam, že nejde o genetickú súvislosť). Rozdeľujem ich na dva podtypy: kremeň-ankerit-medené a kremeň-siderit-medené. Rudné žily majú rovnaký smer i sklon ako žily

Mineralogické zloženie rudných hydrotermálnych

Typ ložiska		Dedičná štóľňa				Ezechiel štóľňa	Jacobi štóľňa	Štóľne	
Lokalita		pole Martini	Tešnárky	Coburg	Steinberg			Terézia	
Primárne minerály	Rudné minerály	hlavné	gersdorfit Co-skutte- rudit arsenopyrit siderit	gersdorfit chloantit arsenopyrit	arsenopyrit gersdorfit siderit	gersdorfit	gersdorfit arsenopyrit	gersdorfit chalkopyrit siderit	tetraedrit arsenopyrit chalkopyrit
		vedľajšie	chalkopyrit pyrit löllingit tetraedrit	löllingit siderit	tetraedrit löllingit chalkopyrit	siderit		pyrit arsenopyrit tetraedrit	gersdorfit pyrit kobaltín ? chloantit ?
		zriedkavé	paramels- bergit BiCu sulfo- sol markazit chloantit?	kobaltín pyrit chalkopyrit paramels- bergit ramels- bergit nikelín ? min. Ni 1 ? min. Ni 2				markazit kobaltín ?	CuBi sulfo- sol löllingit hematit
	Nerudné minerály	hlavné	ankerit kremeň	ankerit kremeň	kremeň ankerit	kremeň ankerit	kremeň ankerit fuchsit	kremeň ankerit	ankerit kremeň
Sekundárne minerály	vedľaj- šie		kalcit turmalín chlorit			fuchsit		turmalín	turmalín chlorit sericit
		annabergit	annabergit erytrín	limonit	annabergit		annabergit erytrín limonit	erytrín malachit limonit annabergit covellín Mn dendri- ty	

druhého i tretieho typu. Prevládajúce minerály sú: kremeň, chalkopyrit s tetraedritom, ankerit so sideritom. Sulfidy majú vtrúseninový charakter. Po stránke mineralogickej i štruktúr a textúr rúd je tento typ monotónny.

Pestrejšia je mineralógia oxydačného pásma na viacerých lokalitách žíl tohto typu, najmä Za Skalkou pri obci Rejdová. Vzniká tu celý rad sekundárnych minerálov: limonit, malachit, azurit, rýdza meď, tenorit, kovelín, kuprit. Tieto minerály boli určené mineralogicky (pozri G. H a l a h y j o v á - A n d r u s o v o v á 1961). Tenorit a kuprit boli určené mineragraficky, rtg. analýza sa nevyhotovila pre nedostatok materiálu.

Piaty typ — karbonát-antimonové zrudnenie sa nachádza v komplexoch gelnickej série na svahoch Steingeräusch J od Dobšinej. Ide o zaujímavé zrudnenie

Tabuľka 2.

žíl typu karbonát-nikel-medeného v Dobšinej

Tereziánske	Jöremeny štôľňa	Zembergské štôľne			Lányiho Huta	Ebeberg
		Karol	Jozef	Langenberg		
chalkopyrit gersdorfit siderit arzenopyrit	tetraedrit arzenopyrit gersdorfit	arzenopyrit gersdorfit chalkopyrit tetraedrit	arzenopyrit pyrit gersdorfit siderit	chalkopyrit siderit tetraedrit	chalkopyrit tetraedrit gersdorfit markazit siderit	gersdorfit arzenopyrit chalkopyrit siderit
tetraedrit pyrit chloantit ? kobaltin markazit	siderit pyrit chloantit chalkopyrit	pyrit	tetraedrit chalkopyrit	arzenopyrit pyrit	pyrit	pyrit
Bi-Cu sulfosol löllingit	BiCu sulfosol spekularit löllingit Cu-skutteru- dit	hematit markazit			rézbanyit ? minerál kobaltin ?	enargit spekularit
kremeň ankerit	ankerit kremeň	ankerit kremeň	ankerit	kremeň ankerit	kremeň ankerit aragonit	kremeň
	turmalín chlorit sericit rutil	chlorit turmalín				
limonit annabergit	limonit erytrín annabergit malachit covellin	malachit limonit erytrín sádrovec		limonit malachit covellin	erytrín annabergit limonit malachit azurit covellin Mn povla- ky	limonit annabergit covellin

Sb-minerálov, naväzujúcich smerove na Pb-Sb zrudnenie v Nižnej Slanej (V a r - č e k 1963) a obdobné ako iné výskyty v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Bernard 1963). Zo Sb-minerálov sú tu prítomné: jamesonit, chalkostibit, antimonit, bournonit? a tetraedrit (podrobná mineragrafia pripravená do tlače), určené mineragraficky v odrazenom svetle. Chalkostibit, jamesonit a antimonit boli potvrdené aj rtg. analýzou.

Šiestym typom je baryt-spekularitové zrudnenie, zistené iba v štôlni Jöremeny v slednej na východ s pokračovaním v štôlni Langenberg. Ide o samostatnú žilu, ktorú tvorí baryt s hojným spekularitom a akcesóriami chalkopyritu a kremeňa. Vekový vzťah žíl tohto typu k ostatnému zrudneniu je nejasný pre nedostatok faktického materiálu.

Tabuľka 3.

Mineralogické zloženie ložísk typu kremito-karbonát-medeného

Typ ložiska		kremito-ankerit-medené			kremito-siderit-medené				Do Skalky	
Lokalita		Hirsch- kohlung	Friedwald	Gápel	Za Skalou	Trenky	Štítnická dolka	Spitzen- hügel		
Primárne minerály	rudné	hlavné	chalko- pyrit tetraedrit	chalko- pyrit	chalko- pyrit	chalko- pyrit siderit	tetraedrit chalko- pyrit siderit	siderit chalko- pyrit tetraedrit	siderit chalko- pyrit tetra- edrit	chalko- pyrit siderit
		ved- fajšie	arzeno- pyrit markazit siderit	pyrit	tetraedrit pyrit arzeno- pyrit	pyrit tetraedrit	arzeno- pyrit pyrit	pyrit	pyrit	tetra- edrit pyrit
		zried- kavé	rézbá- nyit** rýdzi Bi*							
	nerudné	hlavné	ankerit kremeň	ankerit kremeň	ankerit kremeň	kremeň	kremeň	kremeň turmalín	kremeň	kremeň
ved- fajšie			albit turmalín	turmalín		turmalín		turmalín		
Sekundárne		limonit malachit erytrín	limonit malachit	limonit malachit	covellín kuprit malachit azurit limonit rýdza med tenorit	covellín limonit	limonit	limonit	limonit	

* určené F. Ulrichom (1936).

** určené K. Paděrom (1955).

Baryt-rumelkové zrudnenie — siedmy typ — sa značne líši od doteraz spomínaných typov (Čuntava) nielen zastúpením minerálov, ale aj sledom ich vzniku. Z rudných minerálov hydrotermálnych sa tu nachádza baryt a kremeň, tiež sulfidy, sekundárne úplne premenené v limonit a rumelku. U siedmeho typu je baryt a kremeň najstarší a tektonicky silne porušený (brekciovitá textúra), tmelené sideritom a Cu-sulfidmi. Vzťah k typom zrudnenia 1–6 sa nedá presne zistiť.

Pretože som sa zaoberala skoro výlučne sulfidickým hydrotermálnym zrudnením, nezaraďujem do typov zrudnenia ankeritické zrudnenie bez sulfidov na Bonaventúre.

Zložitým problémom, ktorý vyvoláva doteraz veľa diskusií je otázka postupnosti mineralizácie na ložiskách v okolí Dobšinej, hlavne otázka zariadenia Ni-Co minerálov do celkovej sukcesie. Tento problém bol len povrchné sledovaný bez podrobného štúdia na základe mineragrafických výskumov, výjmcu práce J. Golla (1937). Donedávna platil tento sled prínosových období

(Papp 1919; Ulrich 1927, 1931) na ložiskách druhého typu: 1. sideritová fáza; 2. prvá rejuvenačná fáza; 3. druhá rejuvenačná fáza Ni-Co rúd. Na ostatných ložiskách sukcesiu mineralizácie neštudovali.

V posledných rokoch pri podrobnejšom štúdiu paragenetických vzťahov na rudných žilách Dobšinej získal sa nový faktický materiál, ktorý dovoľuje správnejšie objasniť genézu ložísk a ich postupnosť mineralizácie. Na základe štúdia prístupných banských diel a mineralogického štúdia rudných žíl vydeľujem nasledovné prínosové periódy pre väčšinu typov ložísk a výskytov: 1. sideritová prínosová perióda; 2. Ni-Co arzenidová perióda; 3. Cu-sulfidická perióda; 4. barytová perióda?

V tejto súvislosti sa treba zmieniť aj o niektorých nerudných mineráloch ako je fuchsit, turmalín, sericit, chlorit, rutil, ktoré sa nachádzajú na rudných žilách a ich postavenie v celkovej mineralizácii som presne neuvedla. Väčšina týchto minerálov sa priraduje k predsideritovej mineralizácii. Intruzívne horniny rakoveckej série, v ktorých sa prevažne rudné žily nachádzajú, boli postihnuté intenzívnou dynamometamorfózou (L. Rozložník 1959), s pôsobením hydrotermálnych roztokov. Mnohé premeny okolitých hornín súviseli s mylonitizáciou, a to: baueritizácia biotitu, premeny v muskovit, alebo chloritizácia, saururizácia plagioklasov, rozpad amfibolov v zmes chloritu, epidotu a zoizitu. V ultramylonitoch primárne minerály sú úplne premenené a horniny dostávajú charakter chloritických, sericitických bridlic. Podľa L. Rozložníka (1958) ultramylonity sa nachádzajú v ložiskovom pásme a sú obohatené kremeňom a fuchsitom a metasomaticky zatlačené sideritom a ankeritom. Hydrotermálne roztoky prinášali so sebou agresívne plyny CO_2 , H_2S a prvky chalkofilné, siderofilné a litofilné. Na ceste sa obohacovali o nové prvky uvoľnené rozrušovaním pôvodných minerálov.

V konečnom výsledku môžeme pozorovať na okolitých horninách najmä Ni-Co žíl charakteristické premeny — sericitizáciu, chloritizáciu, vznik fuchsitu, karbonatizáciu, silicifikáciu, vznik turmalínu a rutilu a impregnáciu sulfidmi.

I v samotných rudných žilách sú niektoré zo spomínaných minerálov; napr. fuchsit s kremeňom a karbonátmi doprevádza sideritové žily po okrajoch (sev. svah Guglu, Dedičná št.); turmalín s rutilom je zatlačovaný kremeňom 2; interstície medzi ihličkami turmalínu vyplňujú sulfidy (pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit); sericit je v podobe jemnošupinkovitých zŕn roztrúsený v jemnozrnnom kremeň 2; chlorit doprevádza kremeň 3 na hraniciach zŕn kremeňa, v štiepných trhlinách sideritu 1 a 2 a ankeritu. Pre rozdelenie predsideritovej ucelenej mineralizácie nemáme však dôkazy. Mnohé silikáty vznikajú v priebehu druhej i tretej periódy; fuchsit vzniká s kremeňom pred hlavnou masou sideritu a ankeritu.

Prvej sideritovej perióde tiež predchádza vznik sulfidov, syngenetický s karbonátskymi vápencami. Celý cyklus vývoja rudných žíl je zakončený supergénnymi premenami primárnych minerálov. Jednotlivé prínosové periódy nevystupujú u každého typu rovnako; prevažne sa podieľajú na tvorbe rudných žíl vždy dve z periód. Je však dôležité poznamenať, že tretia perióda je všade zastúpená na rudných žilách karbonát-nikel-medených i kremeň-karbonát-medených. Minerály tretej Cu-sulfidickej periódy majú zhodné vlastnosti v odrazenom svetle a nelíšia

sa stopovými prvkami. Dokazuje to jednotnosť mineralizácie na všetkých popísaných typoch v okolí Dobšinej, i keď sa vyskytujú v rôznych horninových komplexoch gemeridných sérií.

Rozdielne percentuálne zastúpenie na rôznych ložiskách a u rôznych typov ešte neznamená, že každé mineralogicky odlišné ložisko patrí inému typu, resp. pulzu s iným magmatickým centrom (Ilavský 1957).

V prvej perióde nevznikal iba metasomatický siderit, ale vytváral i hydrotermálne žilné pásma v tektonických poruchách, zlomoch a pod. (F. W. Voit 1900). Prvá sideritová perióda vznikala v tektonicky relatívne kludnom období.

Podľa kritérií na rozlíšenie prínosových períód (Koděra 1956; Betechtin a iní 1958) vydeľujem periódu Ni-Co arzenidov a sulfoarzenidov ako samostatnú, staršiu ako perióda Cu-sulfidická. Ni-Co-Fe-sulfoarzenidy a arzenidy sú silne tektonicky porušené, o čom svedčia ich štruktúry a textúry (rozdrobená štruktúra gersdorfitu a arzenopyritu, mikrobrekcie a brekciové textúry): doprevádzajú kremeň s turmalínom, niekedy pyrit a markazit (bližší popis rudných žíl viď pri charakteristike typov zrudnenia). Faktické dôkazy vyvracajú starší názor na druhú rejuvenačnú Ni-Co fázu, mladšiu ako Cu minerály. Tretiu — Cu-sulfidickú periódu charakterizuje prítomnosť karbonátov (ankerit) a Cu minerálov; na jednej lokalite je táto perióda obohatená o prínos Sb minerálov (Steingeräusch) najmladších v tejto perióde. Zaujímavé je, že tretia Cu-sulfidická perióda začína kobaltínom (?) ako produktom rekryštalizácie Ni-Co sulfoarzenidov a arzenidov druhej períody. Minerály tretej períody nie sú vôbec, alebo len málo tektonicky porušené na rozdiel od Ni-Co minerálov druhej períody. [Podrobný mineralogický popis vzoriek, výsledky ďalších laboratórnych výskumov a jednotlivých typov i sukcesia na jednotlivých výskytoch sú uvedené v kand. práci G. Halahyovej-Andrusovovej (1961). Materiál vzorkový, nábrusy a výbrusy sú uložené na katedre mineralógie a kryštalografie PFUK.]

Štvrtú periódu barytovú zadeľujeme na konci pre nevyjasnenosť postavenia barytu na žilách v okolí Dobšinej. U siedmeho typu, pomerne vzdialeného od Dobšinej (Čuntava) sú dve výrazné prínosové periódy; prvá je tvorená barytom s kremeňom (brekcie). Ako tmel nachádzame tu siderit so sulfidmi, úplne zvetranými v limonit a rumelku (druhá prínosová perióda). Ide o zrudnenie, ktoré asi netvorí spoločný cyklus so zrudnením v bližšom okolí Dobšinej a nemôžeme ich porovnávať. Preto sa nedá určiť, či vydelené periódy sú totožné s prínosovými periódami ložísk v blízkom okolí Dobšinej. Najskôr ide o analógiu baryt-sideritových žíl (ortufonosných) vyskytujúcich sa na niektorých miestach Spišsko-gemerského rudohoria (Rudňany, Licince). Siahajú do pestrých bridlíc permowerfenu.

Všetky doterajšie fakty, získané mineragrafickým štúdiom umožňujú aspoň čiastočne charakterizovať rudonosné roztoky. Zloženie minerálnych asociácií a ich vzťahy sú odrazom fyzikálno-chemických podmienok, ktoré panovali počas vylučovania minerálov z roztokov.

O dobšinských rudonosných roztokoch môžeme podať túto charakteristiku:

1. v predmetasomatickej etape vznikol syngenetický pyrit a markazit bez prístupu vzduchu a za prítomnosti H_2S . Pôsobením organizmov sa vylučoval H_2S , ktorý tvoril s Fe gélmi oba minerály;

2. hlavné minerály sideritovej periódy — siderit a ankerit — svedčia o tom, že roztoky mali nízku teplotu, boli nasýtené CO_2 , s vysokou koncentráciou Fe, Mg a Ca. Treba brať do úvahy, že Fe a Mg sa čiastočne mobilizovali z hornín rakoveckej série a z amfiboliticko-dioritových komplexov;

3. sideritová perióda má iný ráz a chemizmus než ďalšie periódy; od druhej arzenidovej periódy a od tretej Cu-sulfidickej periódy je oddelená tektonicky. Roztoky Ni-Co arzenidovej periódy s vyššou teplotou ako v prvej perióde mali vysokú koncentráciu As a S, z kationov Ni, Co, Fe, menej Sb, Bi a Cu, z litofilných prvkov boli prítomné Mg, Mn, Cr, Al, Si;

4. roztoky Cu-sulfidickej periódy sú obohatené o ďalšie prvky: koncentrácia As už nie je taká vysoká, zvyšuje sa koncentrácia S, z kationov prevláda Cu, Bi, Sb, Fe, ďalej Ag, Hg, Zn, z litofilných Ca, Mg, Mn, menej K, Na, Ti. Niektoré prvky, ktoré v druhej arzenidovej perióde boli hlavné v roztokoch, v tretej Cu-sulfidickej perióde sú iba stopové (napr. Ni, Co) a naopak, niektoré stopové a vedľajšie prvky roztokov druhej arzenidovej periódy sa stali hlavnými v nasledujúcej perióde (Cu, Sb, Bi, Ag, Hg). Mnohé z litofilných prvkov (Na, K, Al, Cr, Mg) a zo siderofilných (Fe) mobilizovali sa čiastočne z okolitých hornín uvoľnením pri premenách silikátov pôsobením hydrotermálnych roztokov;

5. v prvých štádiách, pri vysokej koncentrácii As, S, Fe, Ni a Co vznikali Fe-Ni-Co arzenidy a sulfoarzenidy vo vhodnom slaboalkalickom až alkalickom prostredí roztokov. Zistená minerálna asociácia sulfoarzenidov a arzenidov, ich sukcesia, štruktúry a výsledky spektrálnych i rtg. analýz gersdorfitov a ďalších Ni-minerálov ukazujú, že počas ich kryštalizácie silne kolísal percentuálny obsah týchto prvkov;

6. v roztokoch bolo stále zvýšené množstvo síry, čo umožňovalo vylučovanie pyritu, chalkopyritu a tetraedritu v tretej prínosovej perióde. Prítomnosť markazitu je problematická. Podľa J. B u e r g e r a (1934) vznik pyritu alebo markazitu závisí od obsahu a režimu S v roztokoch, z ktorých tieto minerály kryštalizujú. Popri nich sa pri zvýšenej koncentrácii CO_2 a SiO_2 vylučovali aj karbonáty a kremeň. Teplota roztoku v tretej perióde sa nemusela zvýšiť, zmenilo sa iba zastúpenie prvkov a ich koncentrácia, prípadne režim. Roztoky v oboch prípadoch boli nízkotermálne. Podľa literatúry enargit vzniká v kyslejšom prostredí ako iné bežné sulfidy (B e t e c h t i n 1955), t. j. i v našom prípade v posledných fázach nastávalo postupné oksydočovanie roztokov;

7. ak predpokladáme, že baryt so spekularitom sú najmladšie minerály, ich vznik je svedectvom zvýšenej koncentrácie kyslíka vo výlučne oxydačnom prostredí.

Z toho sa dá vyvodiť, že rudonosné roztoky s obsahom hlavne As, S, Fe, Bi, Sb, Cu a určitou koncentráciou Ni a Co, v Dobšinej, spojené s granitoidnou intrúziou s určitou koncentráciou Ni a Co, obohatili sa ešte o ďalší obsah Ni a Co mobilizáciou z dioritových hornín, takže sa vytvorila možnosť vzniku rudných žíl mimoriadne bohatých na Ni-Co minerály.

O priestorovom rozložení jednotlivých typov rudných ložísk v Dobšinej a o ich prípadnom zonárnom rozmiestení dá sa málo hovoriť. Ložiská nie sú do hĺbky dostatočne otvorené a prístupné, takže o čiastočnej vertikálnej zmene mineralizácie možno hovoriť iba u rudných žíl typu karbonát-nikel-medených. Pri 500 m výškovom rozdiel medzi najnižšie a najvyššie položenými žilami (Dedičná a Terézia štôlna) pribúdajú smerom hore Cu-minerály, ktoré do hĺbky ubúdajú a pribúdajú Ni minerály (F. W. V o i t 1900). Treba však uvážiť, že mnohé, najmä horné partie týchto žíl dnes predstavujú len menej bohaté Ni-Co partie, prv nevyťažené. Niektoré ojedinelé vzorky majú ten istý charakter ako väčšina žíl v spodných častiach.

Ani o zonárnosti sa tu nedá hovoriť najmä preto, že Ni-Co minerály predstavujú nízkotermálne rudy a aj zdanlivé ubúdanie termálnosti (Ni-Cu-Sb) smerom k juhu, ktoré by malo potvrdiť existenciu zonárnosti v Dobšinej, je to zjav náhodný a spôsobený skôr tektonicky. Ide o priestorovú súvislosť skôr v rámci regionálnej zonárnosti v gemeridách (V a r č e k 1962; B e r n a r d 1962).

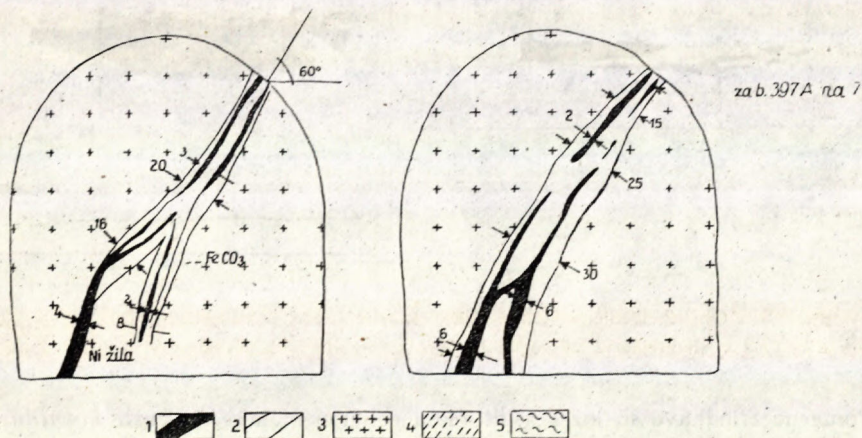
Oproti iným autorom (I l a v s k ý 1957) považujem, ako som už uviedla, Cu-sulfidickú periódu na rôznych typoch ložísk v Dobšinej (i keď kvantitatívne rôzne zastúpenú) za totožnú, patriacu tomu istému zdroju zrudnenia. Nejde teda o rôzne časové a genetické pulzy viazané na samostatné magmatické krby. Túto totožnosť potvrdzujú aj stopové prvky (podľa spektrálnych analýz).

Veľa sa diskutuje aj o g e n é z e a c h a r a k t e r e Ni-Co zrudnenia v Dobšinej. Aj v svetovom meradle nie sú mnohé problémy genézy Ni-Co ložísk vyriešené. Súhlasíme s G. A. K r u t o v o m (1959), že iba komplexné a systematické výskumy mineralogicko-geochemické a geologicko-petrografické Ni-Co ložísk prinesú poznatky, ktoré pomôžu osvetliť nedoriešené otázky. Pre nedostatočné výskumy v Dobšinej nebola genéza týchto ložísk vyriešená. V tomto smere sú cenné geologicko-tektonické štúdiá L. R o z l o ž n í k a (1956, 1959). Dokázal, že rudné žily Ni-Co sledujú rudonosné štruktúry i etapy vývoja alpínskej tektoniky. Vystupujú na mohutných tektonických plochách, ktoré v nadloží vyznievajú pre odlišné mechanické vlastnosti hornín, s čím súvisí aj koncentrácia rudných výskytov. Z odlišných názorov na vznik a vek dobšinských dioritov (napr. I l a v s k ý 1957) vyplývajú aj nesprávne závery o pôvode a vzniku Ni-Co rúd v tejto oblasti, ktorý sa pripisoval najrôznejším horninám v oblasti Dobšinej (dobšinská bázická hornina — W o l d ř i c h 1912; A h l b u r g 1913; serpentinity — d e L a u n a y 1913). V posledných rokoch sa považuje za rudodárnu magmu intrúzia gemeridnej žuly (J. K a m e n i c k ý — L. K a m e n i c k ý

1955; Varček 1959); Ilavský (1957) považuje časť Ni-Co rúd za syngenetické s dioritom, ktorý vznikol asimiláciou drobovo-pieskovcových súvrství žulovou intrúziou spodno- až strednokarbónskeho veku.

Ni-Co rudy, tvoriace šošovky v metasomatických sideritoch, pokladajú niektorí autori za iné ako žily Ni-Co v dioritoch; potom by sme mali v Dobšinej Ni-Co rudy dvoch odlišných genéz, čo by sa malo odraziť na optických a chemických vlastnostiach Ni-Co minerálov. Výsledky minerografických štúdií dokazujú, že tomu tak nie je.

Výsledky podrobných štúdií Ni-Co zrudnenia v Dobšinej môžeme zhrnúť takto: pukliny, zlomy v sideritoch a ankeritoch prvej prínosovej periódy (sideritovej) sú vyplnené Ni-Co-Fe sulfoarzenidmi a arzenidmi, doprevádzanými pyritom, kremnom, Cu-minerálmi a ďalšou generáciou karbonátov, patriacich k tretej perióde, resp. druhej Ni-Co perióde a tretej Cu-perióde. Ide o hydrotermálne zrudnenie, mezo- až epitermálneho charakteru. Sú to drobné žilky Ni-Co minerálov, tvoriace



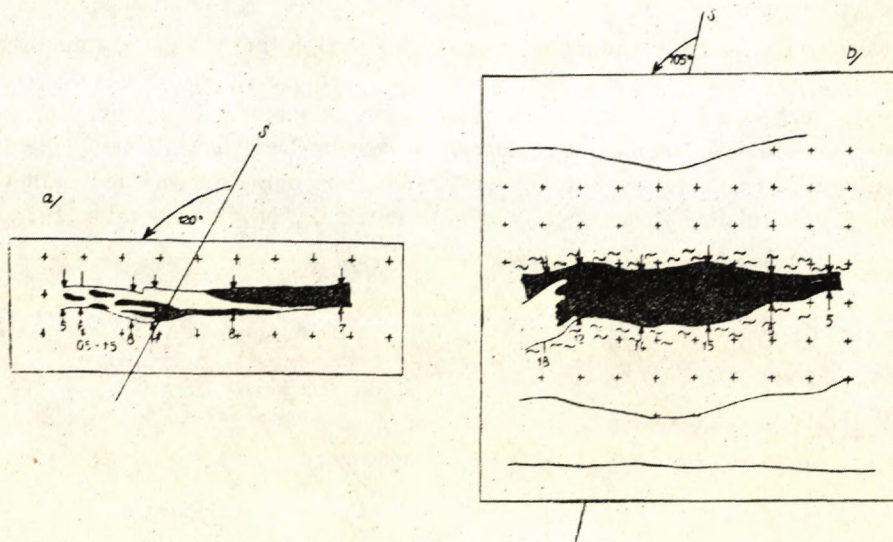
Obr. 1. Dedičná štôlnia, žila Martiny. 1 — žily Ni-Co rúd, 2 — siderit, 3 — kremitý diorit, 5 — mylonity krem. dioritu.

so sideritom a Cu minerálmi prevažne žilníky. Ni-Co minerály prekonali tektonické vnútromineralizačné pohyby, čo sa prejavilo na ich rozdrobenej štruktúre s brekciami. Na väčšiu koncentráciu Ni-Co minerálov vplývala prítomnosť amfiboliticko-dioritických hornín. Nedá sa tvrdiť, že by išlo o zdroj zrudnenia, ale ich alkalické prostredie, príp. možnosť mobilizácie Co a Ni z nich spôsobilo väčšie nahromadenie týchto minerálov.

V svetovom meradle podľa najnovších štúdií sa Co-Ni ložiská rozdeľujú na dve skupiny podľa ich asociácií s horninami (K r u t o v 1959): a) ložiská v asociácii s komplexami kyslých hornín; b) ložiská v spojení s ultrabázickými a bázickými horninami. Ložiská prvej skupiny (a) sú postmagmatické, ktoré vznikli za vysokých teplôt z hydrotermálnych roztokov a pri stredných a nízkych teplotách. Pre

ložiská vysokotermálne sú typické asociácie: 1. glaukodot-kobaltínová a saflorit-skuteruditová; 2. kobalt-pyritová s typomorfnými prvkami Fe-Co a Co. Ložiská nízkotermálne s typomorfnými prvkami Co-Ni a Ni majú asociácie: 3. nikelín-smaltínovú; 4. gersdorfitovú a sagenitovú.

Podľa tejto klasifikácie dobšinské rudy zadeľujem ku skupine ložísk (a), vzniklých v asociácii s kyslými horninami za nízkych i stredných teplôt. Majú typickú gersdorfitovú a nikelín-smaltínovú asociáciu.



Obr. 2. Dedičná štôlnia, žila Tešnárk (vysv. pozri pri obr. 1).

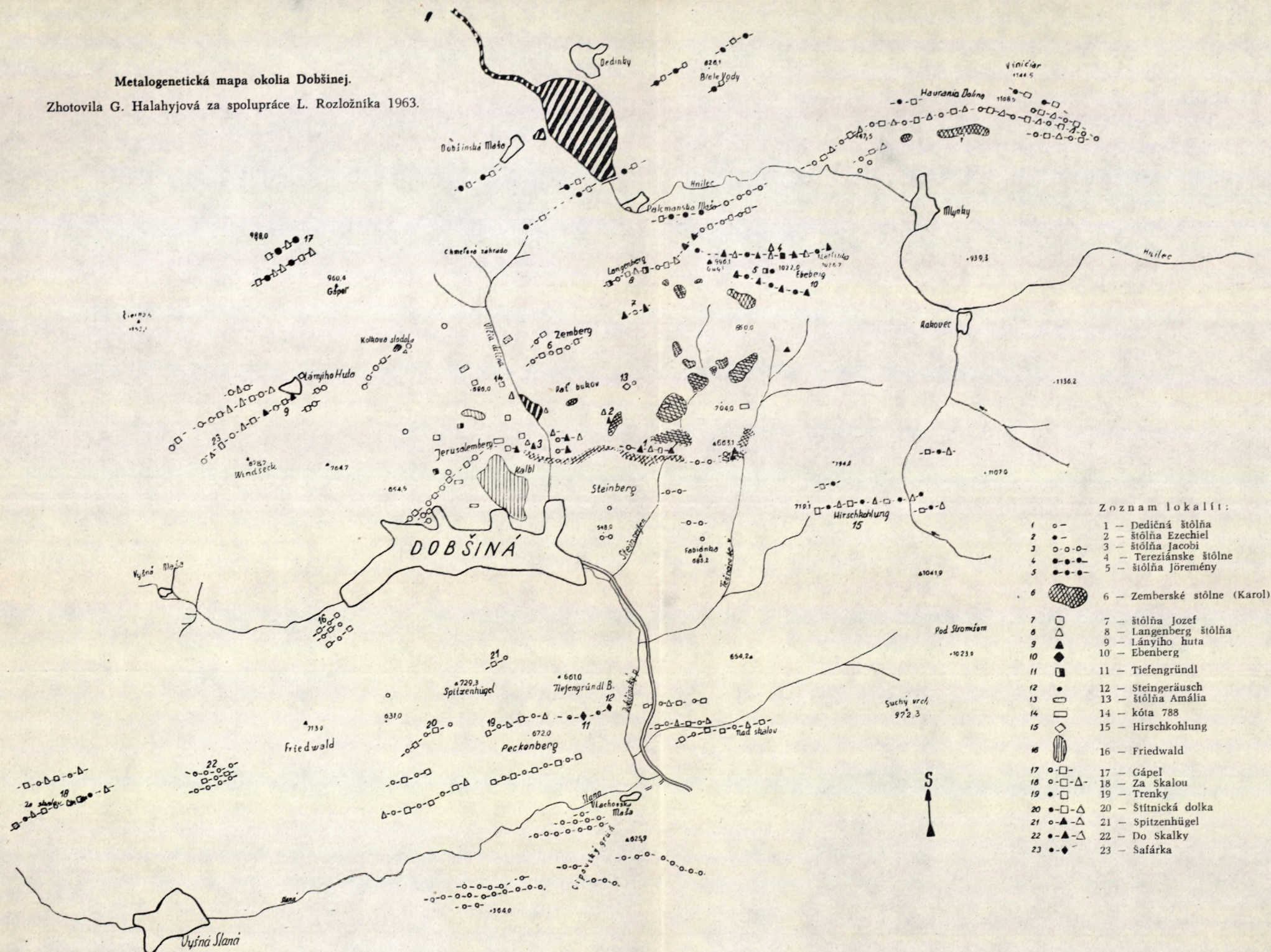
(a) — žila č. 2 v slednej č. 2 vľavo od b. 576; b — žila č. 1 v slednej č. 1 pri výlome č. 1).

Pomerne zriedkavé sú ložiská, ktoré sa geneticky viažu na *kyslé horniny*, napr. pri Veľkom Medvedom jazere a jazere Contact (Kanada), Wittichen (Čierny les) a Dobšiná, ako ich zaraďuje Krutov (1959). Omnoho častejšie sú ložiská späté s *bázickými horninami*, za hranice ktorých nevychádzajú.

Co-Ni žily sú obyčajne lokalizované v poruchách malých rozmerov, v zónach zlomov, puklín, drobenia, bridličnatosti; sledujú osové časti vrásových štruktúr. Ni-Co žily tvoria stovky drobných žíl s malou mocnosťou na veľkých územiach. Podobne je tomu aj v Dobšinej: Ni-Co minerály sú tektonickými pohybmi rozdrobené. Arzenidová perióda je tektonicky oddelená od mladšej — medenej, čo sa v svetovej literatúre pokladá za necharakteristické pre tento typ zrudnenia. Podľa doterajších štúdií svetových ložísk majú Ni-Co perspektívy vtedy, ak majú úplne vyvinutú paragenézu, ktorá začína Co minerálmi. Niektoré ložiská majú nedostatočne „vyvinuté“ zrudnenie, s malou perspektívou na ďalšie výskyty. K takým ložiskám okrem Siegerlandu (NSR), Čimbastau (SSSR) patrí aj Dobšiná (ČSSR).

Metalogenetická mapa okolia Dobšinej.

Zhotovila G. Halahyová za spolupráce L. Rozložníka 1963.

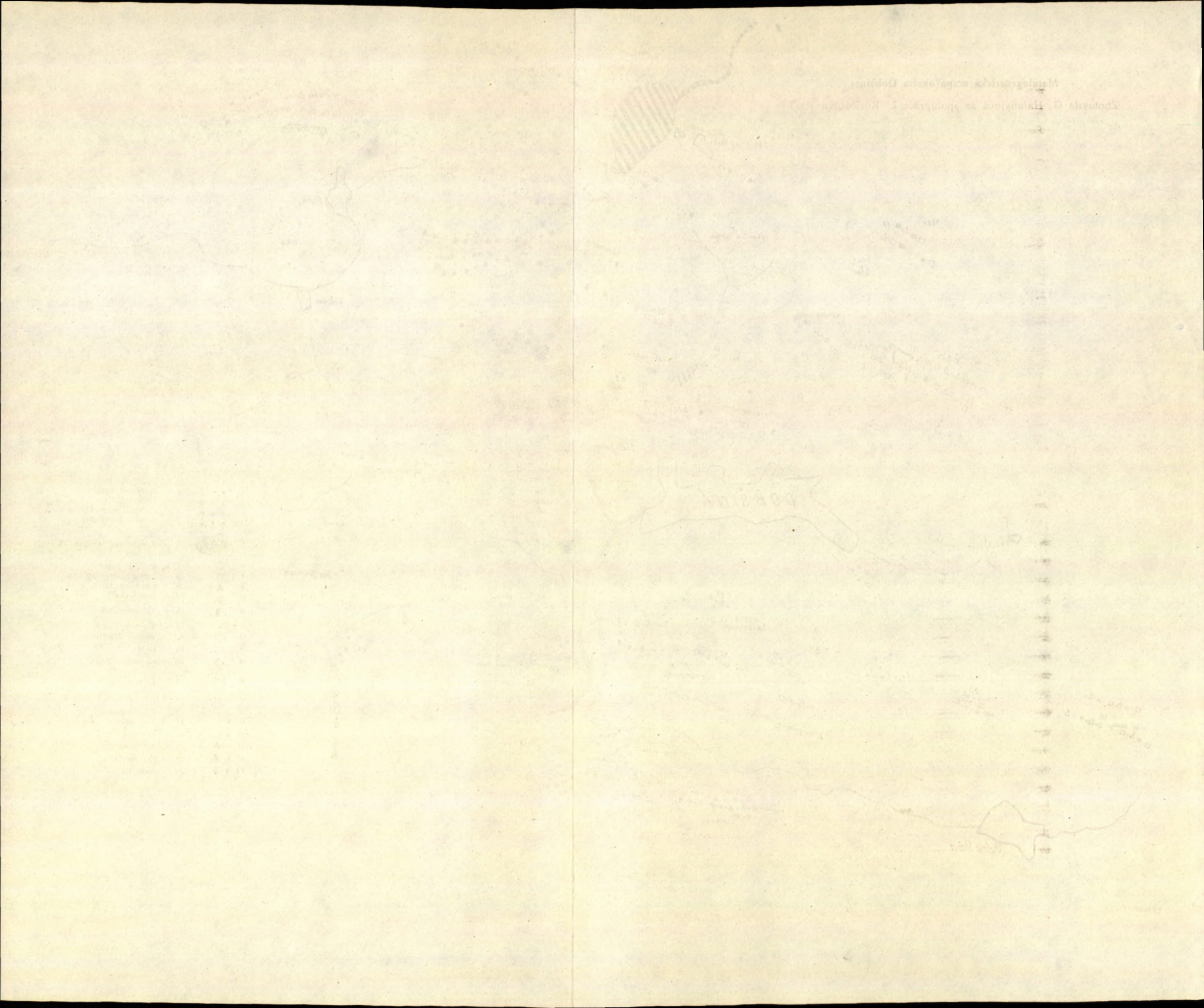


Zoznam lokalít:

- | | |
|------|-----------------------------|
| 1 - | 1 - Dedičná štôlna |
| 2 - | 2 - štôlna Ezechiel |
| 3 - | 3 - štôlna Jacobi |
| 4 - | 4 - Tereziánske štôlna |
| 5 - | 5 - štôlna Jöremény |
| 6 - | 6 - Zemerské stôlna (Karol) |
| 7 - | 7 - štôlna Jozef |
| 8 - | 8 - Langenberg štôlna |
| 9 - | 9 - Lányiho huta |
| 10 - | 10 - Ebenberg |
| 11 - | 11 - Tiefengründl |
| 12 - | 12 - Steingeräusch |
| 13 - | 13 - štôlna Amália |
| 14 - | 14 - kóta 788 |
| 15 - | 15 - Hirschkohlung |
| 16 - | 16 - Friedwald |
| 17 - | 17 - Gápel |
| 18 - | 18 - Za Skalou |
| 19 - | 19 - Trenky |
| 20 - | 20 - Štítnická dolka |
| 21 - | 21 - Spitzenhügel |
| 22 - | 22 - Do Skalky |
| 23 - | 23 - Šafárka |

1 - siderit, 2 - ankerit, 3 - rudné žily s prevahou sideritu, 4 - rudné žily s prevahou ankeritu, 5 - rudné žily siderit-ankeritické, 6 - metasomatické telesá siderit-ankeritické, 7 - kremeň, 8 - Cu sulfidy (chalkopyrit, tetradrit), 9 - Ni sulfoarzenidy a arzenidy (prevažne gersdorffit), 10 - Sb sulfidy (jamesonit, chalkostibit), 11 - baryt, 12 - hydrotermálny hematit

(spekularit), 13 - hematit Lhan-Dill, 14 - hematit v perme a triase, 15 - výskyt arzenopyritu, 16 - serpentín, 17 - žily siderit-kremenné, 18 - žily siderit-kremenné-medené, 19 - žily ankerit-kremenné, 20 - žily ankerit-kremenné-medené, 21 - žily siderit-nikel-medené, 22 - žily ankerit-nikel-medené, 23 - žily karbonát-antimonové.



Ešte treba pripomenúť, že najstarším Ni-Co minerálom býva kobaltín a arzenopyrit, kým proces zrudnenia sa končí Ni arzenidmi, ktoré sa držia oddelene od ostatných minerálov. Pre arzenidy a sulfoarzenidy sú typické kolomorfné štruktúry, obličkovité a okrúhle tvary. Aj pre gersdorfit je typické rôznorodé chemické zloženie; pri znižovaní teploty sa mení pomer Co:Ni z 30:1 na 1:2 a 1:1 v prospech Ni.

Z toho vyplýva, že naše štúdiá potvrdzujú názor Krutova o nedostatočne vyvinutej minerálnej asociácii Ni-Co v Dobšinej. Ni-Co zrudneniu skoro všade predchádza chloritizácia, serpentinizácia, karbonatizácia okolitých hornín, prínos turmalínu a biotitu. Pri stanovení sukcesie sú všeobecné ťažkosti na Ni-Co ložiskách, lebo v medziach periódy vylučovania arzenidov značne kolíše zastúpenie prvkov a javy rekryštalizácie sú značne rozšírené.

Nakoniec ešte niekoľko poznámok k rozšíreniu Ni-Co zrudnenia v *československých Karpatoch*. V zmysle nových poznatkov, získaných podrobnými mineralogickými štúdiami rudných ložísk centrálnych Západných Karpát, najmä Spišsko-gemerského rudohoria, nepokladám Ni-Co zrudnenia za výnimočný jav, ako sa o tom zmieňovali hlavne starší autori (F. W. Voit 1900; R. Beck 1909). Už Z e p h a r o v i c h (1893) uvádza výskyt nikelínu a smaltínu spolu s chalkopyritom a sekundárnym malachitom pri Gelnici na Hahnschilde (oblasť Krížovej štólne?), ako aj gersdorfitu od Prakoviec a zo štólne Karol v Nadabule a z Čučmy. Spomína tiež chloantit od Košíc. Aj F. Ulrich (1931) uvádza ešte ďalšie výskyty v Rudohorí a v Nízkych Tatrách: Betliar a žila Bernardi pri Rožňave. Okrem toho spomína nález arzenopyritu s obsahom Co na žile Sádlovská v Rožňave a milerit zo Železníka. Z Nízkych Tatier uvádza lokality Boca a Lubietová.

Metalogenetickým výskumom v Rudohorí a v čs. Karpatoch vôbec sa potvrdili staršie údaje a zistili novšie poznatky o Ni-mineráloch na Slovensku. Z nových nálezov treba spomenúť gersdorfit z Rudňan (Bernard 1955; Droždiak 1961). V okolí Rožňavy na ložisku Mária a Bernard zistil nedávno Varček (1959) pestrú minerálnu asociáciu Ni-Co minerálov na žilách siderit-sulfidických: skutterudit, gersdorfit, ulmanit, millerit ?, bravoit ?, siegenit ?. Väčšinou ide o prvé nálezy v Spišsko-gemerskom rudohorí; vykryštalizovali na konci prvej a na začiatku druhej subperiódy kremeň-sulfidickej periódy.

Aj v Nízkych Tatrách bol určený gersdorfit v poli Helena pri Vyšnej Boci (Juriga 1958) a v štólne Kolba pri Lubietovej (Konečný 1959). V Malých Karpatoch stanovil Cambel (1960) na polymetalickom ložisku pri Častej gersdorfit-korynit, ktorý kryštalizoval na začiatku štvrtej periódy. Je to lokálna anomália, netypická pre malokarpatské zrudnenie.

Ak sledujeme v širšej súvislosti Ni zrudnenie hlavne v Spišsko-gemerskom rudohorí, vidíme, že rudné roztoky obsahovali zvýšené množstvo Ni, Co, Fe a As popri ostatných prvkoch. Vymenované výskyty môžu byť dôkazom, že rudonosné roztoky v Rudohorí mali vhodnú koncentráciu a vhodné podmienky k vzniku

Ni-Co arzenidov a sulfoarzenidov. Predpokladá sa, že spoločnými zdrojom rudo-nosných roztokov je hlbinná granitoidná intrúzia, ktorá je podkladom pre širšiu súvislosť zrudnenia gemeríd vôbec. Potvrdzujú to i najnovšie nálezy z Gelnickej Huty (Bernard 1961) a z Nižnej Slanej (Varček 1963).

Nálezy siderit-Ni rudných žíl v Nízkych Tatrách podporujú názor o súvislosti aspoň niektorých oblastí gemeríd a Nízkych Tatier (gemeridno-stredoslovenská metalogenetická provincia). Samozrejme, mimoriadne vhodná tektonika a prítomnosť väčšieho masívu bazických hornín umožnili z doteraz známych ložísk gemeríd predsa len najväčšie nahromadenie Ni-Co minerálov v Dobšinej.

Lektoroval dr. J. H. Bernard.

LITERATÚRA

- [1] Ahlburg J., 1912, 1913: Über die Natur u. Alter der Erzlagertstätten der Oberungarischen Erzgebirge. Mitt. a. d. k. ung. geol. Reichsanst. Bd. XX/7, Budapest. — [2] Beck R., 1909: Lehre von den Erzlagertstätten. Berlin. — [3] Bernard J. H., 1955: Gersdorf z Rudňan. Sbor. ÚÚG, odd. geol. XXI/2, Praha. — [4] Bernard J. H., 1953: K existenci pruhu antimonitového zrudnění v západní části Spišsko-gemerského rudohorí. Věstník ÚÚG, roč. 38, č. 5, Praha. — [5] Betehtin A. G. a iní, 1955: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych mestoroždenijach. AN SSSR, Moskva. — [6] Betehtin A. G. a iní, 1958: Textury i struktury rud. Gostechizdat, Moskva. — [7] Goll J., 1937: Metalografická studie o niklových rudách od Dobšiné, Rozpravy II. tř. Čs. Akad. XLVII/2, Praha. — [8] Halahyiová-Andrusovová G., 1956: O enargite v Dobšinej. GP — Zprávy 7, Bratislava. — [9] Halahyiová-Andrusovová G., 1957: Minerografické štúdie Ni-Co arzenidov Dedičnej štolne v Dobšinej, GS VIII/1, Bratislava. — [10] Halahyiová-Andrusovová G., 1961: Mineralogické a paragenetické štúdium rudných ložísk v okolí Dobšinej. Kandidátska dizertačná práca; rukopis. — [11] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, GP, Zošit 46, Bratislava. — [12] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a ich vzťah k zrudneniu Spišsko-gemerského rudohoria. GP, Zošit 41, Bratislava. — [13] Koděra M., 1958: Parageneza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici, GP, Zošit 42, Bratislava. — [14] Krutov G. A., 1959: Mestoroždenija kobałta. Gosgeolizdat, Moskva. — [15] Launay L., 1913: Traité de metalogénie, Gites minerais a métallifères, t. II., Paris et Liéges. — [16] Melczer G., 1907: Gömörmege asványai in Eisele: Gömör és Borsod vármegyék bányászati és kohászati monografia. Budapest. — [17] Paděra K., 1955: Roentgenometrické určení pararamelsbergitu z Dobšiné, Sborník ÚÚG, XXI, Praha. — [18] Paděra K., Bouška V., Pelikán, 1955: Rézbányit aus Dobšiná in der Ostslowakei. Chemie der Erde, Jena. — [19] Papp K., 1919: Die Eisenerz. u. Kohlenvorräte des ung. Reiches. Budapest. — [20] Rozložník L., 1958: Príspevok ku geológii ložiska Georgi pri Dobšinej. GS IX/1, Bratislava. — [21] Rozložník L., 1959: Tektonické postavenie rudných ložísk v okolí Dobšinej, Acta geologica UK, Nr. 2, Bratislava. — [22] Ulrich Fr., 1931: Nikelnaté minerály z Rožňavy a ze Železníku, Věda Přírodní, XII/5, Praha. — [23] Ulrich Fr., 1936: Ryzí bizmut z Dobšiné, Věda Přírodní, XVII/6—8, Praha. — [24] Varček C., 1959: Metalogeneza Spišsko-gemerského rudohoria, Acta geologica 2, Bratislava. — [25] Varček C., 1959: Metalogenetické pomery v okolí Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Kandidátska práca; rukopis. Archiv UK, Bratislava. — [26] Voit F. W., 1900: Geognostische Schilderung d. Lagerst. Verhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahr. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 50, Hft. 4, Wien. —

[27] Woldřich J., 1912: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerském rudohoří, severně od Dobšíně v Uhrách. Rozpr. Česk. Akad. II/37, Praha. — [28] Zepharovich V., 1859—1893: Mineralogisches Lexikon f. das Kaiserthum Oesterreich, Bd. I—III, Wien. — [29] Geol. práce, Zošit 61, 1962: Materiály II. celoslov. geol. konferencie (Ilavský, Varčok, Bernard), Bratislava.

GALINA HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ

GENESIS OF THE ORE-DEPOSITS IN THE VICINITY OF DOBŠÍNÁ

In the present-paper the mineralogy and paragenesis of the ore deposits in the vicinity of Dobšíná in the Spišsko-Gemerské Rudohorie are dealt with. Dobšíná is situated at an important contact of several tectonic units (Gemierids, Veporids, Northern Gemierids Syncline and Hnilec Anticline).

On the basis of achieved results the deposits have been divided as follows: 1. hydrothermal-metasomatic siderite-ankerite deposits, 2. hydrothermal carbonate-nickel-copper deposits, 3. carbonate-antimony deposits, 4. quartz-carbonate-copper deposits, 5. carbonate-arsenopyrite deposits, 6. barite-specularite veins and 7. barite-cinnabar deposits.

The country rocks in which the ore-deposits are located consist of metamorphosed sedimentary and igneous rocks of the Gemieridy Gelnica series, basic rocks of the Rakovec series of the Gemieridy and original Carboniferous carbonate rocks in the Dobšíná development. The ore veins are in a close relation to the wall rocks. In the investigated area the rocks had suffered a strong tectonic deformation (particularly N of Dobšíná) and, in a close vicinity to the ore veins, hydrothermal alteration. The mineralization is accompanied by sericitization, chloritization, carbonitization, fuchsitization, silicification and tourmalinization of the wall rocks.

In the metasomatic siderite-ankerite deposits (Biengarten, Massörter) the author managed to establish a colloform pyrite and marcasite mineralization which has not yet been known to occur in this type of deposits. The mineralization originated prior to the siderite period syngenetically with the limestones, without the access of air. By the activity of organisms H_2S had been exsolved and the formation of pyrite and marcasite made possible.

Dobšíná has been well-known since long ago by the occurrence of Ni-Co ores which were intensively mined during the last century. The author thought it therefore advisable to pay a special attention to the mineralization type characteristic for the Dobšíná deposits. The carbonate-nickel-copper deposits display an interesting association of Ni-Co-Fe sulphoarsenides and arsenides; gersdorffite, chloanthite, nickelite, pararammelsbergite, rammelsbergite, cobaltite ?, arsenopyrite and löllingite. The Ni-Co-Fe sulphoarsenides and arsenides are attended to a large extent by the carbonates and Cu-sulphides (chalcopyrite, tetrahedrite and newly established enargite).

The Ni-Co veins fill in the fissures in siderite and ankerite or occur as independent lenses in the mylonitized quartzdiorites and amphibolite. In places they have a massive structure. More frequently, however, they have been strongly tectonically broken, as evidenced by the cataclastic and brecciated structures and microbreccias. The fragments are commonly cemented by quartz, ankerite and Cu-sulphides.

Nickelite, para-rammelsbergite and a mixture of isotropic white sulphoarsenides occur as reniform, concentric forms and irregular dendritically intergrown aggregates.

Besides Ni-Co-Fe sulphoarsenides and arsenides, the author has worked up in detail all minerals not only of carbonate-nickel-copper deposits but also of other types of mineralization. A detailed description of the investigated minerals is given in this paper. From among other types important quartz-carbonate-copper mineralization appears in Gelnica series and in Permian. Concerning the mineralogy it is monotonous however: siderite, ankerite, quartz, chalcopyrite and tetrahedrite.

The author has elaborated analogously further types of carbonate-arzenopyrite and quartz-carbonate-copper deposits, in which a new mineral in this area tenorite has been established. Interesting knowledge has been provided by the investigation into the carbonate-antimony mineralization. In its mineral association following new minerals for the Dobšiná area have been described: chalcostibite, jamesonite and bournonite.

In the Čuntava area, 10 km of Dobšiná the barite-cinnabar mineralization is developed. It was formed during two mineralization periods—the barite-quartz and 2nd siderite period. The mineralization took place in the lower Triassic sediments and is not to be included in the mineralization cycle of Dobšiná.

On the basis of the performed studies following important periods have been established types of deposits:

1. Metasomatic-hydrothermal siderite period; 2. Ni-Co arsenide period; 3. Cu-sulphide period, in the carbonate-antimony deposit type it is closed by a unique association of Sb minerals;
4. Barite period?

The first period is preceded by the syngenetic formation of sulphides in the limestones. The whole development cycle is closed by the supergene alterations of the primary minerals. It should be noted, that an apparently greater diversity of the deposit types in the vicinity of Dobšiná is due to that the single periods are represented on individual deposits and occurrences to quantitatively different degrees. Therefore, it is not necessary to infer numerous pulses associated with the intrusions of minor bodies of Gemeridyl-granites. From a general analysis of the, especially Ni-Co, mineralization it follows that it is bound up with the acidic granite-magmatism. We cannot omit either the influence of quartz-diorites and favourable tectonic conditions obtaining at the onset of Ni-Co mineralization, particularly in the vicinity of Dobšiná.

A serious, much discussed problem which until recently, has not been fully elucidated is presented by the succession of mineralization on the deposit types in question, and the arrangement of the Ni-Co minerals within the framework of this succession. In the opinion of earlier workers, the succession of the influx periods on the Ni-Co deposits as follows: 1. Siderite phase, 2. first rejuvenation phase, 3. second, Ni-Co rejuvenation phase. But the mineragraphic studies of the ores and the examination of ore structures, performed by the author, suggest that the view of the second Ni-Co rejuvenation phase can no longer be maintained. According to the above-mentioned new classification (G. Halahyrová) the second Ni-Co influx period and the 3rd — Cu sulphide period are tectonically separated from the 1st siderite phase and show a different chemical composition. The solutions of the Ni-Co arsenide period had a higher temperature and a higher concentration of As and S, Ni, Co and Fe than the first, siderite phase. The third Cu Sb sulphide period has a lower concentration of As and an increased amount of Cu, Sb, Bi, Ag and Hg relative to the 2nd, Ni-Co period. It is necessary to assume in the 3rd period an increase of temperature, the change may have happened in the concentration of elements. In both periods (2nd and 3rd) the solutions were of a low temperature.

A sharp division of opinion exists on the problem of genesis and nature of the Ni-Co mineralization. Many aspects of this problem have not yet been solved on the world-wide scale either. On the basis of her own observations and the study of works by other writers, especially the petro-tectonic analyses of L. Rozložník (1958—1960), the author considers that the Ni-Co mineralization of Dobšiná, as compared with foreign deposits, is a meso- to epithermal mineralization with incompletely developed paragneiss. After the G. A. Krutov classification (1959) it belongs to the nickelite-smaltine and gersdorffite association.

As far as the age of the deposit is concerned, it is believed that it represents a later Alpine mineralization.

Vysvetlivky k tab. VII—VIII

Tab. VII

Obr. 1. Pyrit-markazitové kolomorfné útvary s nepravidelne sa striedajúcimi zónami pyritu a markazitu. Minerály mladších periód — siderit S, chalkopyrit Ch, kremeň korodujú a zatláčajú pyrit s markazitom. Biengarten, sideritové metasomatické ložisko, nábr. 465, zväčš. 69×. —

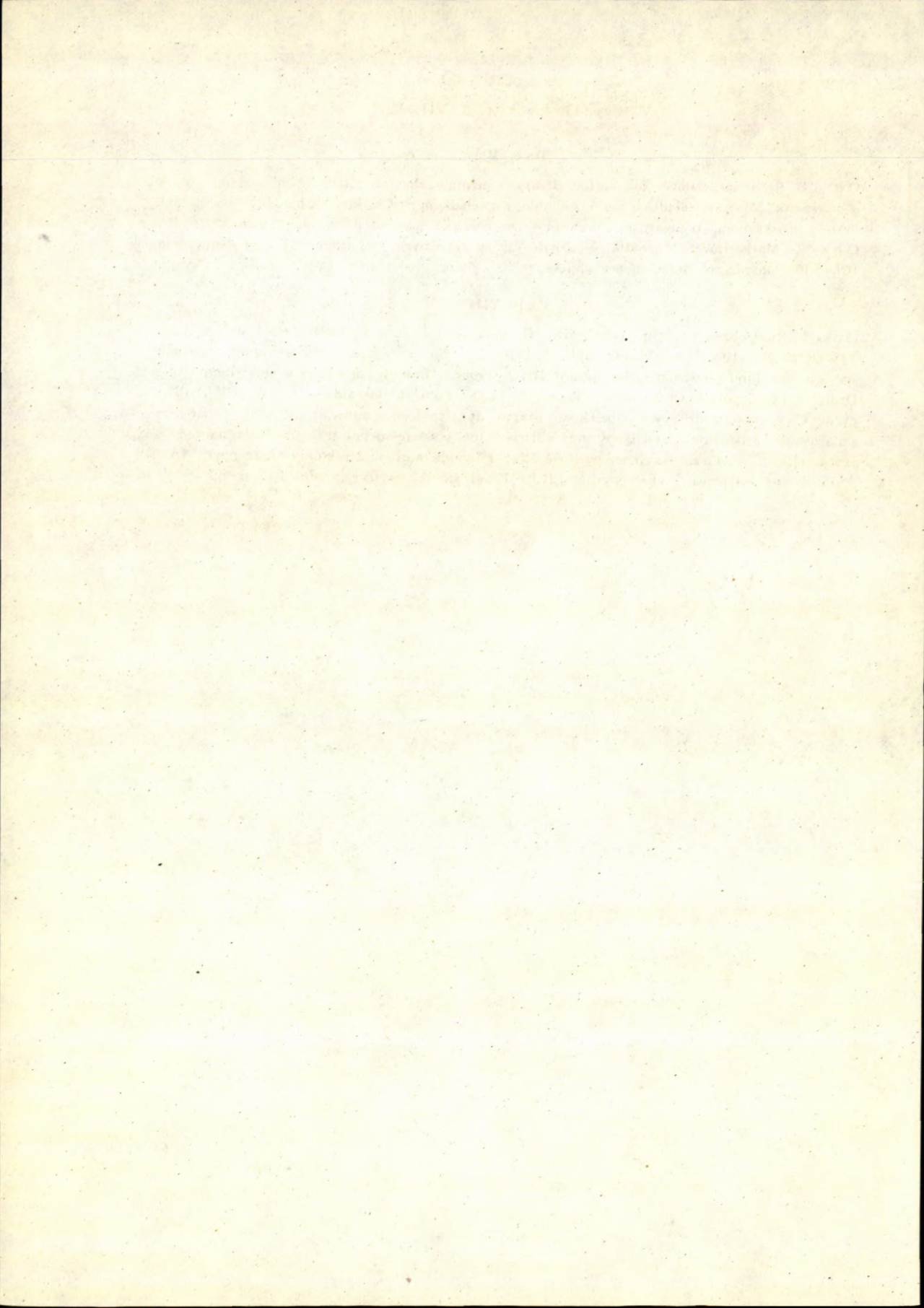
Obr. 2. Markazitové (M) radiálne-lúčovité útvary zatlačované sideritom (S) a chalkopyritom (Ch). Biengarten, sideritové metasomatické ložisko, nábr. 464, zväčš. 69×. Foto: L. Osvald.

Tab. VIII

Obr. 1. Rozdrobená štruktúra gersdorffitu G, tmel tvorí ankerit (tmavý). Jacobi štôlna, nábr. 433 m, zväčš. 110×. Foto: L. Osvald. — Obr. 2. Idiomorfné zrná gersdorffitu so zonárnou stavbou, zreteľnou po štruktúrnom leptaní HNO_3 (konc.). Pukliny sú vyplnené ankeritom (An).

Dedičná štôlna, pole Martini, nábr. 438, zväčš. 110×. Foto: L. Osvald. — Obr. 3. V chalkopyrite Ch a v tetraedritových žilkách sú uzavreniny sivobieleho minerálu Bi (Bi). Intenzívne zatlačovanie karbonátov An chalkopyritom a tetraedritom v smere štiepnosti. Lányi Huta, nábr. 145, zväčš. 110×. — Obr. 4. Arzenopyritové žilky s hypidiomorfnou štruktúrou. Arzenopyrit (As)

je intenzívne zatlačovaný chalkopyritom (Ch) Karol štôlna, Zemberg, nábr. 215, zväčš. 95×.



JÁN SENEŠ

OTÁZKA LATORFU, PROBLÉM VEKU A KORELÁCIE
JUŽNOSLOVENSKEHO A MAĎARSKÉHO OLIGOCÉNU

V posledných rokoch v súvislosti s výskumom nerastných surovín sa vo východnej oblasti Podunajskej nížiny zistili okrem epikontinentálneho vývoja eocénu aj mocné vrstvy oligocénu. Na ich báze, v podloží typických foraminiferových slieňov sa vyskytuje všade terestrické, fluvioлимnické a brakické-morské súvrstvie. Prechádza do nadložných neritických až batyálnych foraminiferových tzv. kiscelských ílov bez prerušenia sedimentácie a predstavuje takto spodnú časť nového sedimentačného cyklu. Donedávna sme považovali celé toto súvrstvie za rupelské (Seneš 1960; Brestenská — Lehota yová 1960), keďže s ním spojené foraminiferové slieňe obsahovali typickú faunu rupela a z bazálnych terestrických a brakických vrstiev neboli známe druhy, ktoré by poukazovali na starší vek sedimentov než rupel. Podrobné spracovanie fauny mäkkýšov z brakických a morských obzorov súvrstvia (z tzv. spodných cyrenových vrstiev) však ukázalo, že tu ide o usadeniny staršie ako rupel — spodnooligocénne v širšom slova zmysle.

Tým vyvstal problém zaradenia našich spodnooligocénnych vrstiev do európskej stratigrafickej škály, ktorá sa v posledných rokoch stala následkom neistej príslušnosti latorfu labilnou. Súčasne sa vynorila otázka korelácie našich vrstiev s maďarským spodným oligocénom. Obidva problémy bolo možné riešiť len dôkladnou stratigrafickou analýzou fauny, s prihliadnutím na celkový paleogeografický vývoj maďarského a juhoslovenského oligocénu. Paralelne bolo potrebné riešiť otázku latorfu a hranice eocén — oligocén. V podstate boli teda nastolené tri otázky: 1. s ktorým paleogénnym stupňom Európy možno korelovať bazálne obzory nášho oligocénu; 2. ako korelovať náš bazálny oligocén s maďarským z aspektu geotektonického a paleogeografického vývoja; 3. kde klásť hranicu medzi eocénom a oligocénom a medzi spodným oligocénom a rupelom v epikontinentálnom vývoji paleogénu na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku.

Vývoj bazálneho oligocénu štúrovskej oblasti

Vrstvy bazálneho oligocénu ležia na denudovanom, zarovnanom reliéfe, tvorenom lutétom a priabónom. Začínajú sa terestrickými a fluviolimnickými sedimentmi, potom pokračujú do limnicko-brakického, brakicko-morského a morského súvrstvia s normálnou slanostou.

Na báze sú biele až šedé piesčité íly, ktoré miestami pripomínajú kaolinit; vyššie sa striedajú s tmavými a pestrofarebnými ílmi, väčšinou zelenkastými a červenými. Ojedinele sa vyskytujú aj polohy kremitých pieskovcov, vložky zlepcov, prevažne z kremitého materiálu a niekde aj šošovky sladkovodného vápenca. Celé toto súvrstvie je mocné najviac 20–25 metrov. Fauna, alebo flóra sa v nich zatiaľ nenašla, ale podľa petrografického zloženia a úložných pomerov vrstiev ide zrejme o sedimenty terestrické, nanajvýš fluviolimnické, ktoré vznikli splavením do depresie.

Potom sa striedajú piesčité a ílovité polohy, prechádzajúce postupne do uhľonosného, tzv. spodného cyrenového súvrstvia (pestré uhľonosné súvrstvie; Senes 1960). Pozostáva z tmavých, väčšinou uhoľných ílov, z tenších, sotva meter mocných polôh lesklého čierneho uhlia, z piesčitých ílov a z piesčitých vložiek. Na báze súvrstvia sú ešte menšie šošovky sladkovodného vápenca. Íly a slienité íly so zuhoľnatými zbytkami rastlín obsahujú bohatú faunu mäkkýšov, ktorá poukazuje na rôznu slanost prostredia. Polohy vzniklé pri veľmi nízkej slanosti majú paleocenózy väčšinou len z rôznych druhov rodu *Melanopsis*; vo fyálnom z druhov *Bayania inflata*, *Bayania nysti*, *Stenothyra pupa*, *St. lubricella*, *St. bidens*, *St. dunkeri* a *Polymesoda convexa*. Vrstvy, ktoré označujeme ako typické cyrenové, vznikli v normálnom brakickom prostredí a obsahujú *Polymesoda convexa*, *Sanguinolaria brabantina*, *Congerina basteroti*, *Melanopsis* div. sp., hojne *Tympanotonus margaritaceus* a varietu *calcaratus*, *Pirenella plicata papillata*, *Potamides lamarcki* a *Clithon aloedus*. V prostredí pri zvýšenej slanosti vypadnú z asociácií zástupcovia rodov *Polymesoda*, *Congerina* a *Melanopsis*, nahradené euryhalinnými druhmi ako *Cerithiopsis bilineatum*, *Nassa pygmaea*, *Turritella planispira* a *Turritella serrata*. V najvyšších polohách súvrstvia, v piesčitých slieňoch fauna poukazuje na to, že slanost prostredia sa už približovala kritickému bodu (23 ‰), i keď vrstvy vznikli ešte v plytkom sublitorálnom, fyálnom prostredí. Fauna pozostáva výlučne z malých byľinožravých gastropódov, zo zástupcov rodov *Bayania*, *Sandbergeria*, *Cerithium*, *Cerithiopsis*, *Bittium*, *Potamides*, *Nassa*, *Murex*, *Ringicula*, *Turritella*, *Turbonilla*, *Tornatina* a *Clithon*. Fauna z piesčitého obzoru poukazuje na vznik sedimentov pri temer normálnej slanosti. Okrem cerííí a clitonov sa vyskytujú zástupci rodov *Nucula*, *Thracia*, *Corbulomya*, ďalej *Pitaria polytropia*, *Astarte henckeluisiana*, *Fusus hecticus*, *Clavatula regularis*, *Cythara acuticostata* a *Dentalium dekanum*. Uhľonosné spodné cyrenové vrstvy majú teda limnicko-brakický charakter len v nižších polohách. V terminálnych obzoroch,

kde uhoľné sloje sú zastúpené len zuhoľnatými zbytkami rastlín, majú ílovité a piesčité slieňe a pieskovce už brakicko-morský, ba až moriský charakter s normálnou slaností. Striedanie vrstiev s mnohotvárnou faunou však poukazuje ešte na značné kolísanie slanosti. Mocnosť tohto súvrstvia kolíše medzi 40 a 80 m a v najvyšších polohách pribúda piesčitosť.

V nadloží spodných cyrenových vrstiev je piesčito-slienité až pieskovcové súvrstvie, ktoré na rozdiel od petrograficky podobných bazálnych chat-akvitánskych vrstiev označujeme ako „spodný pieskovcový obzor“ (100 až 150 m mocný). Svojím charakterom poukazuje na rýchlu sedimentáciu. Rozpadavé, alebo stmelené piesky a tvrdšie pieskovcové lavice sú z kemitého materiálu, miestami sú slienité, s vysokým obsahom muskovitu a so zvyškami zuhoľnatých rastlín. Len lokálne sa vyskytujú zlepcové hrubopiesčité vložky, v najvyšších partiách aj slienité polohy. Tieto vrstvy obsahujú len neurčiteľné zbytky morských mäkkýšov (*Pholadomya*, *Panopea* sp.) a skriedovatené zbytky iných lamelibranchiátov. Foraminifery sú zastúpené prevažne len preplavenými formami z kriedy a eocénu. Ojedinele sú hlavne v slienitých vložkách autochtónne formy, najčastejšie *Lenticulina* (*Robulus*) *inornata* (Orb.). Je otázne, či toto súvrstvie, ktoré svojím litologickým vývojom a postupnými prechodmi je viac spojené so spodnými cyrenovými vrstvami než s nadložnými typickými rupelskými foraminiferovými slieňmi, patrí ešte k spodnému alebo už k vyššiemu oligocénu.

Kým zaujmeme stanovisko ku korelácii nášho spodného oligocénu (najmä na základe jeho bohatej fauny v spodných cyrenových vrstvách) s ostatným európskym spodným oligocénom, resp. s bazálnym oligocénom Maďarska, zmienime sa stručne o stanovisku geológov k problému latorfu a jeho ekvivalentov.

Tento problém (resp. typovej lokality Latdorf v severnom Nemecku a vekových ekvivalentov) sa nás týka nielen preto, že do latorfu (ktorý sa dnes považuje za ekvivalent vrchného eocénu) sa zaraďuje spodný oligocén intrakarpatskej oblasti (a ďalšie používanie tohto názvu pre tieto vrstvy by dezorientovalo geológov), ale aj preto, že vzhľadom na úzke faunistické vzťahy s oligocénom severnej bioprovincie musíme hľadať typové vrstvy, stratotypovú oblasť a korelačné územie práve tam, kde bol vyznačený dnes sporný „latorf“ a jemu vekove ekvivalentné vrstvy.

V r. 1847 zaviedol do literatúry Beyrich pojem oligocén a pričlenil sem vrstvy, ktoré sa predtým dávali sčasti do vrchného eocénu. Koenen (1889), opierajúc sa čiastočne o Beyrichove fauny a o typické spodnooligocénne lokality Z od rieky Labe medzi Magdeburgom a Westeregeln, vyznačil lokalitu pri obci Latdorf ako typovú pre spodný oligocén. Zaviedol tak do literatúry pojem *latorfského stupňa*. Od toho času sa v boreálnej a boreálno-tetýdnej bioprovincii spodný oligocén označoval ako „latterf“ alebo „latdorf“ (hlavne v Nemecku, Rakúsku, Maďarsku a SSSR).

O stratigrafickej príslušnosti niektorých faunisticky podobných vrstiev (či k vrchnému eocénu; barton, lud, wemmel, vrch. priabón, alebo k spodnému oligocénu?) sa už dávnejšie názory geológov rozchádzali. Novšie Krutsch a Lotsch (1957, 1958) poukázali i na to, že glaukonitické ílovité vrstvy na lokalitách Latdorf, Westeregeln, zelené piesky od Helmstadtu, predstavujú len piesčitú pobrežnú faciú najvyššieho eocénu, teda „ludu“ SZ Nemecka. Na základe vrstov dokazujú, že „latorf“ na týchto lokalitách je len pobrežnou faciou slienitého panvového vývoja typického vrchného eocénu. Avšak niektoré obzory, ako časť magdeburgských pieskov, piesky od Neugam, pokladané tiež za latorf, nie sú podľa nich vekove totožné s pieskami latorfského typu,

ale sú mladšie — zastupujú pravý spodný oligocén, ktorý označujú ako „conow“ alebo „conowský stupeň“ (podľa tamojšieho vrtu).

V podstate sa teda v Nemecku, v typovej oblasti boreálneho spodného oligocénu dve chronologicky nad sebou ležiace súvrstvia označujú ako spodnooligocénne; staršie z nich, typu „Latdorf“ odpovedá vrchnému eocénu, mladšie v podloží rupelu a v nadloží typického vrchného eocénu (lud, predtým latorf) odpovedá pravému spodnému oligocénu. Tzv. latorf považuje aj Korobkov (1962) za ekvivalentný s vrchným eocénom vo východnej boreálno-tetýdnej oblasti. Podľa neho konkordantne a bez prerušenia sedimentácie leží rupel na vrchnom eocéne v južnej Ukrajine, na Kryme, v Kaukaze, v oblasti Mangyšlaku a južne od Aralu. Svoje závery končí vetou: „La nécessité de liquider complètement le Lattorfien et une subdivision de l'Oligocène inférieur que cet étage représentait dans l'interprétation ancienne est la déduction qui s'impose.“ Korobkov teda úplne likviduje pojem spodného oligocénu a súvrstvie, ktoré spadá do oligocénu kladie do rupelu. Tento názor je ovšem rovnako diskutabilný ako názory na likvidovanie pojmu chat (ktorý je zhruba vekovým ekvivalentom akvitánu; Szöts 1956; Seneš 1960). Krutsch a Lotsch vyčlenili pre nový spodný oligocén vrstvy, ktoré sa zaraďovali doteraz sčasti do bazálnych obzorov rupelu.

Naproti tomu je pozoruhodné zistenie Hinscha (1962), ktorý najnovšie v SZ Nemecku vyznačil na základe vrtov v podloží neugamských pieskov (teda spodného oligocénu v novom pojatí) obzor s bohatou mikrofaunou a s *Amussium corneum* a *Aloidis gibba*. Tento obzor pokladá za reprezentanta spodného oligocénu — latorfu. Neugamské piesky kladie na základe ich fauny na bázu rupelu. Zdá sa však, že ide o lokálnu fáciu, ktorú ostatní autori pričlenili k neugamským pieskom a že Hinschov názor v podstate nezmení novú a vrtmi potvrdenú koncepciu o totožnosti latorfu s panvovým vývojom vrchného eocénu.

V JZ Holandsku vo vrte Woensdrecht leží nad stredným eocénom v panvovom vývoji bez prerušenia sedimentácie rupel. Niektoré bazálne obzory, označené ako „rupelien inférieur“ odpovedajú asi spodnému oligocénu (Conow) v zmysle severonemeckej stratigrafie. V pobrežných oblastiach paleogénu Holandska a Belgicka, v oblasti Limburgu sú vyvinuté vrstvy, litologicky a faunisticky odpovedajúce latorfu. Ležia však buď transgresívne na predterciálnom reliéfe, alebo na strednom, nikdy však nie na vrchnom eocéne. V Belgicku sú to piesky od Grimmeringen a Neerrepn, označované ako „tongrien inférieur“. Všade v týchto oblastiach sa začína pravý oligocén vrstvami melaniovými, ceritiovými alebo cyrenovými. Sem patria i vyššie vrstvy pechelbronnské v Alsasku a vrstvy od Henis a Vieux Jons v Belgicku, označované ako „tongrien supérieur“ alebo „henisien“. Obsahujú typickú sladkovodnú až brakickú faunu so špecifickými druhmi, ktoré ani v eocéne, ani vo vyššom oligocéne nie sú v tomto vývoji známe. Sporná je pozícia vrstiev od Bembridge a Osborn v Hampshire; istý je spodnooligocénny vek spodných hampstaedských vrstiev a „sannoizu“ v Parížskej panve. Všetky tieto vrstvy kladené k spodnému oligocénu v novom pojatí sú sladkovodného až brakického pôvodu. Ich zaradenie k bazálnemu spodnému oligocénu nie je zrejme ovplyvnené lákavým diastrofizmami a myšlienkou o súčasnosti transgresie, ale je faunisticky podložené a opodstatnené.

Celkový obraz rozdelenia bývalého oligocénu boreálnej oblasti ukazuje teda, že v Belgicku nižší tongrien (vývoj morský) patrí ešte k vrchnému eocénu, kým „vrchný tongrien“ (vývoj terestrický a brakický) zastupuje už spodný oligocén Glibert — Heinzelin 1954). V Holandsku vrstvy latorfu patria do eocénu, vrstvy, označené ako „rupelien inférieur“ do spodného oligocénu (Albrecht — Valk 1943). V severnom Nemecku glaukonitové obzory Latdorf, Calbe, Westeregeln a ich ekvivalenty odpovedajú vrchnému eocénu, kým oligocén začína spodnými melaniovými vrstvami, neugamskými pieskami. V Parížskej panve typické

vrstvy sannoizu sú podľa novej koncepcie dobre korelovateľné s bazálnym oligocénom. Počiatok sedimentačného cyklu je príznačný tiež cyrenovými vrstvami.

Faunistické vzťahy nášho oligocénu sú tak blízke tejto severnej bioprovincii, že aj typové vrstvy pre koreláciu nášho bazálneho oligocénu musíme hľadať v tejto oblasti. Preto sa nebudeme bližšie zaoberať otázkou spodného oligocénu tetýdnej oblasti, kde ani vek vrstiev od Sangionini a ich vzťah k priabónu nie je uspokojivo riešený.

Ak ovšem akceptujeme nové názory na stratigrafickú príslušnosť latorfu a vylčenie niektorých iných vrstiev ako typov spodného oligocénu, potom sa na základe dôkladnej analýzy musíme rozhodnúť nielen o tom, či náš bazálny oligocén patrí do latorfu, teda vrchnému eocénu, alebo spodnému oligocénu v novom pojatí, ale aj o tom, s ktorou z typových lokatít, resp. s ktorým stratotypom bude možno naše vrstvy najbezpečnejšie korelovať.

Vek štúrovského bazálneho oligocénu

Pri vekovom zaradení bazálneho oligocénu nášho územia môžeme sa opierať len o stratigrafickú a bioprovincionálnu analýzu tzv. spodných cyrenových vrstiev, ktoré obsahujú bohatú faunu mäkkýšov. Terestrické a fluviolimnické vrstvy v ich podloží sú sterilné. Ako sme už spomenuli, toto súvrstvie predstavuje niekoľko od seba odlišných paleocenóz, s odlišnými biotopmi, zvlášť čo sa týka slanosti prostredia. Táto okolnosť ovšem nemôže ovplyvniť stratigrafické hodnotenie, ktoré vzhľadom na striedanie jednotlivých biotopov a na malé vertikálne rozpätie faunistických obzorov môžeme zhrnúť globálne. Z miocénu je známa konzervatívnosť typických euryhalinných druhov (dlhé stratigrafické rozpätie druhov ako *Polymerosoda convexa*, *Tympanotonus margaritaceum*, *Potamides plicatus*, *Potamides lamarcki*, *Dreissena basteroti* etc.); avšak už na prvý pohľad sú markantné zmeny v zastúpení slabo euryhalinných druhov s vergenciou viac k sladkej alebo viac k morskej vode. Preto obzory s optimálnou brakicitou s typickými cyrenovými alebo ceritiovými faunami obsahujú indiferentné druhy, známe v celom oligocéne, v spodnom miocéne i v latorfe. Naproti tomu v paleocenózach, ktoré poukazujú na viac sladkovodné, alebo viac morské prostredie, nájdeme druhy špecifické, stratigraficky hodnotné. Zvlášť medzi sladkobrakickými formami prevládajú druhy, známe buď len z typického, dnes za spodný oligocén pokladaného obzoru, ako sú *Stenothyra bidens*, *Stenothyra dunkeri* alebo *Sanguinolaria brabantina*, alebo formy vyššieho oligocénu ako *Stenothyra lubricella*, *Sandbergeria cancellata*, *Bayania inflata*, *Bayania nysti*. Avšak vo vrstvách, kde biotop poukazuje na vyššiu slanosť (blízku normálnej) v nadloží sladkobrakických a brakických obzorov nájdeme v spoločnosti rupelských a vyšších oligocénnych faun aj také formy, ktoré doteraz boli opísané len z lokalít Latdorf alebo Westeregeln. Sú to *Dentalium dekonum*, *Murex tenuispira*, *Cerithium rarinodum*, *Cerithium oblitteratum*,

Cerithium nassoides, *Cerithium tenuicincta*, *Cerithiopsis bilineatum* a *Bittium granuliferum*. Tieto sa však vyskytujú spolu s mladšími elementami ako *Clithon alloeodus*, *Clithon fulminiferus*, *Nassa pygmaea* alebo *Turbonilla ino*. Celkovo vo faune spodných cyrenových vrstiev prevládajú formy rupelské, alebo rupelchat-akvitánske nad druhmi, ktoré sa i doteraz zistili len vo fácií latorfských vrstiev. Formy, ktoré by poukazovali na vrchný eocén, teda typický barton alebo lud, resp. priabón alebo wemmel, veľmi hojné v latorfskej fácií vrchného eocénu, sa v našej faune vôbec nenašli. Z toho i zo skutočnosti, že asociácie obsahujú hojne aj typické druhy vrchného tongrienu, vyplýva, že ide o sedimenty spodno-oligocénné, mladšie ako latorf a staršie ako typický rupel.

Spodné cyrenové vrstvy zastupujú teda stratigrafický obzor, odpovedajúci sannoizu, vrchnému tongrienu, alebo henisieniu, nie však latorfu alebo rupelu. Usadili sa teda v spodnom oligocéne. Otázne je, s ktorou zo stratotypových lokalít alebo obzorov môžeme naše spodné cyrenové vrstvy najlepšie identifikovať.

Vyložene brakické obzory s *Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata papillata*, *Potamides lamarcki*, *Polymesoda convexa*, s melaniami a kongériami majú dosť neutrálny charakter; takúto paleocenózu nájdeme vo všetkých spodno-oligocénnych typových vrstvách severnej bioprovincie, nech to je sannoiz, vrchný tongrien alebo melanie a ceritiové vrstvy severného Nemecka. Avšak niektoré druhy v týchto paleocenózach, ako *Sanguinolaria brabantina*, poukazujú na podobnosť s cyrenovými vrstvami bazálneho obzoru vrchného tongrienu, so slieňmi a pieskami od Bautersen v Belgicku. Naproti tomu zástupcovia rodu *Tympanotonus*, *Pirenella* a *Potamides* poukazujú na podobnosť s faunou stratotypu sannoizu, s bazálnymi zelenými cyrenovými slieňmi, ale aj s tzv. *cerithienklei* v Limburgu. Obzory s bylinožravou faunou gastropódov z prostredia so zvýšenou slanosťou a obzor so stenohalinnou faunou, zistený vo vrte M-3, zatiaľ v literatúre boreálnej provincie obdobu nemá. Obsahuje miešané elementy typického latorfu i vyššieho oligocénu, prevažne rupelu. Najzaujímavejšie sú asociácie zo sladkobrakických obzorov, v ktorých okrem *Polymesoda convexa* prevládajú *Bayania inflata*, *Bayania nysti*, *Stenothyra pupa*, *Stenothyra lubricella*, *Stenothyra bidens*, *Stenothyra dunkeri*. Takýto „stenotýrový“ obzor s hojným výskytom *Polymesoda convexa* je známy hlavne z vrstiev od Henis v Belgicku, ktoré sú ekvivalentom cyrenových pieskov na báze vrchného tongrienu.

Z uvedeného vyplýva, že naše spodné cyrenové vrstvy by sme mali označiť ako vrchnotongrinské v zmysle Dewalquea (1868) alebo Glibert-Heinzela (1954). Táto časť tongrinského stupňa — keďže „latorf“ a jeho ekvivalenty sa kladú do vrchného eocénu — predstavuje v Belgicku i u nás najnižší obzor oligocénu.

Týmto sme však ešte nedoriešili otázku veku nášho bazálneho oligocénu. Analýza sa týka zatiaľ len stratifikácie spodných cyrenových vrstiev. Terestrikum a fluvioлимnické súvrstvie v ich podloží môže patriť teoreticky i latorfu, teda vrch-

nému eocénu, hoci tesne súvisí a akosi uvádza do života spodné cyrenové vrstvy. Týmito vrstvami sa vlastne začína nový sedimentačný cyklus, nové prehlbenie reliéfu po doznení pyrenejskej fázy a po zarovnaní reliéfu. Nechceme však ani upadnúť do chýb diastrofizmu, ani násilím hľadať paleontologické dôkazy tam, kde ich sotva nájdeme (teda v tomto bezfosílnom kontinentálnom komplexe). Pokúsime sa (nie celkom bez vplyvu diastrofických názorov) o stanovenie hranice útvaru tak, aby sa koreláciou s maďarským spodným oligocénom pomocou paleo-geografických kritérií riešil aj problém stratigrafickej príslušnosti spodnej terestrickej časti súvrstvia.

Stratigrafické zaradenie a fácie tzv. latorfu Maďarska

Riešenie tohto problému a navyiac korelácia s maďarským spodným oligocénom naráža na značné ťažkosti, hlavne pre nedostatočné paleontologické preskúmanie tamajších vrstiev (často staré, zle lokalizované zbery), takže aj názory maďarských geológov sa tu rozchádzajú.

V Maďarsku sa domnelé spodnooligocénne vrstvy označujú ako „latorfské“. Za prvé je otázne, či tieto vrstvy možno vôbec korelovať s typickým latorfom na základe paleontologikom (potom by patrili najvyššiemu eocénu), alebo či označenie „latorf“ je len nomenklatorickou formalitou a má vyjadriť v skutočnosti spodnooligocénny vek vrstiev. Ďalšou otázkou je, ktoré vrstvy alebo súvrstvia, resp. ktoré obzory maďarského paleogénu nutno pričleniť k eocénu a ktoré k spodnému oligocénu.

K latorfu sa v maďarskej literatúre všeobecne zaraďujú hlavne hárshegyské pieskovce a tardské vrstvy; najnovšie aj tzv. budinské sliene sa považujú za vekový ekvivalent hárshegyských pieskovcov.

Bazálnym členom nového sedimentačného cyklu, ktorý sa začína po denudačnej perióde vyvolanej účinkami pyrenejskej fázy, sú v Maďarsku *hárshegyské pieskovce* s typickými lokalitami v okolí Budapešti. Stratigrafická a litofaciálna podobnosť týchto vrstiev s našim bazálnym terestrikom je zrejmä, i keď výskyty v štúrovskej a ostrihomskej oblasti nesúvisia priamo s typickými hárshegyskými pieskovcami v okolí Budína (medzi nimi sú vápencové kryhy pohorí Pilis a Buda). Ak by sa podarilo určiť presnejší vek hárshegyských pieskovcov, objasnil by sa tým aj vek našich bazálnych terestrických vrstiev v podloží spodných cyrenových vrstiev. Tu sa však stretávame so značnými ťažkosťami v Maďarsku, hlavne pre zle zachovanú faunu, i preto, že niektorí autori pokladajú tzv. budinské sliene za vekový ekvivalent hárshegyských pieskovcov. Nie sú vyjasnené ani názory na eocénny alebo oligocénny vek budinských slienov.

Hárshegyské pieskovce, nech už sedimentovali v prostredí terestrickom, fluvio limnickom alebo morskom, sú produktom tej istej a vekove synchronnej denudačnej periódy ako vrstvy bazálneho terestrika v okolí Štúrova a Ostrihomu; ide teda o časove približne rovnaký produkt. Sú prevažne z kremitého materiálu, podradne obsahujú vápence, eocénne andezitové valúny a premenené horniny. Väčšina valúnového materiálu bola dopravená riekami, no často sú aj stopy pobrežnej zóny a vlnobitia. Na báze súvrstvia sú pestré íly, ktoré sa striedajú s hydrotermálne premenenými kaolinickými ílmi, zlepcami a štrkovými polohami. V celom súvrství, hlavne v najstarších sedimentoch sú pelitické vložky so zuhoľnatými zbytkami rastlín. Jemnejšie fácie pieskovcov obsa-

hujú často veľké množstvo sfudy. V niektorých obzoroch sa našli zbytky po morskej faune. Materiál je všade veľmi zle zachovaný a bol určený Hoffmanom (1872) väčšinou len s otáznikmi.

Neurčité sú všetky formy, ktoré by poukazovali na eocénny vek; napríklad *Tympanotonus calcaratus* (Brongn.), ktorý odpovedá možno *Tympanotonus margaritaceum calcaratum* (G rat.), vyskytujúcim sa hojne i v našich spodných cyrenových vrstvách, alebo *Chlamys biarritzensis* (Arch.). Ako isté sú však určené typické oligocénne formy, ako *Natica crassatina* (Lamk.), *Apporhais speciosus* (Schloth.), *Pleurotoma deshayesi* (May - Eym.) a navyiac *Lepidocyclina dilatata* Mich. (Méhes 1943).

Pri Ťröm vo vyšších vrstvách hárshegyských pieskovcov sa našli žraločie zuby (*Lamna* sp.), inde *Teredo* a *Ostrea* sp. Vrstvy ležia transgresívne a diskordantne buď na vrchnom eocéne, na numulitových a ortofragminových vápencoch, alebo na tzv. bryozoových slieňoch vyššieho priabónu, resp. barton — ludu; na iných miestach sú priamo na mezozoiku dnešného Budín-piliškého pohoria. Bazálne členy sú väčšinou terestrického a fluviatilného pôvodu; nie je však vylúčené, že miestami i počiatočné produkty transgresie majúorský charakter. Chronostratigrafické členenie komplexu sa zatiaľ pre nedostatok vhodných kritérií neuskutočnilo; preto nevieme, či smerom k východu nie sú terestrické členy nahradenéorskými pobrežnými usadeninami. Morské pobrežné fácie možno odpovedajú vekove vyšším obzorom tohto komplexu a ležia transgresívne na starších útvaroch len tam, kde v dobe predchádzajúcej terestrickej periódy nedošlo k sedimentácii.

Ako z ďalšej analýzy a z paleogeografických úvah uvidíme, morské obzory hárshegyských pieskovcov odpovedajú stratigraficky vyšším obzorom ako bazálne terestrické polohy tohto súvrstvia. Do nadložia prechádzajú náhle alebo pozvoľne, všade však bez prerušenia sedimentácie. Ich nadložie tvoria všade tzv. kiscelské íly, väčšinou tzv. 4. obzor Majzona, so stredným globigerinovým — cassidulinovým obzorom. Podľa fauny odpovedajú vyššie, teda morské obzory hárshegyských pieskovcov rozhodne oligocénu, nie latorfu (ludu). Ich presnejšia stratifikácia v oligocéne, korelácia s vyšším tongrienom alebo s nižším rupelom nie je možná na základe známej fauny, ale — ako z ďalšieho uvidíme — na základe korelácie a paleogeografických úvah pomocou analýzy synchronných sedimentov.

Druhým typom sedimentov, ktorý kladú maďarskí geológovia do tzv. latorfu (spodný oligocén) sú tzv. tardské vrstvy, vyvinuté hlavne na východ od Budapešti a zistené v početných vrtoch. Ide o ílovité a piesčito-ílovité súvrstvie so značným obsahom pyritu. Foraminifery, predovšetkým bentóna fauna sa v týchto vrstvách nezistila; obsahujú len zuhoľnatené zbytky rastlín a rýb, podľa všetkého sladkovodných. Ide zrejme o sediment rozsiahleho hlbšieho jazera, prípadne o jazero sčasti už zbrakičtené, s redukčným prostredím. Tardské vrstvy ležia nad typickými ľudskými bryozoovými slieňmi; zdá sa, že v panvovom vývoji ležia konkordantne a že medzi nimi nedošlo k prerušeniu sedimentácie. V nadloží tardských vrstiev, ktoré pokladáme za panvovú fáciu, ležia konkordantne a bez prerušenia sedimentácie tzv. stredné globigerinové a cassidulinové vrstvy (t. j. opäť 4. obzor Majzonov) morského pôvodu, odpovedajúce podľa všetkého najvyššiemu spodnému oligocénu alebo už bazálnym obzorom rupelu.

Najnovšie podľa Szötsa (1956, 1961) tzv. budínske sliene, považované predtým za najvyšší eocén, sú vekovým ekvivalentom hárshegyských pieskovcov; kladie ich na základe fauny do „latorfu“. Niektoré najnižšie obzory kiscelských ílov (zrejme Majzonov 4. obzor) považuje Szöts za vekový ekvivalent uvedených spodnooligocénnych vrstiev.

K stratigrafickej pozícii budínskych slieňov poznamenávame toľko, že ílovito-slienité horniny v okolí Budapešti vo východnej časti Budínskych kopcov tvoria bezprostredné podložie tzv. kiscelských ílov a ich fauna na mnoho miestach je jasne oligocénna, a nie vrchnoeocénna. Tieto vrstvy ležia buď transgresívne a diskordantne na triase, alebo na eocénnych bryozoových ortofragminových slieňoch a vápencoch (Szöts 1956). V profiloch, kde sú prítomné tzv. budínske sliene, nie sú hárshegyské pieskovce a opačne. Z toho vyplýva, že oligocénne budínske sliene zastupujú niekde morské obzory hárshegyských pieskovcov.

Starší autori i Dudich (1959) a Majzon (1960) uvádzajú z niektorých vrstiev, ktoré označujú tiež ako *budínske sliene*, také fauny, ktoré poukazujú na vrchnoecénny vek usadenín. Zrejme ide vekove a sčasti aj faciálne o dvojaké usadeniny, ktoré sa donedávna považovali za vekove a faciálne rovnaké a označovali ako budínske sliene. Otázne je, ktoré obzory a lokality týchto sliňov patria eocénu a ktoré oligocénu; či ich typová lokalita zastupuje eocén alebo oligocén. Staršie budínske sliene sú nesporne ekvivalentom tzv. bryozoových a ortofragminových sliňov (v novej literatúre Majzonove „budínske“ sliene); mladšie patria bezpečne oligocénu, ležia diskordantne na eocéne (budínske sliene Szötsa). Oligocénne budínske sliene sú asi vekovým ekvivalentom nielen morských obzorov hárshégyských pieskovcov, ale aj nižších obzorov Majzonovho 4. horizontu oligocénu (t. j. spodných globigerinových a cassidulinových vrstiev). V ďalšom pod názvom „budínske sliene“ rozumieme vrstvy oligocénu, kým eocénne obzory označujeme ako bryozoové sliene.

Pri určovaní veku budínskych sliňov opierame sa v prvom rade o planktónnu faunu foraminifer, ktorú podľa Szötsa zastupujú druhy *Globorotalia opima nanna* Bolli, *Globigerina parva* Bolli, *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Globigerina ciperoensis angulisuturalis* Bolli, teda typicky oligocénne, bez eocénnych prvkov. Z mäkkýšov sú hojné podľa Szötsa *Amussium bronni* (May), *Amussium semiradiatum* (May), *Limopsis retifera* (Koen.) a *Xenophora subextensa* Orb., z ktorých hlavne zástupcovia rodu *Amussium* sú formami hárshégyských vrstiev [podľa Krutscha a Lotscha (1957) latorí v eocénnom zmysle, podľa Hagna – Hölzla a Hrubescha (1962) oligocénne; ich *Amussia* však sú hojné v našom typickom rupele]. Celkove mikro- i makrofauna vyšších budínskych sliňov odpovedá oligocénu, podľa všetkého nižšiemu.

Stratigraficko-paleontologická schéma južnoslovenského a maďarského spodného oligocénu (Seneš 1963)

Vek	Štúrovsko-ostrihomská oblasť na západ od mezozoickej bariéry	Západná pobrežná oblasť Budinských hôr	Východná pobrežná oblasť Budinských hôr	Východná panvová oblasť
O ₂ (rupel)	morské „foraminiferové sliene“	neritický „clavulinoidový a globigerinový“ obzor (2. a 1. obzor Majzonov, tzv. kiscelské fly s. l.)		
	morský „spodný pieskový obzor“	neritický „rhabdamminovo-cyclamminový piesčitý obzor (3. obzor Majzonov, kiscelské fly s. l.)		
O ₁ (sannoiz, vrch. tongrien henis, conow)	limnicko-brakické až brakicko-morské „spodné cyrenové vrstvy“	MEZOZOIKUM Budín-Pilišských hôr	litorálne morské vrchné obzory „hárshegyských pieskovcov“	neritický „stredný globigerinovo-cassidulinový“ obzor (4. obz. Majzonov tzv. kiscelské fly s. s.)
	terestrické a fluviolimnické pestré vrstvy		sublitorálne až neritické „budínske sliene“ (časť)	limnický až brakický „tardský“ horizont
Podložie	LUTET – LUD		BARTON – LUD	

Na základe týchto záverov a paleogeografických úvah môžeme riešiť vzťah medzi hárshégyskými pieskovecami, tardskými vrstvami a budínskymi sliňmi. Jediný obzor, o ktorom možno predpokladať, že leží na eocéne konkordantne, sú tardské

vrstvy. Poukazujú na sladkovodný pôvod v redukčnom prostredí, sú to sedimenty panvové. Ich ekvivalentom môžu byť v pobrežných oblastiach tiež len vrstvy sladkovodné, resp. terestrické, teda spodné obzory hárshégyských pieskovcov, zastúpené pestrými ílmi, štrkom, zlepenkami, pieskovecami s rastlinnými zvyškami. Sú produktom denudačného obdobia a vznikli sčasti riečnym transportom. Ležia všade diskordantne na denudovanom eocéne, alebo na mezozoiku.

Diskordantne na mezozoiku alebo na eocéne ležia často v okolí Budapešti dve od seba odlišné morské fácie: morské obzory hárshégyských pieskovcov s oligocénnou faunou mäkkýšov a s *Lepidocyclina dilatata*, a tzv. budínske sliene tiež s výraznou oligocénnou planktónnou faunou foraminifer a mäkkýšov. Ako sme už povedali, sú vekove totožné. Na starších usadeninách (mezozoikum — eocén) ležia teda sedimenty kontinentálneho pôvodu (terestické a limnické tardské a spodné hárshégyské vrstvy) i vyložene morské (vyššie litorálne hárshégyské a sublitorálne budínske sliene). Paleogeograficky je jasné, že spočiatku tu išlo o miernu subsidenciu, ktorá v oblastiach vyzdvihnutých a denudovaných mala za následok riečnu a terestrickú sedimentáciu, uprostred panvy došlo k vysladeniu a vzniku redukčného prostredia. Tomuto obdobiu odpovedajú spodné vrstvy hárshégyské a tardské. V ďalšom pokračovala subsidencia; v panve sa usadili nad tardskými vrstvami spodné obzory stredných globigerinových a cassidulinových vrstiev, bližšie k okraju Budínskych hôr sublitorálne, len výnimočne neritické budínske sliene a celkom v pobrežnom pásme vyššie morské obzory hárshégyských pieskovcov. Posledné dva morské obzory transgredovali miestami na pobrežie, tvorené mezozoikom Budínskych kopcov, sčasti na denudovaný vrchný eocén alebo na terestrické bazálne členy hárshégyského komplexu. Všetky tieto obzory prechádzajú do nadložia (pozvoľne alebo náhle) bez prerušenia sedimentácie, do rupelských foraminiferových slieňov, do Majzonovho rhabdammina — cyclaminového 3. obzoru, resp. do slieňov s indiferentnou rupelskou mikro- i makrofaunou.

Vzhľadom na jednotný paleogeografický vývoj maďarského oligocénného územia so štúrovsko-ostrihomským nepochybujeme o tom, že bazálne kontinentálne vrstvy, ležiace u nás diskordantne na eocéne, odpovedajú perióde prvej subsidencie a obdobiu denudácie po pyrenejskej fáze; sú teda vekovým ekvivalentom spodných obzorov hárshégyských pieskovcov a tardského horizontu. Nasledujúce spodné cyrenové vrstvy sú teda brakickým ekvivalentom morských pobrežných usadenín, t. j. vyšších hárshégyských pieskovcov a budínskych slieňov. Vznikli na západnej strane Budínsko-pilišských hôr, v oblasti, ktorá neprišla ešte do spojenia s morom, transgredujúcim od východu, a kde následkom subsidencie vznikli usadeniny spočiatku limnické, potom brakické a len na konci obdobia brakicko-morské, alebo čisto morské.

Morské obzory hárshégyského komplexu a budínskych slieňov, ak sú podľa paleogeografie a superpozície synchronnými sedimentmi s našimi spodnými cyrenovými vrstvami, patria do spodného oligocénu, teda sannoizu, vrchného tongrie-

nu, conowu. V panvovom vývoji tomuto obdobiu odpovedá aspoň spodná časť Majzonovho 4. obzoru, teda stredné globigerinové a cassidulinové vrstvy.

Ostáva faunisticky nedoložený vek tardských a bazálnych hárshegyských vrstiev, vrátane nášho *bazálneho terestrika*. Pre ich spodnooligocénny vek hovorí niekoľko okolností. Tardské vrstvy ležia pravdepodobne konkordantne na najvyššom eocéne, na lude. V ich nadloží je obzor s typickou oligocénnou faunou, ktorá podľa uvedenej korelácie odpovedá spodným cyrenovým vrstvám, teda vrchnému tongrienu. Ide teda o vrstvy v nadloží najvyššieho eocénu a v podloží bazálneho oligocénu. Nie sme zástancami diastrofizmu, ale ak súvrstvie je sterilné a ukazuje na vznik v období novej subsidencie, je úvodom nového sedimentačného cyklu (na podloží leží diskordantne a je späté s nadložím), je správne ho priradiť vekove k súvrstviu, ku ktorému má podstatne bližší vzťah — k spodnému oligocénu. Usadilo sa v období, keď po pyrenejskej fáze už započala nová subsidencia, zapríčínujúca postupnú transgresiu oligocénneho mora.

Sporný a faunisticky nedoložený je aj vek tzv. *spodných pieskovcov* v štúrovskej oblasti. Otázkou je, či tieto vrstvy ponechať ešte v spodnom oligocéne, alebo priradiť ich už k rupelu. Sú morského pôvodu, pričom poukazujú na rýchlu sedimentáciu, na nepravdivý transport. Vznikli teda v období náhleho prehĺbenia reliéfu, pravdepodobne vtedy, keď poklesli i posledné zvyšky bariéry, ktorá od východu, od otvoreného mora oddeľovala naše územie. Transgresia postupujúca cez tento stále viac ponorený archipel (zrejme silnými pobrežnými prúdmi) rozrušovala a premiestňovala niektoré obzory spodnooligocénnych vrstiev, predovšetkým hárshegyské pieskovce. Ich materiál bol redeponovaný v štúrovsko-ostrihomskej oblasti. Transgresia priniesla pritom i materiál a mikroorganizmy z okolitého eocénu, ba i z kriedy, ktorej vtedajší výskyt nám dnes ešte nie je známy. Veľké množstvo muskovitu v spodnom piesčitom obzore pochádza pravdepodobne z rozrušeného dna mora z hárshegyských pieskovcov, aké sa vyskytujú napríklad pri Úrömi V od nášho územia. O resedimentácii hárshegyského komplexu svedčia aj štrkové polohy v našom pieskovcovom súvrství. Táto fáza prehĺbenia reliéfu sa prejavovala v centre panvy a Z od Budapešti už sedimentáciou foraminiferových slieňov, odpovedajúcich sčasti asi Majzonovmu tretiemu, typickému rupelskému obzoru. U nás sa prejavila veľmi náhlou ingresiou, ktorá strhla so sebou v oblasti bariéry staršie útvary ponoreného dna a prejavila sa rýchlou sedimentáciou spodného pieskovcového obzoru. Podľa tejto paleogeografickej korelácie treba tento obzor zaradiť do rupelu. Foraminiferové sliene v jeho nadloží obsahujú celkove nediferencovanú rupelskú mikrofaunu, odpovedajúcu zrejme prvému a druhému obzoru Majzonovho rupelu.

Na základe podrobných rozborov možno zodpovedať otázky, vytýčené v úvodnej časti:

1. *Bazálne obzory južnoslovenského oligocénu* (v oblasti štúrovskej roviny) sú staršie ako rupel a možno ich pokladať za spodnooligocénne (sannoizien, vrchný tongrien, conowien, henisien); sú mladšie ako latorf, ktorý v súlade s výskumami v Nemecku a SSSR pokladáme za vekový ekvivalent najvyššieho eocénu. Naše fauny v bazálnom súvrství neobsahujú vôbec eocénne elementy; skôr majú vergenciu k rupelu. Popri latorfských a vrchnotongrinských elementoch objavujú sa aj formy rupelské a chat-akvitánske. Za spodnooligocénne považujeme vo východnej oblasti Podunajskej nížiny (Štúrovo—Ostrihom) bazálne terestrické a fluvio-limnické usadeniny (obzor „a“) a spodné cyrenové vrstvy. Spodný pieskovcový obzor odpovedá pravdepodobne už rupelu. Náš spodný oligocén sa dá vzhľadom na vývoj, zloženie fauny (čo do identity druhov) korelovať najskôr s vrchným tongriénom Belgicka.

2. Z aspektu *geotektonického a paleogeografického vývoja* môžeme náš oligocén korelovať s oligocénom Maďarska:

- a) *Počiatková subsidencia*: v panvovom vývoji tzv. tardské vrstvy limnického alebo brakicko-limnického pôvodu v redukčnom prostredí; na okrajoch spodné obzory hárshegyských pieskovcov vo vývoji terestrickom a fluvio-limnickom, za bariérou v štúrovsko-ostrihomskej oblasti bazálne terestrické a fluvio-limnické súvrstvie;

- b) *druhá fáza subsidencie*: v panvovom vývoji už morské globigerinové slieňe (tzv. stredné globigerinové a cassidulinové vrstvy, 4. obzor Majzonov); v okrajových oblastiach sublitorálne, prípadne neritické, tzv. budínske slieňe (časť bývalých budínskych slieňov — Ofener Mergel — ekvivalentov tzv. ortofragminových — bryozoových slieňov ľudského veku) a morské litorálne obzory hárshegyských pieskovcov; za bariérou v štúrovsko-ostrihomskej oblasti spodné cyrenové vrstvy limnického, brakického a brakicko-morského pôvodu;

- c) *regionálna subsidencia*: v panvovom a pobrežnom vývoji v nadloží globigerinových a cassidulinových vrstiev foraminiferové slieňe rabdaminové a cyklaminové (3. obzor Majzonov); pokles bariéry a náhla sedimentácia spodných pieskovcov v štúrovsko-ostrihomskej oblasti;

- d) *kulminácia subsidencie*: na celom území južného Slovenska a severného Maďarska sedimentácia foraminiferových slieňov s typickou rupelskou faunou.

3. *Hranicu medzi eocénom a oligocénom* nutno klásť aj u nás do obdobia pyrenejskej fázy vrásnenia, resp. v juhoslovensko-severomaďarskej epikontinentálnej oblasti do obdobia vyzdvihnutia a denudácie reliéfu, ktorá sa prejavuje markantnou faunistickou, ale i paleogeografickou zmenou.

Po emerzii a pomerne intenzívnej denudácii eocénu zvlášť v zadunajskej a v se-

veromaďarskej okrajovej oblasti nastáva subsidencia a transgresia oligocénu od východu a prináša faunu prevažne boreálno-tetýdneho typu. Sedimentárnym svedectvom tejto emerzie a nasledujúcej subsidencie (do reliktov eocénného mora) sú vrstvy tardské, na okrajoch terestrické a fluviolimnické bazálne súvrstvie. Hranicu medzi eocénom a oligocénom treba klásť do obdobia sedimentácie týchto vrstiev, prakticky na bázu tardských a hárshegyských vrstiev a ich kontinentálnych ekvivalentov.

Pri určení hranice medzi spodným oligocénom a rupelom opierame sa o faunu spodných cyrenových vrstiev štúrovskej oblasti, ktorá je jasne spodnooligocénneho veku. Nadložné, tzv. spodné pieskovce sú vekovým ekvivalentom vyšších obzorov stredných globigerinových a cassidulinových, a hlavne rabdaminových a cyklaminových obzorov foraminiferových (tzv. kiscellských ílov) Maďarska, patria jasne rupelu. Podľa toho hranicu medzi spodným oligocénom (sannoisien, vrchný tongrien, henisien, conowien) a rupelom kladieme v oblasti južného Slovenska a severného Maďarska na bázu spodného pieskovcového obzoru, resp. do vyšších obzorov tzv. stredných globigerinových a cassidulinových vrstiev (Majzonov 4. obzor), alebo na bázu rabdaminovo-cyklaminových vrstiev (Majzonov 3. obzor).

Lektoroval dr. T. B u d a y.

*Geologické laboratórium SAV,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Albrecht J. — Walk W., 1943: Oligocäne Invertebraten von Süd-Limburg. Mededeel. geol. Stichting, Maastricht. — [2] Brestenská E. — Lehotayová R., 1960: Unteroligozäne brakische Ablagerungen mit *Rotalia beccarii* (L.) aus dem Gebiete von Štúrovo (Süd-slowakei). Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [3] Cavelier C. — Calvez Y., 1962: Les Marnes à Huitres et le Calcaire de Sannois du Mont-Valérien. Colloque Paléogène, Bordeaux. — [4] Dewalque G., 1863: Comte rendu des excursions de la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de France à Liège. Bull. Soc. Geol. France 20, Paris. — [5] Dudich E., 1959: Paläogeographische und paläobiologische Verhältnisse der Budapester Umgebung im Ober-eozän und Unteroligozän. Annal. Univ. S. Budapest. — [6] Glibert M. — Heinzelin Braucourt J., 1954: L'Oligocène inférieur de Belge. — Vol. Jub. Victor van Straelen, Bruxelles. — [7] Hagn H. — Hölzl O. — Hrubesch K., 1962: Zur Gliederung des Oligozäns in den östlichen Oberbayern und in Nordtirol. Neues H. f. Geol. Paläont. 8, Stuttgart. — [8] Hinsch W., 1962: Gliederung und Paläogeographie des Alttertiärs und Nachweis des Lattorfs im Gifhorner Trog. Colloque Paléogène, Bordeaux. — [9] Hoffmann K., 1872: Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kovácsér Gebirges. Jahrbuch d. Ung. Geol. Anst., Budapest. — [10] Koenen A., 1889—1893: Das norddeutsche Unteroligozän und seine Mollusken-Fauna. Abh. Spec. Karte Preussen, Berlin. — [11] Korobkov I. A., 1962: Sur le problème de la Depression Sud-Slovaque. Geologické práce, Zošit 59, Bratislava. — [12] Szöts E., W. — Lotsch D., 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. Ber. d. geol. Ges. DDR, Berlin. — [13] Krutzsch W. — Lotsch D., 1958: Zur Geschichte der Latdorfstufe. Ber. d. geol. Ges. DDR, Berlin. — [14] Majzon L., 1960: Paleogene Foraminifera horizons of Hungary. Földtani Közlöny 90, Budapest. — [15] Méhes K., 1943:

Alsó oligocén lepidocyclínás képződmény előfordulása Solymárom. Beszóló Föld. Int. Munk., Budapest. — [16] Roy R., 1962: Essai de correlations entre differents bassins de l'Oligocène. Colloque Paléogène, Bordeaux. — [17] Seneš J., 1960: Les traits fondamentaux du Paléogène de la Depression Sud-Slovaque. Geologické práce, Zášit 59, Bratislava. — [18] Szöts E., 1956: L'Éocène (Paléogène) de la Hongrie. Geologica Hungarica, ser. geol. 9, Budapest. — [19] Szöts E., 1961: Remarques sur les niveaux à Foraminifères du Paléogène en Hongrie. C. R. Soc. Geol. France, Paris.

JÁN SENEŠ

ZUR FRAGE DES LATTORF, UND ZUR KORRELATION DES SÜDSLOWAKISCHEN UND NORDUNGARISCHEN UNTEROLIGOZÄNS

Mit Hilfe des umfangreichen paläontologischen Materials aus dem südslowakischen Oligozän, besonders aus den sog. unteren Cyrenen-Schichten gelangten wir in Bezug auf oberangeführte Probleme zu folgenden Schlüssen:

1. Die basalen Horizonten des südslowakischen Oligozäns (im Raume von Štúrovo-Talebene) sind älter als Rupel und man kann sie für unteroligozäne halten (Sannoisien, Obertongrien, Conowien, Henisien). Sie sind aber jünger als Lattorf, das wir im Einklang mit Forschungsergebnissen in Deutschland und der Sowjetunion altermässig äquivalent mit dem obersten Eozän halten. Unsere Faunen enthalten keine eozänen Elemente; im Gegenteil sie zeigen eine deutliche Vergenz zum Rupel. Im Falle der Anwesenheit der lattorfschen und obertongrienischen Elemente kommen auch die Rupel- und Chatt-Aquitain-Formen vor.

Für unteroligozäne halten wir im östlichen Teil der Dunautiefebene (Štúrovo—Esztergom) die basalen terrestrischen und fluviolimnischen Ablagerungen (Horizont „a“) und die unteren Cyrenen-Schichten. Der untere Sandstein-Horizont entspricht wahrscheinlich bereits dem Rupel. Unser Oligozän kann man mit Rücksicht auf seine Entwicklung, Zusammensetzung der Fauna (und Identität einzelner Faunenarten) am besten mit dem oberen Tongrien Belgiens korrelieren.

2. Vom Standpunkt der geotektonischen und paläogeographischen Entwicklung kann man unser Oligozän in folgenden Punkten mit dem Oligozän Ungarns korrelieren:

a) *Anfang der Subsidenz*: in der Beckenentwicklung die sog. Tarder Schichten limnischen oder brackisch-limnischen Ursprungs im Reduktionsmilieu; an den Rändern die unteren Horizonten der Harshegyer Sandsteine in terrestrischer und fluviolimnischer Entwicklung; hinter der Barriere im Štúrovo—Esztergom-Raume die basalen terrestrischen und fluviolimnischen Schichten.

b) *Die zweite Phase der Subsidenz*: in der Beckenentwicklung bereits die Globigerinen-Mergel (die sog. mittleren Globigerinen- und Cassidulinen-Schichten; der vierte Horizont Majzon's); in den Randgebieten die sublitoralen, event. neritischen sog. Budaer Mergel (ein Teil der ehem. Budaer Ofener Mergel, der andere Teil ist äquivalent mit sogenannten Orthophragminen-Bryozoen-Mergeln ludischen Alters), wie auch die marinen litoralen Horizonten der Harshegyer Sandsteine; hinter der Barriere im Štúrovo—Esztergom-Gebiet die unteren Cyrenen-Schichten limnischen, brackischen und brackisch-marinen Ursprungs.

c) *Die regionale Subsidenz*: in der Becken- und Strandzonen-Entwicklung: die über den Globigerinen- und Cassidulinen-Schichten lagernden Foraminiferen- (*Rhabdammina*- u. *Cyclamina*-) Mergel (der dritte Horizont Majzon's); Senkung der Barriere und plötzliche Ablagerung der unteren Sandsteine im Štúrovo—Esztergom-Raume.

d) *Kulmination der Subsidenz*: Im ganzen südslowakischen und nordungarischen Raum die Ablagerung der Foraminiferen-Mergel mit typischer Rupel-Fauna.

3. Die Grenze zwischen dem Eozän und dem Oligozän ist auch bei uns etwa in den Zeitabschnitt der pyreneischen Faltungsphase, bzw. im südslowakisch-nordungarischen epikontinentalen

Raum in den Zeitabschnitt der Hebung und Denudation des Reliefs zu legen. In diesen Zeitabschnitt fällt die auffallende faunistische und auch paläogeographische Veränderung des Raumes.

Nach der Emersion und beträchtlichen Denudation des Eozän, vor allem in Transdanubien und im nordungarischen Randgebiet folgte eine Subsidenz und Transgression des Oligozän von Osten her mit einer Fauna überwiegend boreal-tethydischen Charakters. Als Beweis dieser Emersion und der nachfolgenden Subsidenz des relikten eozänen Binnensees dienen die Tarder Schichten, an den Rändern die terrestrischen und fluviolomnischen basalen Schichtfolgen. Die Grenze zwischen dem Eozän und Oligozän ist also in den Zeitabschnitt der Ablagerung dieser Schichten, praktisch also an die Basis der Tarder und Harshegyer Schichten, wie auch deren kontinentalen Äquivalenten zu legen.

Was die Grenze zwischen dem Unteroligozän und dem Rupel anbelangt, bei ihrer Festlegung stützen wir uns auf die Fauna aus den unteren Cyrenen-Schichten im Stúrovo-Gebiet, die einwandfrei unteroligozänen Alters sind. Die hangenden sog. unteren Sandsteine dürfen etwa mit den Foraminiferen- (*Rhabdammina*- und *Cyclammina*-) Horizonten (der. sog. Kisceller Tone) Ungarns äquivalent sein die eindeutig dem Rupel angehören. Demnach also kann man die Grenze zwischen dem Unteroligozän (Sannonien, Obertongrien, Hanisien, Conowien) und dem Rupel in der Südslowakei und Nordungarn an die Basis des unteren Sandstein-Horizontes, bzw. der *Rhabdammina*-*Cyclammina*-Schichten (dritter Horizont Majzon's) legen.

Stratigraphische Scheme des südslowakischen und ungarischen Unteroligozän

	Stúrovo—Esztergom-Gebiet, W der mesozoischen Barriere	West. Strandzone des Buda-Gebirges	Ost. Strandzone	Ost. Beckengebiet
O ₂ Rupel	marine Foraminiferenmergel	neritischer „Clavulina- u. Globigerina-Horizont“ (1. u. 2. Hor. Majzon's, sog. Kisceller Tonmergel s. I.)		
	mariner „unterer Sandsteinhorizont“	neritischer „Rhabdammina- Cyclammina- Sandstein-Horizont“ (3. Hor. Majzon's, sog. Kisceller Tonmergel s. I.)		
O ₁ Sannoisien, Obertongrien, Hanisien, Conowien	limnisch-brackische bis brackisch-marine „untere Cyrenen-Schichten“	MESOZOIKUM d. Buda-Pilis-Gebirges	litorale marine obere Horizonten der „Harshegyer Sandsteine“	neritischer mittl. Globigerina-Cassidulina-Horizont (4. Hor. Majzon's Kisceller Tonmergel)
	terrestrische und fluviolimn. bunte Schichten		terrestrische u. fluviolimn. untere Horizonten der „Harshegyer Sandsteine“	limnischer bis brackischer „Tarder“ Hor.
Untergrund	LUTETIEN — LUDIEN		BARTONIEN — LUDIEN	

IVAN CÍCHA—MILAN HOLZKNECHT

NOVÉ POZNATKY KE STRATIGRAFII OLIGOCÉNU POUZDŘANSKÉ JEDNOTKY

Problém stratigrafie oligocénu ždánické a pouzdřanské jednotky je již řadu let stále diskutován. A. R z e h a k (1922) předpokládá, že oligocén je zde kompletně zastoupen. Pouzdřanské slíny pokládá za spodnooligocenní, ke střednímu a svrchnímu oligocénu klade ždánické pískovce a hustopečské slíny. V l. P o - k o r n ý (1954) tzv. hnědé pouzdřanské slíny klade (1954) ke svrchnímu eocénu, v r. 1960 jim přisuzuje spodnooligocenní stáří. Tzv. šedé pouzdřanské slíny a jejich ekvivalenty klade (1960) shodně s T. B u d a y e m, I. C í c h o u, J. S e n e š e m (1958) do akvitánu s. l.

Otázku pokračování ekvivalentu subalpínské a předhlubňové molasy řeší F. C h m e l í k (1960—1962). Vymezuje tzv. pouzdřanské a ždánicko-hustopečské vrstvy. Pouzdřanské vrstvy (kterými se především v naší práci zabýváme) dělí na spodní a svrchní. Spodní části jsou tzv. hnědé vápnité jíly, jílovce, vzácně zelenavě šedé barvy. Tyto pokládá za svrchnoeocenní až spodnooligocenní (v celém jím vymezeném pásmu pouzdřanských vrstev). Svrchní část tvoří hnědé jíly, které přecházejí do tmavě šedých s polohami písků a pískovců, diatomitů, často se sádrovcem a pelosiderity. Za ekvivalent subalpinní (zvrásněné) molasy pokládá především vývoj v nadloží menilitových vrstev, který nese řadu znaků molasy.*

Naše stratigrafické výzkumy se týkaly především oligocénu a miocénu pouzdřanské jednotky v okolí Pouzdřan, dále pak paleogénu v oblasti u Nesvačilk, kde byl prováděn naftový průzkum Cf a hlub. vrtbami. Byl revidován a srovnáván autochtonní oligocén vrtby Nesvačilka 1 s vývojem terciéru pouzdřanské jednotky.

* Pouzdřanská jednotka představovaná úzkým tektonickým pruhem před čelem ždánické jednotky byla definována v práci C í c h a — C h m e l í k — P í c h a — S t r á n í k (1964, Mitt. d. geol. Ges. in Wien).

Ve vrtbě Nesvačilka 1 převažují (V. Homola, 1961) v autochtonním oligocénu (hl. 418—465 m) tmavě hnědošedé, silně prachově písčité, vápnité, zpevnělé jíly se vzácnými vložkami hnědých, šedých, prachově písčitých jílu. V hl. 615 až 689 m jsou tmavě hnědošedé pelity, hojně se střídající s polohami hnědavě šedých, zelenavě šedých, zpevněných jílu a jílovců. Komplex z hloubky 689 m až 1460 m je tvořen monotonním pelitickým souvrstvím, kde se střídají šedé až tmavě šedé, zelenavě šedé jíly a jílovce. Bazální oddíl oligocénu je v klastickém vývoji.

Mikrofauna spodního oligocénu vrtby Nesvačilka 1 je charakterizována ve svrchní části drobnou robulovou faunou, např. s *Rob. roemeri* (R s s.), *R. kochi* (R s s.), *R. irregularis* Hantken, *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn, *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina semicostata* Nuttall, *Bulimina macillenta* Cushman et Jarvis, *B. truncana* Gumbel.

Od hloubky 615 m nastupuje stále hojněji bohatá aglutinovaná mikrofauna s *Circus* aff. *kamtschaticus* Budaševa, *Cyclamina* aff. *incissa* (Stache), *Haplophragmoides* sp. atd. Dále jsou hojněji zastoupeni zástupci rodu *Cibicides* (např. *Cibicides lobatulus*), *Anomalina*, *Pseudoglandulina*, vzácněji *nonioni*. Tyto vrstvy (M. Holzknecht, 1961) byly řazeny k lattorfu a rupelu.

Revize stratigrafického zařazení na základě širších regionálních srovnání, dále poměrů např. v mušovské oblasti ukazuje, že názor o lattorf-rupelském stáří je nutno poopravit. Podle W. Krutzsche a D. Lotsche (1957) je postavení lattorfu jako oligocenního stupně značně pochybné, protože lattorf patří bezpečně k nejvyššímu eocénu na základě podrobného studia fauny a flóry. Podobný názor zastává i I. A. Korobkov (1961), poznamenává však, že část fauny charakterizující stratotyp byla sbírána na haldách a jde tak vlastně o směs středně eocenních až oligocenních druhů. Korobkov dochází k závěru, že spodní oligocén (ve starším pojetí) neexistuje, že všude na svrchní oecén nasedají přímo sedimenty rupelu.

Bezvýhradné přijetí stanoviska I. A. Korobkova (1961) nás staví před problém stratigrafického postavení přechodních vrstev mezi rupelem a svrchním eocémem, tj. před problém zařazení „smíšených“ faun. Jednoznačné zařazení těchto faun eocén-oligocenních do eocénu by nutně vyvolalo např. další problém, tj. zařazení rupelu, který obsahuje částečně smíšenou paleogenní faunu s miocenními elementy. Znamenalo by to, přistoupit částečně na názory E. Szőtse (1956) a připustit neexistenci oligocénu jako epochy. Toto řešení však nepokládáme za nejšťastnější. Důležité období vývoje země charakterizované evoluční přeměnou fauny a flóry by bylo zařazeno tak ke dvěma, vývojem organického světa zásadně rozdílným epochám a spojovací článek, představující fakticky značné časové období, by neměl ve stratigrafii žádného vyjádření.

Vzhledem k nejistému postavení lattorfu na hranici eocén-oligocén zařazujeme vrstvy autochtonního oligocénu ve vrtbě Nesvačilka 1 a Nesvačilka 600 ke spodnímu oligocénu, když otázku stupně necháváme otevřenou. Ukáží-li další výzkumy nezvratnou příslušnost lattorfu k eocénu, bude nutné stanovit pro spodní oligocén nový stratotyp. Od použití názvu conov jako spodnooligocenního stupně upustili

i jeho autoři (K r u t z s c h, L o t s c h, 1957), jelikož se jedná jen o facii nejvyšší části lattorfu.

Při regionálních srovnáních stojí nejbližší autochtonnímu oligocénu vývoj spodního oligocénu v okolí Haeringu ve vnitroalpském terciéru, především spodní části tzv. „Zementmergelserie“. H. S c h l o s s e r (1923) uvádí odtud smíšené eocén-oligocenní měkkýší fauny. H. L ü h r (1962) dochází ke stejnému názoru jako Schlosser. Spodní část tzv. „Zementmergelserie“ klade do spodního oligocénu.

Připuštění existence oligocenních vrstev starších než rupel nás staví před problémem zařazení vrstev na jihu SSSR, odpovídajících chadumu, dále části bolivinové zony svrchního eocénu v pojetí většiny sovětských autorů. Jde především o vrstvy s *Nummulites intermedius* v Armenii, vrstvy s *Pecten arcuatus* v Gruzii, aspoň část zony s *Bolivina antegressa*, části chadumu v Krymsko-kavkazské oblasti, atd. V budoucnu bude nutno řešit vztah vrstev, které řadíme ke spodnímu oligocénu, především k těmto vývojům.

V okolí Pouzdřan, dále v okolí Nesvačilky (do 300 až 600 m) byla zjištěna řada údajů, které doplňují poznatky o oligocénu pouzdřanské jednotky, především ve smyslu práce V l. P o k o r n ě h o (1960).

V čele nasunutí v „pouzďranské jednotce“, např. ve vrtbách Cf Mš-52, 62, 68; Mš-600 — 2 a Nesvačilka 4 byla (M. M o ř k o v s k ý — J. H r o m e c, 1957) ve facii hnědavě šedých, až tmavě hnědých, tmavě šedých, jemně písčitých, vápnitých jílech, místy se zelenavě šedými vložkami jemnozrnného jílovitého dolomitu, celkově s poměrně hojnými rostlinnými zbytky, zjištěna poměrně bohatá mikrofauna, značně blízká rupelu molasy Bavorska a intrakarpatských depresí v severním Maďarsku a na jižním Slovensku.

Velmi hojně se zde vyskytují především tyto druhy: *Cyclammina acutidorsata* (H a n t k e n), *Cyclammina rotundidorsata* (H a n t k e n), *Spiroplectammina carinata* (O r b.), *Robulus cultratus* M o n t f o r t, *Marginulina subbulata* H a n t k e n, *Marginulina fragaria* G ü m b e l, *Marginulina behmi* R s s., *Vaginulinopsis pseudodecorata* H a g n, *Nodosaria bacillum* D e f r., *Melonis* aff. *soldanii* (O r b.), *Bolivina fastigia* C u s h m a n, *Uvigerina hantkeni* C u s h m a n et E d w a r d s, *Epistomina elegans* (O r b.), *Uvigerina farinosa* H a n t k e n, *Ceratobulimina contraria* (R s s.), *Planulina costata* (H a n t k e n), *Cibicides ungerianus ornatus* (C u s h m a n), *Anomalina grosserugosa* G ü m b e l atd. Asociace je celkově velmi bohatá. Výskyt význačnějšího druhu *Clavulinoides szaboi* je ojedinělý, stejně jako v rupelu subalpínské molasy. Srovnáme-li celkově dosud v „pouzďranských vrstvách“ nalezená společenstva rupelu, zjišťujeme, že odpovídají tzv. „Tonmergelserii“ molasy („Subalpin-Vorlandmolasse“), jak vyplývá např. ze srovnání s lokalitami Hausham, oblasti Prienu, Ampfingu, Mühl-dorfu. Rozdíly od intrakarpatské oblasti, jak bylo zdůrazněno spočívají především v zastoupení druhu *Clavulinoides szaboi*.

Je tedy možno stanovit, že ve facii tzv. hnědých, pouzdřanských slínů je zastou-

pen rupel. Dalším výzkumem je třeba řešit vztah těchto vrstev především ke klasické lokalitě hnědých pouzdřanských slínů od Pouzdřan, kterou Vl. Pokorný (1954) řadí ke svrchnímu eocénu, resp. (1960) do spodního oligocénu.

Je nutno zdůraznit, že existují značné rozdíly v druhovém zastoupení foraminifer hnědých pouzdřanských slínů klasické lokality a spodního oligocénu vrtby Nesvačilka. K řešení stáří těchto vrstev je nutné revidovat i měkkýši faunu, která byla naposledy zpracována P. Oppenheimem (1922), neboť schematické převzetí starších výsledků by mohlo vésti k chybným závěrům. Typické eocenní druhy (např. zástupci rodu *Asterocyclina*, známé např. ze slínů od Budy) nejsou na klasické lokalitě hnědých pouzdřanských slínů známy.

Dále je nutno, jak vyplývá i z poměrů ve vrtbě Nesvačilka 1, počítat s rozsáhlými redepozicemi např. ze svrchního eocénu, především z vrstev s *Globigerapsis index*. I v rupelských vrstvách je místy přítomen typický představitel této svrchnoeocenní foraminiferové fauny, jeho zachování a fossilisace však bývá obvykle zcela odlišná.

Ve vrtbách Cf Mš-600-2, Mš-78, 68, 62, v nadloží vrstev, které řadíme k rupelu, převažuje ve facii hnědavě šedých až tmavě šedých, slabě jemně písčitých vápnitých jílu ojediněle s málo mocnými polohami jemnozrnného pískovce mikrofauna, ve které zástupci rodu *Cyclammmina* ustupují silně do pozadí. Masově se objevuje *Uvigerina* aff. *hantkeni* Cushman et Edwards. Častěji jsou přítomny tyto druhy: *Marginulina behmi* Rss., *Vulvulina subflabelliformis* Hantken, *Marginulina fragaria* Gumbel, *Bulimina arndti* Hagn, *Bolivina beyrichi* Rss., *Bolivina plicatella* Cushman, *Bolivina oligocenica* Spandel, „*Loxostomum*“ *chalkophyllum* Hagn, *Melonis* sp., *Spaeroidina variabilis* Rss., *Planulina costata* (Hantken), *Cibicides ungerianus filicosta* Hagn, *Pseudoparella* sp. Dále jsou v těchto vrstvách, stejně jako v podložním rupelu hojní *spirialisy*.

Litologicky nelze tento vývoj od rupelu oddělovat. Na povrch vystupují tyto vrstvy např. v zářezu polní cesty blíže Svatky u Uherčic, ve facii hnědavě až zelenavě šedých, jemně písčitých jílu, až slabě vápnitých jílu s hojnými drůzami sádrovce. Na této lokalitě masově převládá „*Loxostomum*“ *chalkophyllum* Hagn; Vl. Pokorný (1960) ji zařadil ke střednímu miocénu-karpatu, resp. (1962) k chat-akvitánu.

Srovnáváme-li regionálně uvedený vývoj, docházíme k závěru, že tyto vrstvy odpovídají v molase souvrstvím řazeným H. Hagnem — O. Hölzlem (1952), H. Hagnem (1955, 1960), H. Hagnem, O. Hölzlem, O. Krubeschem (1962) k chatu, tj. k tzv. „liegende“ a především „hangende Tonmergelserie“ v oblasti Prienu, Ampfingu a Mühlodorfu.

Jsou však zásadně odlišné od převážné části chatu v pojetí L. Majzóna (1933, 1937—1947) v Maďarsku, který odpovídá především akvitánu (I. Cicha, 1960). Existuje však značná podobnost těchto vrstev s vývojem s *Miogypsina*

septentrionalis Drooger z okolí Egeru, kde vývoj asociací malých dírkovců silně odpovídá jak chatu pouzdřanské jednotky, tak molasy.

Podaří-li se potvrdit bez výhrad ekvivalentní stáří uvedených vrstev, existují ekvivalenty Kasselu (Doberg) i ve pouzdřanské jednotce a jejich paleogenní stáří je pak pravděpodobné.

Ve vlastní ždánické jednotce bude nutno v další etapě výzkumu vyřešit, zda tzv. šedé boudecké slíny, řazené do ždánicko-hustopečských vrstev (F. Chmelařík, 1960) nejsou aspoň částečným ekvivalentem vrstev, které srovnáváme s chatem molasy.

Ve vrtbě Mušov Cf-600-2 (i když nelze vyloučit tektonické komplikace) je vyvinut v nadloží chatu 8 m mocný středně zrnitý, glaukonitický pískovec, v jehož nadloží převažují zelenavě šedé až šedé, silně jemně písčité, vápnité jíly s vložkami jemnozrnného vápnitého písku až pískovce.

Mikrofauna těchto vrstev má odlišný charakter a naprosto zde převládá *Uvigerina* aff. *semiornata* urnula Orb., *Uvigerina* aff. *hantkeni* (forma s méně vyvinutými žebry), je zde jen vzácná. Z význačnějších druhů častěji je zde zastoupena *Bolivina plicatella* Cushman, *Chilostomella czizeki* Rss., *Almaena osnabrugensis* (Roem.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Robulus limbosus* Rss., *Reussella spinulosa* Rss., *Bolivina fastigia* Cushman, *Globigerina uvicava* Bolli, *Angulogerina angulosa* (Will.), *Virgulina schreibersiana* Cz., *Elphidium hiltermanni* Hagn, *Elphidium* sp. 1, *Elphidium* sp. 2, *Planularia* sp.

Spodnomiocenní (akvitánské) stáří těchto vrstev ve smyslu molasy je nesporné a společenstva jsou např. zcela shodná s asociacemi z vrtby Ortenburg, Cf-1001 (H. Hagn, 1955). Akvitán mušovské oblasti je částečně odlišný od akvitánu východnější části ždánické jednotky (ždánicko-hustopečských vrstev) (E. Benešová, I. Cicha, F. Pícha, Z. Řeháková, Z. Stráník, 1962), dále ze zóny Wachsbengu (A. Papp 1960), kde je častější *Uvigerina* aff. *hantkeni* (forma s méně vyvinutými žebry). Dále asociace ve ždánicko-hustopečských vrstvách bývají více ochuzené a místy brakický charakter vrstev je zcela zřejmý.

Závěrem lze říci, že oligocén a spodní miocén zkoumaného území pouzdřanské jednotky nese všechny znaky molasového pásma, že vývoj a stratigrafická problematika obou oblastí má zcela shodné prvky. Ždánická a pouzdřanská jednotka tvořila v oligocénu a spodním miocénu (především od rupelu výše) spojovací sedimentační prostor mezi molasou a vnitrokarpaty depresemi.

Další výzkum v oblasti pouzdřanské jednotky musí přinést další zpřesnění našich poznatků jak po stránce obsahu fauny, tak i litologie. Jedině tímto způsobem bude možno vyřešit složitý tektonický vývoj celé oblasti.

Lektorovala dr. E. Brestenská.

Ústředný ústav geologický,
Praha

LITERATÚRA

- [1] Báldi T., Kecskeméti T., Réka, Nyirö M., 1961: A katti és akvitáni emelet kérdése a Kárpát-medencében Eger környéki új adatok alapján. *Földtani Közlöny*, Budapest. — [2] Benešová E., Cicha I., Pícha F., Řeháková Z., Stráník Z., 1962: Profil ždánickou jednotkou mezi Vel. Pavlovicemi a Nosislaví. *Sborník geol. věd., řada geol., č. 1*. Praha. — [3] Buday T., Cicha I., Seneš J., 1958: Les relations du Miocène inférieur de la Molasse de l'Autriche et de la Bavière, des Carpathes occidentales et du Bassin intracarpathique. *Congres des Sociétés savantes-Mioc.*, Paris. — [4] Cicha I., 1960: Stratigrafické přehodnocení mikrofauny tzv. chatských vrstev na jižním Slovensku ve vztazích k sedimentům Paratethydy. *Geol. práce, Zoš. 57*, Bratislava. — [5] Cicha I., Pícha F., 1962: Příspěvek k poznání stratigrafického a litologického vývoje jihovýchodní části ždánické jednotky. *SGV, ř. G, 4*, Praha. — [6] Hagn H., 1955: Paleontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg Cf 1001, 1002, 1003 in Niederbayern. *Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges.* 105/3, Hannover. — [7] Hagn H., 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlich Oberbayern. *Geologica Bavarica*, Nr. 44, München. — [8] Hagn H., Hölzl O., 1952: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. *Geologica Bavarica* 10, München. — [9] Hagn H., Hölzl O., Krubesch K., 1962: Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und im Nordtirol. *Neues Jahrb. f. Geol. und Paleont.*, Stuttgart. — [10] Holzknecht M., Homola V., Juránek J., Krystek I., Michalíček M., Šimánek V., Šmeral J., Uhmánn J., Zapletalová I., 1961: Opěrná vrstva Nesvačilka 1 v jihozápadní části vněkarpatské pánve na Moravě. *Práce VÚ ČND, řada E, sv. 17*, Brno. — [11] Chmelík F., 1960: Vysvětlivky k paleogénu ždánické jednotky na listu generální mapy Brno. *Rukopis; Geofond, Praha*. — [12] Chmelík F., 1962: Kritická poznámka k článku D. Andrusova „O pokračování prvků subalpínské molassy na Moravě“. *Rukopis; Geofond, Praha*. — [13] Korobkov I. A., 1961: K voprosu o granice Eocena i Oligocena. *Sov. Geol.* 9, Moskva. — [14] Krutzsch W., Lotsch D., 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. *Geologie* 6, Berlin. — [15] Lühr H., 1962: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring (Tirol). *Disert.; Institut f. Paleont. und hist. Geol. der Univ. München*. — [16] Majzon L., 1935: Untersuchungs Resultate der Bohrungen im Donauboden bei Helemba. *Jahrb. d. Ung. Geol. Anst., Budapest*. — [17] Majzon L., 1939: Die Vorkommen von *Clavulina szaboi* Hantk. in Nordsiebenbürgen (Sedmihradsko). *Jahrb. d. Ung. Geol. Anst., Budapest*. — [18] Majzon L., 1939: Auswertung Oligozäner und Miozäner Foraminiferenfaunen. *Jahrb. d. Ung. Geol. Anst., Budapest*. — [19] Majzon L., 1947: Recent Data to the Geology of the Territory between Szilvásvárad and Csermely. *Jahrb. d. Ung. Geol. Anst., Budapest*. — [20] Mořkovský M., Hromec J., 1957: Litologické popisy vrteb okolí Mušova. *Rukopis; Geofond ÚÚG, Praha*. — [21] Oppenheim P., 1922: Über Alter und Fauna des Tertiärhorizontes der Niemtschitzer Schichten in Mähren. *Berlin*. — [22] Papp A., 1960: Die Fauna der Michelstettener Schichten in der Waschberg-Zone (Niederösterreich). *Mitt. d. geol. Ges., Band 53*, Wien. — [23] Pokorný V., 1954: Zpráva o výzkumu pouzdřanských slínů (paleogén ždánického flyše). *Zprávy o geol. výzkumech, Praha*. — [24] Pokorný V., 1955: *Cassigerinella boudecensis* n. gen. n. sp. (Foraminifera-Protozoa) z oligocénu ždánického flyše. *Věstník ÚÚG XXX*, Praha. — [25] Pokorný V., 1956: O pojmu „něměcké vrstvy“. *Časopis pro min. a geol., č. 2*, Praha. — [26] Pokorný V., 1960: Mikrostratigraphie et biofaciès du flysch carpatique de la Moravie méridionale (Tchécoslovaquie). *Institut Français du pétrole. Vol. XV, nos 7–8*. Paris. — [27] Pokorný V., 1960: Nové poznatky o mikrostratigrafii terciéru Ždánického lesa. *Rukopis; Geofond, Praha*. — [28] Po-

korný V., 1962: K charakteristice oligomiocenních vrstev okrajového pruhu Ždánického lesa. Časop. pro min. a geol. č. 3, Praha. — [29] Rzehak A., 1922: Moravské třetihory. Knih. StGÜ, Praha. — [30] Schlosser M., 1923: Revision der Unteroligozänfauna von Häring und Reit im Winkel. N. Jb. f. Mineral et Geol. Bd. 47, Stuttgart. — [31] Szöts E., 1956: Les Problemes de la limite entre le Paleogene et le Neogene et des Etages Chattien et Aquitaniens. Acta Geol. Acad. Hung. IV/2, Budapest.

I. CÍCHA—M. HOLZKNECHT

EINIGE NEUEN ERKENNTNISSE ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DES OLIGOZÄN IN DER POUZDRÁNY (PAUSRAMER) EINHEIT

Im Zusammenhang mit mikropaläontologischen Studien der Pausramer Einheit in der äusseren Zone von Westkarpaten haben wir den unteroligozänen Schichten besondere Aufmerksamkeit gewidmet

In der Bohrung Nesvačilka 1 im autochthonen Oligozän hat man eine reiche Robulus-Fauna, weiter mit *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn, *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina semicostata* Nuttall, *Bulimina macillenta* Cushman & Jarwis festgestellt. In tieferen Lagen der Schichtfolge taucht die Mikrofauna mit *Circus* aff. *kamtschaticus* Budascheva, *Cyclamina* aff. *incisa* (Stache) auf. Im Ganzen handelt es sich da um gemischte eozän-oligozäne Faunenassoziation. Diese Schichten hat man bisher zum Lattorf — Rupel gestellt. Nach neuesten Forschungen von W. Krutsch und D. Lotsch (1957) wie auch Korobkov (1961) entspricht Lattorf dem obersten Eozän. Korobkov gelangte zur Ansicht, dass Unteroligozän überhaupt nicht existiere und nach Obereozän überall die Rupelschichten folgen. Die eindeutige Annahme dieser Ansicht stellt uns vor Problem, wo man die Übergangsschichten zwischen dem Rupel und Obereozän, bzw. die gemischten Faunenassoziationen eingliedern soll.

Die Eingliederung der gemischten eozän-oligozänen Vergesellschaftungen ins Eozän bringt mit sich ein weiteres Problem, d. h. wohin man Rupel, das auch gewisse gemischte paläogene und miozäne Elemente enthält, stellen soll. Das würde bedeuten, dass man dann teilweise die Ansicht Szöts' und die Aberkennung des Oligozän als einer selbständigen Entwicklungsperiode akzeptieren müsste. Auf diese Weise würde dann ein sehr wichtiger Entwicklungsabschnitt der Erde, der durch die Veränderung der Fauna und Flora ausgezeichnet ist, eigentlich in zwei durch die Entwicklung der organischen Welt verschiedenen Epochen geteilt, und ein Bindeglied, das einen ziemlich langen Zeitabschnitt vertritt, hätte dann in der Stratigraphie eigentlich keine Bezeichnung.

Mit Rücksicht auf die diskutierte Stellung des Lattorf stellen wir die Schichten des autochthonen Oligozän in der Bohrung von Nesvačilka 1 zum Unteroligozän und die Frage der näheren Einstufung lassen wir offen. Diesen studierten Schichten steht am nächsten Unteroligozän von Häring, vor allem seine tieferen Lagen, die sog. „Zementmergelserie“.

In den Schichten von Pouzdrány, die bisher zum Obereozän bis Unteroligozän gestellt wurden, hat man in den braunen kalkigen Tonmergeln eine reiche rupelische Mikrofauna mit *Cyclamina acutidorsata* (Hantken), *Cyclamina rotundidorsata* (Hantken), *Marginulina behmi* Reuss, *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn, *Bolivina fastigia* Cushman, *Uvigerina hantkeni* Cushman & Edward, *Anomalina grosserugosa* Gumbel usw. gefunden. Diese Vergesellschaftungen sind den der Tonmergelserie der Molasse aber auch dem Rupel in den intrakarpatischen Depressionen ähnlich.

Rupel geht dann in Schichten mit *Uvigerina* aff. *hantkeni*, *Marginulina fragaria* Gumbel, *Bulimina arndti* Hagn, *Bolivina beyrichi* Reuss, *Bolivina plicatella* Cushman, „*Loxostomum*“ *chalkophyllum* Hagn, *Planulina costata* Hantken, *Cibicides ungerianus* filicosta

H a g n u. ä. über. Lithologisch sind diese Schichten dem Rupel ähnlich, faunistisch entsprechen sie den Sedimenten, die H. H a g n und O. H ö l z l (1952) und H. H a g n (1960) wie auch andere Autoren zum Chatt stellen. Sie unterscheiden sich jedoch von dem überwiegenden Teil der „Chatt-Schichten“ Ungarns, die vor allem dem Aquitan entsprechen (C i c h a 1960). Ziemlich nahe stehen sie den Schichten mit *Miogypsina septentrionalis* aus der Umgebung von Egger. Sollte sich das gleiche Alter der Chatt-Schichten der Pouzdřany-Einheit und der Schichten mit *Miogypsina septentrionalis* als richtig erweisen, dann würde das bedeuten, dass auch in der Pouzdřany Einheit Äquivalente der Kasseler Schichten vertreten sind und ihr paläogenes Alter würde dann sehr wahrscheinlich.

Im Hangenden des Chatt über dem Glaukonitsandstein in den grüngrauen Peliten hat man eine reiche Mikrofauna mit *Uvigerina semiornata urnula* O r b., *Bolivina plicatella* C u s h m a n, *Chilostomella czizeki* R e u s s, *Almaena osnabrugensis* (R o e m.), *Florilus boueanus* (O r b.), *Bolivina fastigia* C u s h m a n, *Globigerina unicava* B o l l i, *Angulogerina angulosa* (W i l l.), *Elphidium hiltermanni* H a g n, *Elphidium* sp. 1, *Elphidium* sp. 2 usw. gefunden. Das untermiozäne Alter (Aquitan) dieser Schichten steht ausser Zweifel, da diese Faunenassoziationen denen aus der Bohrung Ortenburg Cf 1001 (H . H a g n 1955) ganz ähnlich sind.

Zum Schluss wollen wir noch einmal wiederholen, dass sowohl Oligozän als auch Untermiozän des studierten Gebietes der Pausramer Einheit alle Merkmale der Molassezone besitzt und auch ihre Entwicklung und die ganze stratigraphische Lage beider Komplexe übereinstimmende Elemente aufweisen.

Geologische Zentralanstalt,
P r a h a.

T. BUDAY—J. JANÁČEK—M. DOSTÁLEK

K VÝSKYTU CHEMICKÝCH SEDIMENTŮ VE VÝCHODOSLOVENSKÉ NEOGENNÍ PÁNVI

Úvod

K chemickým sedimentům miocenních sérií východoslovenské neogenní pánve patří kamenná sůl a sádrovec. Výskyty kamenné soli jsou známy ze západní, prešovské oblasti pánve i východní, trebišovské části. Mocnější navrstvení sádrovce byla zjištěna v poslední době východně od Prešovsko-slánských hor.

Kamenná sůl *oblasti prešovské*, tzv. „spodní solný obzor“, je vázána na svrchnohelvetský (karpatský) sedimentační cyklus (B u d a y 1960). O původním zařazení spodní solné formace do helvetu byla vyslovena pochybnost (J a n á č e k 1959). Dalším nálezem průkazné svrchnohelvetské mikrofauny v podloží solného obzoru (C i c h a — K h e i l 1960) se stratigrafické postavení solného souvrství prešovského jednoznačně potvrdilo. Kamenná sůl spodního obzoru tvoří proplástky, menší, mocnější až velmi mocné čocky, často s proplástky a vložkami sádrovce, hojnými zvláště na spodu obzoru. Složka anhydritová je zastoupena v podobě kongrecí a nepravidelných nahloučenin v solném souvrství.

Obdoba prešovské solné sedimentace ve svrchním helvetu (karpátu) není dosud známa ani z východní části pánve na území ČSSR. Pokud zde byly prozkoumány, jsou sedimenty karpatské formace zastoupeny na spodu mořskými mělkovodními vrstvami flyšoidní povahy s hrubě detritickou příbřežní facií a vyšší, několik set metrů mocnou sérií pestrých lagunárních pelitů. Stratigrafická korelace západní a východní facie karpatské formace v pánvi není ještě dnes zcela vyjasněna. Je pravděpodobné, že převážná část pestrého souvrství z oblasti mezi Laborcem a Ondavou odpovídá ještě solnému souvrství prešovskému. Tomu nasvědčují roztroušené mikrokrytality sádrovce po celém souvrství. To znamená, že solná laguna prešovská byla územně omezena předhelvetskou morfologickou elevací (B u d a y 1960) severně Prešovsko-slánských hor (hanušovskou hrástí), jejíž existenci dokumentuje výrazné pozitivní maximum tíže.

Kamenná sůl východní, trebišovské oblasti tvoří „svrchní solný obzor“ a uložila se ve svrchním mořském tortonu, v regresivní sedimentační fázi pásma aglutinujících foraminifer. Na rozdíl od prešovského obzoru je ukládání svrchní soli nebo ekvivalentního sádrovce regionálním vývojovým znakem tortonské sedimentační pánve v Karpatech. Rozpad Parathetydy ve svrchním tortonu jeví se již velmi pokročilým. Přesto, že se již zřetelně rysují tvary pozdějších samostatných pánví, zůstává karpatská sedimentační pánev navzájem propojena úzkými průlivy a úžinami s vysokými prahy. Proto důležité vývojové znaky, jako výsledek významných paleogeografických změn, jsou do té doby společné pro převážnou část karpatské oblasti. K nim patří terminální fáze klidné mořské sedimentace spodního pásma svrchního tortonu. Nejen v odškrcených lagunách i částečně již v samostatných okrajových pánvičkách, ale i v širokých pánvích dochází k minimální sedimentaci pelitů, která dále zcela vymizí a je při zvýšené evaporaci vystřídána deposicí sedimentů chemických. Pouze v západních pánvích, které jsou blíže spojovacích cest s Tethydou, k solné sedimentaci nedochází.

Chemické sedimenty jsou tu zastoupeny v prvním stupni evaporace fází síranovou. V druhém stupni, při další, podstatně zvýšené koncentraci se vylučuje kamenná sůl. Třetího stupně evaporace, vylučování chloridu draselného, zde nebylo dosaženo. Po depozici kamenné soli dochází ke zvratu. Snížení koncentrace vodního roztoku je provázeno novým ukládáním sádrovce, který vymizí při obnovení sedimentace normální salinity.

Síranovou složku tu známe v dvojí podobě. Je to předně ukládání samostatného, většinou několik metrů mocného obzoru sádrovce, všude tam, kde koncentrace solného roztoku nedosáhla druhého stupně. V takých oblastech je vlastním ekvivalentem kamenné soli, která zde chybí. V druhém případě je průvodním členem kamenné soli. Pravidelně se ukládá na spodu solného obzoru v procesu koncentrace roztoků a v nadloží obzoru, při zvratu evaporace a nástupu normální salinity. V těchto dvou stratigrafických hladinách tvoří často i několik dm mocné vločky, častěji však hojné proplástky a čočky. Mimo to se v sádrovcové modifikaci objevuje i uvnitř solného obzoru, zvláště uprostřed. Jsou to vrstevní intervaly odpovídající kolísání koncentrace roztoků až do dočasného objevení se pelitické sedimentace. Druhá modifikace sádrovcové složky — *anhydrit* tvoří pevné celistvé konkrce a rozpadavé nahloučeniny, písčité až práškové struktury o $\varnothing$ 30 až 40 mm. Konkrce střední velikosti jsou nejhojnější. Jsou roztroušené v solné hmotě.

Svrchní solní obzor je východně Prešovsko-slánských hor znám ze tří oblastí: albínovské, michalovské a vranovsko-čaklovské. Západně Prešovsko-slánských hor je výskyt mladší soli kamenné neznámý, resp. sůl nebyla zde ještě zjištěna. Výskyt soli nebo sádrovce tu není vyloučen.

Poznámky ke stratigrafii svrchního solného souvrství

Stratigrafický vývoj tortonu na východním Slovensku je podle současných znalostí úplný. Lze v něm vyčlenit spodní i svrchní torton. Svrchní torton je zastoupen všemi svými pásmy: mořskými pásmy aglutinujících foraminifer a bolívino-bulimínovým a brakickým pásmem rotaliovým.

Starší pojetí stratigrafie tortonu do r. 1959 (J a n á č e k 1958, 1959; B u d a y 1959) předpokládalo nepřítomnost spodního tortonu v pánvi. Tento názor vyplynul hlavně z některých neprůkazných analys spodnotortonských.

Průkazné nálezy spodního tortonu uvádí v r. 1960 Buday na podkladě lagenidových faun u Hlinného, Zlatníka, Strážského, Vranova a Černochova (C i c h a — K h e i l 1960). Rovněž J a n á č e k (1960) upozorňuje na přítomnost spodního tortonu v pánvi u nás podle lithologické a mikrofaunistické korelace hlubinných vrteb s vrtami na Zakarpatské Ukrajině. V hlubinných sondách u Michalovců byl spodní torton identifikován taktéž v r. 1960 (I. Zapletalová). Tím byla potvrzena správnost původních zjištění spodního tortonu (H a n z l í k o v á, in M e n č í k 1953).

Mladší solné souvrství o celkové mocnosti 20–250 m představuje finální sedimentaci spodního pásma svrchního tortonu. Spodní zóna svrchního tortonu spočívá na spodnotortonské detritické sérii budované 300–500 m mocným souvrstvím tufitických, tufiticko-vápenatých a vápnitých pískovců s podřadnými polohami šedých vápnitých jílu, v nichž jsou hojné ryolitové tufity, často s polohami montmorilonitů. Přímé podloží spodního pásma tvoří poloha hraboveckých tufitů.

Spodní pásmo svrchního tortonu budují v hlubší části profilu šedé vápnité jíly. Sedimentace pelitů spodního pásma, mocného 150–200 m, je zakončena ukládáním solného souvrství s lavicemi, vrstvami a ččkami kamenné soli a sádrovce. Nad nimi jsou uloženy šedé vápnité jíly a jílovce středního pásma, zprvu bez fauny, výše pak při obnovení normální mořské salinity s hojnou mikrofaunou středního pásma, jímž při okraji pánve u Vranova odpovídají jemné až středně-zrnné písky s lavicemi, vrstvami a ččkami rozpadavých pískovců, tzv. svrchnotortonské detritické souvrství (B u d a y 1960). Pokud se týká tortonského nadloží solného souvrství, nebylo novými pracemi shledáno žádných rozdílů od původního pojetí. Odkazujeme proto na předchozí práce (B u d a y 1959, 1960; J a n á č e k 1959, 1960).

Přehled výsledků a perspektiva průzkumu mladší soli kamenné a sádrovce

Oblast albínovská.

Je prvou oblastí východně Prešovsko-Slánských hor, kde byla přítomnost tortonské kamenné soli prokázána v r. 1957 na hlubinné sondě Albínov — 1, která na spodině vnikla do solného obzoru, aniž jej převrtala (2430–2490 m). Druhá sonda Albínov — 2, situovaná 1 km k SSV od první sondy převrtala tentýž obzor hluboko do podloží. Je zde mocný 55 m (2515–2570 m). Třetí sonda Albínov 3 na sev. křídle elevace, zakončila v solném obzoru v hl. 2655 m.

Sonda Albínov — 4 vysunutá ve vzdálenosti 2200 m k ZJZ od sondy Albínov — 2 solný obzor nezjistila, nýbrž pouze jeho pelitický stratigrafický ekvivalent, dokumentovaný absencí fauny v podloží zony bolívino-bulimínové a v nadloží pásma aglutinujících foraminifer. Další hlubinné

vrťby do solného obzoru zde provedeny nebyly. Sondami Albínov — 1, 2, 3 je identifikované solné pásmo o šířce nejméně 3500 m. Dosud získané výsledky naznačují, že v oblasti Albínova lze předpokládat ukládání soli na značně rozsáhlé ploše, která nemohla být přirozeně čtyřmi vrtbami vymezena. Jedinou vrtbou Albínov — 4 byl určen toliko JZ okraj. Ložisko tu nedosahuje zdaleka takové mocnosti jako u Michalovců, zato jeho vertikální rozsah je značně stabilní a činí 50—60 m.

Nález solného ložiska u Albínova nebyl z hlediska hospodářského hodnocen kladně, neboť se nalézá hluboko v nedobyvatelné hloubce. Jeho význam je však přesto zásadní, neboť vyřešil otázku přítomnosti soli východně Prešovsko-slánských hor. Umožnil vytýčení směru průzkumu na sůl v okrajových oblastech pánve, v ekonomicky dosažitelné hloubce. Tento průzkum přinesl brzy pozitivní výsledky, a to v oblasti michalovské v r. 1959 a v oblasti vranovsko-čaklovské v létě r. 1960.

Oblast michalovská.

Průzkumná oblast michalovská (Z b u d z a) je dnes ve stadiu přípravy solného ložiska k těžbě důlním dílem. Úkolem současného průzkumu je zde sledování, rozšíření a ohraničení ložiska. Dosažené výsledky orientačního průzkumu a připomínky k dalšímu průzkumu této oblasti jsou obsaženy v předchozích pojednáních (J. J a n á č e k, 1959, 1960). Nejdůležitější z nich je doporučení sledovat ložisko k JV a k SV. Ložisko soli u Michalovců je hospodářsky velmi cenné. Zjištěním přítomnosti ložiska a studiem jeho genese a vývoje, se získaly další a přesnější podklady pro úspěšný průzkum kamenné soli v pánvi.

Oblast vranovsko-čaklovská.

Je starým, nejnověji prokázaným perspektivním územím. Je to široký pruh nižších ker při toplanském zlomu, zhruba od obce Hlinné na SZ až po Kolčovo Dlhé a Nižný Hrušov. Do tohoto území patří též bližší okolí obce Soľ, označované již ve starší literatuře i ve staré lidové tradici jako oblast perspektivní. Zasluhu na tom má hlavně známý, dnes zaniklý pramen silně slané vody při JZ okraji obce. Na podkladě nových stratigrafických a tektonických výsledků byl dosavadní průzkum v oblasti obce Soľ neuspokojivý.

Nejnovější průzkum v r. 1960 měl ráz hrubé orientace. V několika krátkých příčných profilech byl vysledován výchoz toplanského lomu mezi Niž. Hrušovem a Hlinným v délce asi 20 km. Poněvadž úkolem průzkumu nebyl průzkum nerostných solí, byl zlom identifikován vždy toliko jedinou vrtbou ve vysoké kře. Nicméně i tak jsou výsledky velmi cenné a jsou zde výchozí pro systematický průzkum chemických sedimentů. Prováděl se zde též podrobný profilový průzkum seismický, který značně přispěl k vyjasnění tektoniky oblasti. V současné době se vrtají orientační výzkumné vrtby.

Díleč výsledky průzkumu nové oblasti jsou v přehledu tyto: Toplanský zlom udržuje zde nadále JV—SZ směr. Mimo úsek Niž. Hrušov—Čemerné sleduje výchoz hlavní poruchy na pravém břehu zhruba tok řeky Toplé a je téměř přímočarý. Jeho úhrnná výška skoku v JV části je větší než 700 m. Převládající směr vrstev je rovněž JV—SZ s odlišnými detailními variacemi v místech osních elavací nebo depresí. Vrstvy vysoké i pokleslé kry upadají směrem k ose pánve, t. j. k JZ. Toplanský zlom odděluje brakickou, u Zámutova a Čaklova sladkovodní svrchnortontonskou sérii pokleslé kry od mořského svrchního tortonu vysoké kry.

Vrstevní struktura byla podrobně zkoumána od N. Hrušova až k obci Čemerné, a to toliko na pokleslé kře. Dále k SZ byl průzkum proveden několika příčnými profily a jedním profilem podélným. Na úseku N. Hrušov—Čemerné jeví se při zlomech řada poloklenbových struktur s uzavřenými vrcholy. Od osady Čemerné k SZ upadají vrstvy do rozsáhlé deprese zámutovské. Bylo zjištěno, že pruh vysoké kry při zlomu je budován mořským svrchním tortonem, a to šedými a zelenavě šedými vápnitými jíly středního pásma bolivino-bulimínového.

Při odvrťávání příčného profilu Sačurov—Hencovce byl výchoz toplanského zlomu fixován

vrtbou č. 36 na vysoké kře a č. 37 na pokleslé kře. V terénu každá z vrteb se nalézá na rozdílné straně železnice Vranov—Strážské. Sonda č. 37 převrtala sedimenty brakického svrchního tortonu v typickém okrajovém vývoji až do hl. 229 m. V této hloubce prošla vrtba toplanským zlomem do basalní části bolivíno-buliminového pásma, která sahá do hl. 253 m. Hlubší vrstevní interval 253–296 m, patří již nejsvrchnější části zony aglutinujících foraminifer a je zastoupen sádrovcovým obzorem. Hluběji až do konečné hloubky (301 m), byly zjištěny již šedé vápnité jíly.

Sádrovcový obzor, který je tu samostatným ekvivalentem mladší kamenné soli, má na uvedeném vrtbě dosud nejprůzračnější vývoj. V celém profilu je budován 1–3 ojediněle až 5 m mocnými lavicemi sádrovce s tenkými proplástkami šedého vápnitého jílu. Sádrovcové lavice jsou téměř pravidelně proloženy přibližně stejně mocnými mezivrstvami šedého vápnitého jílu. Sádrovec je bílý s čirými polohami a hnízdy, šedobílý až bělošedý s typickou vláknitou strukturou.

V SZ úseku průzkumné oblasti, asi 1 km S Rudlova byl průběh zlomu stanoven vrtbou č. 5 na pokleslé kře a sondou č. 6 na vysoké kře. Na pokleslé kře byl zjištěn brakický svrchní torton, na vysoké kře střední (mořské) pásmo bolivíno-buliminové.

Z šedých a zelenavěšedých vápnitých jílu středního pásma přešla vrtba č. 6 v hl. 260,0 m do solného souvrství spodního pásma, a to až do hl. 273,0 m. Dále až do konečné hloubky 288 m následují šedé vápnité jíly spodního pásma. Vývoj solného obzoru převrtaný na vrtbě č. 6 neznáme podrobně. Z celého intervalu byla vynesena toliko 0,5–2 cm mocná jádra, jejichž souhrnná mocnost však nesouhlasila s mocností solného obzoru zjištěného EK měřením. Proplásky vápnitého jílu však vyneseny z obzoru nebyly.

Mocnost solného obzoru byla na sondě stanovena elektrickou karotáží a činí 17 m. Solný obzor byl ověřen nověji výzkumnou vrtbou VS 1. Zjistila jej v mocnosti 16 m (274–290 m). Další vrtba VS 2 při obci Sol prokázala mocnost obzoru 22 m (408–430 m).

Tato zjištění základního průzkumu prokázala perspektivitu vranovsko-čaklovské oblasti pro průzkum chemických sedimentů. Tím se potvrzují starší předpoklady o solinosti území, třebaže se často opíraly o nikoli objektivní pozorování a jednoznačná zjištění, hlavně hydrogeochemická.

Velmi cenné výsledky o přítomnosti solného obzoru, jeho uložení a vývoji se získaly hlubinnými vrtbami v širší oblasti obce Kolčovo Dlhé. Plně potvrdily nadějnost území, převrtáním mocného ložiska soli.

V r. 1961 zde byl zahájen hlubinný průzkum na živice, na rozsáhlých svrchnotortonských pokolenbových elevacích, na středních krátech a pokleslé kře. Severně obce, na střední kře, byl solný obzor zachycen první vrtbou jádrem v hl. 600 a 700 m. Ve vzdálenosti asi 1 km k JZ, jej navrtala druhá vrtba již v hl. 1135 m. Obzor zde pokračuje až do hl. 1260 m. Třetí vrtba na pokleslé kře, asi 1,5 km sev. od osady Božčice zastihla solný obzor již v hl. 2180–2200 m.

V souhrnu můžeme zde výsledky průzkumu s hlediska výskytu soli takto hodnotit:

Územní pruh středních ker a pokleslé kry mezi Nižným Hrušovem a Čaklovem je částí velké svrchnotortonské deprese, v níž v konečné fázi sedimentace spodního pásma svrchního tortonu došlo k vylučování chemických sedimentů, v příznivém vývoji a značné mocnosti. Velikost produktivní oblasti, resp. její členění není ještě dnes známo. Přítomné chemické sedimenty byly navrtané několika sondami mělkými a třemi vrtbami hlubinnými. Zjištěný prudký úpad mezi oběma hlubinnými sondami je způsoben zlomem s paralelním hlavním zlomem toplanským. Je pravděpodobné, že solný obzor této oblasti pokračuje již bez přerušení k JZ až do oblasti albinovské. Tomu nasvědčuje rozloha a tvar gravimetrické deprese (M. Blížkovský, 1960), do které nová oblast, včetně oblasti albinovské zapadá. Dále k JV byl solný obzor v proplástkovém vývoji zjištěn na hlubinné vrtbě Rakovec 1, v hl. 1515–1540 m. Jižně Michalovců byl solný obzor převrtán v hl. 2360–2397 m. Identifikován byl zasolením výplachu a v EK diagramu.

Na základě nových poznatků o geologické stavbě oblasti lze uvést, že ukazatelem a podmínkou ekonomické těžby soli zde bude v prvé řadě její příznivé hloubkové uložení při SV okraji deprese.

Poznámky k rozšíření chemických sedimentů v sousedních oblastech

Jak jsme v předchozím uvedli, je ukládání kamenné soli a sádrovce v termínálním stadiu sedimentace basálního pásma svrchního tortonu regionálním vývojem zjevem v karpatské, zvláště severní a východní oblasti. Uplatňuje se prakticky v celé vnější oblasti karpatského oblouku a je známo i z východních vnitro-karpatských pánví. V západních miocenních pánvích je vývoj poněkud odlišný. Poslední průzkumy prokázaly, že mladší chemické sedimenty tortonské představují ve všech karpatských oblastech jeden a tentýž stratigrafický obzor. Při tom se vždy v jednotlivých pánvích neužívá jednotného zařazení.

Tak na př. na sousedním polském území je sádrovcový (solný) obzor spolu s podložním pískovcem s *Amussium denudatum* R s s a lithotamniovým vápencem kladen ještě do nejsvrchnějšího spodního tortonu. V nádloží následuje transgrese středního tortonu na spodu se *spiralisovými* faunami a výše se společenstvy *bolivino* — *bulimínovými*. Svrchní torton je rovněž zastoupen sedimenty s *rotaliemi* a *cibicidy*.

Nerostné soli, které se uložily mezi vrstvami *Amussium denudatum* R s s, resp. se zástupci rodu *Uvigerina* a *Pseudotriplasia* a mezi obzorem se *spiralisovou* faunou, s *buliminami* a *bolivinami* jsou tu zastoupeny oběma fasemi, sádrovcovou a solnou a tvoří mohutná ložiska. Přítomná je též elementární síra známa dnes z celé řady lokalit na př. Tarnobrzeg, Gliwice, Pszowice, Swonowice, Czarkowa, Machowo, Piaseczna, Grabki, Grzybow a j. (St. Pawłowski, 1960).

Ložisko u Tarnobřehu je 15–55 m mocný obzor sádrovce, který leží zpravidla na baranovských pískovcích o mocnosti 10–15 m s podložím 10 m i více mocným lithotamniovým vápencem, případně spočívá místy přímo na lithotamniovém vápenci nebo i na mesozoiku. Nádloží sádrovce tvoří značně mocné šedé vápnité jíly se *Spirialis valvatina* (R s s) a výše s *bolivinami* a *buliminami*. Konečně následují vrstvy *cibicidové* a *rotaliové*. Elementární síra tvoří zde nepravdělná nahromadění, menší i větší hnízda a rozsáhlá lože v sádrovci ale i ve vápenci. Připouští se, že část vápencové hmoty je druhotného původu, vznikající působením H_2CO_3 na CaS. Celkový obsah síry je 15–35 %. Tento průměr bývá jen ojediněle překročen.

Z hlediska genese síry je velmi zajímavou ta skutečnost, že veškerá, do současné doby nalezená ložiska síry v Polsku, jsou vázána na strukturní elevace různých druhů, v nichž byla možnost akumulace zemních plynů a nafty.

Na československé území pokračuje produktivní vývoj tortonu na Opavsko a Hlučínsko. Nejlouběji je tu zastoupen lagenidový torton s lanzendorfskou faunou (I. Cicha, 1959). Na basi jej tvoří písky a slepence, čediče a jejich tufy, pestré jíly. Výše jsou uloženy šedozelené vápnité jíly. Mocnost spodního tortonu je asi 50 m. V nádloží následují šedé vápnité jíly o prům. mocnosti 25 m, které obsahují společenstva s *uvigerinami*, *pseudotriplasiemi* a odpovídají spodnímu pásmu svrchního tortonu (pásmo aglutinujících foraminifer). Směrem k nádloží je typické silné faunistické ochuzení až sterilita vrstev, nad nimiž se pak uložil obzor se sádrovcem. Jeho mocnost je až 50 m. Nejmocnější až 12 m mocná lavice sádrovce bývá vyvinuta na spodu. Směrem k nádloží vrstvám sádrovce na mocnosti i hojnosti ubývá. Konečně nastupuje ukládání šedých, písčitých vápnitých jíků s faunou rodu *Spirialis* a výše s hojnými a typickými zástupci středního

pásma bolivíno — bulimínového. (*Bulimina elongata* d'O r b., *B. aculeata porrecta* L u c z k, *Uvigerina div.* sp. a j.). Není žádných pochyb o tom, že u nás i v Polsku jde o totožný stratigrafický obzor (I. C i c h a 1959). Stratigrafický, zvláště mikrofaunistický výzkum tortonu východoslovenské neogenní pánve prokazuje rovněž stejné stáří sádrovcového (solného) obzoru, i obdobný vývoj.

Naproti tomu v západních vnitrokarpatských mladotřetihorních pánvích, t. j. vnitroalpské pánvi Vídeňské a v Malé dunajské nížině, nebylo dosud na rozhraní spodního a středního pásma svrchního tortonu zjištěno ukládání chemických sedimentů. M. D l a b a č (1957) dochází k názoru, že ukládání sádrovce ve Vídeňské pánvi mezi spodním a středním pásmem lze připustit. Objektivních podkladů z vrtních jader i mikroskopických zjištění ve výplavech však postrádáme. Regresivní povaha zóny aglutinujících foraminifer se však i zde projevuje nápadným faunistickým ochuzením při nádloži a lokálně pestrým lagunárním vývojem. Následující souvrství středního pásma má již bohatou faunu bolivíno-buliminovou. O oblasti Malé dunajské nížiny nelze v současné době vyslovit definitivní závěry, neboť hlubinné vrtání je zde v počátcích a neposkytlo prozatím dostatečných podkladů.

Tyto poměry v západních vnitrokarpatských pánvích dokumentují nikoli zcela identické paleogeografické poměry s východními pánvemi. Na východě tvoří vnitrokarpatské pánve izolované, nebo vysokými prahy a úžinami oddělené, samostatně se vyvíjející vnitrozemská slaná jezera, laguny a zálivy. Intensivní odpařování není tu vyrovnáno dostatečným přítokem nové vody, takže dochází k nasycení roztoku solemi, jejich frakcionovanému vylučování a sedimentaci. Poněvadž časové rozdíly v ukládání evaporitů ve východních pánvích a konečně i na vnější straně Karpat jsou vcelku minimální, lze předpokládat, že vodní přítoky do těchto pánví a pánviček byly nepatrné, resp. během ukládání nerostných solí ustaly zcela. Rozdílná sedimentace sádrovcové fáse v regionálním měřítku, je tu spíše odrazem velikosti a hloubky příslušné pánve.

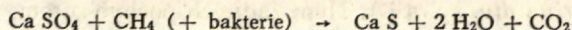
Jestliže však v západních vnitrokarpatských pánvích nedospěl vývoj ani do stadia vylučování sádrovce, je to dokladem vývojových rozdílů, které je třeba spatřovat předně v blízkosti pánví širšímu volnému moři, značně širce a hloubce spojovacích průlivů a množství vodních toků ústících do pánve.

Podmínky a možnosti tvorby ložisek elementární síry

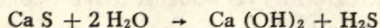
Současné názory na genezi ložisek elementární síry se opírají především o analytické a experimentální práce, provedené v posledních deseti letech na ložiscích vněkarpatské oblasti SSSR a Polsku (M. V. I v a n o v, 1960) a dále v oblasti Mexického zálivu v USA (T h o d e, W a n l e s s, W a l l o u c h 1954).

Na podkladě výsledků těchto pozorování je možno v procesu genese sirného ložiska rozlišit tři základní fáse:

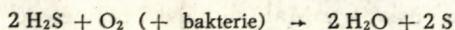
1. Redukce síranů na siřníky methanem za spolupůsobení desulfurikačních bakterií:



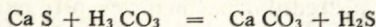
2. Hydrolysa siřníků na sírovodík:



3. Oxydace sírovodíku resp. i siřníků na vodu a síru za spolupůsobení siřných bakterií:



Podle podmínek v prostředí probíhají i jiné vedlejší reakce na př. působení při redukcí vzniklé H_2CO_3 na siřník za vzniku sírovodíku:



Kromě plynné komponenty vypadáva z reakce uhličitán vápenatý, který tvoří v ložisku t. zv. „druhotný vápenec“. Hlavní tři fáse bylo možno dokázat při výzkumu vzniku většiny siřných ložisek, jak epigenetických tak syngenetických.

Z uvedené představy o vzniku ložisek vyplývá, že prvním předpokladem pro vznik siřného ložiska je přítomnost sírovodíku. Výskyt sírovodíku v kůře země je možno spojit předně s vulkanickou činností. Dále vzniká rozkladem organických látek obsahujících síru na jednoduché komponenty a rozkladem siřníků. Nejvýznamnější zdroj sírovodíku je však rozklad síranů.

Redukci síranů čistě chemickou reakci, příp. za přítomnosti methanu není možno považovat za dosud prokázanou. Hromadí se však stále více poznatků svědčících o tom, že hlavní úlohu v tomto procesu mají mikroorganismy, označované jako skupina bakterií desulfurikačních. I když tento proces není ještě zcela objasněn, zůstává faktem, že mikroorganismy schopné jej vyvolávat byly izolovány a jejich aktivita laboratorně ověřena (Thode + kol., 1954; Kuzněcov — Sokolova 1960).

K vysvětlení původu sírovodíku v oblasti Němírovského a Lubenského epigenetického ložiska ve vněkarpatské oblasti na území SSSR, byly provedeny rozsáhlé studie s terenními aplikacemi. Prokázalo se, že infiltruující voda se na styku se sádrovcem obohacuje síranovou složkou. Jeho redukce byla sledována za pomoci sulfátu se značkovanou sírou $\text{Na}_2\text{S}^{35}\text{O}_4$, kterým byl o malém množství obohacen testovaný terén. Po určité době byla stanovena přítomnost značkovatého isotopu síry S^{35} v siřnicích a sírovodíku. Pomocí tohoto pokusu byla prokázána aktivita desulfurikačních bakterií obsažených ve vodách ložiska. Kvantitativní měření ukázala, že množství sírovodíku vytvořeného biogenním procesem v přírodních podmínkách obsahuje v těchto oblastech 0,25–0,54 mg H_2S na 1 l vody/24 h. (V. M. Ivanov, 1960).

I když je z výsledků uvedených prací zřejmé, že biogenní redukce síranů má závažný podíl na produkci sírovodíku v uvedených oblastech, je třeba věnovat nemenší pozornost problému redukce síranů působením uhlovodíků. Uvahy o účinnosti tohoto procesu podporuje skutečnost, že siřná ložiska se zákonitě vyskytují ve spojení s ložisky nafty a zemního plynu. Velmi pozoruhodným zjištěním je skutečnost, že na př. siřná ložiska v Polsku se pravidelně nalézají na elevačních strukturách, kde existují nebo existovaly akumulace plynných živců. Z přehledu o redukcí síranů chemickou cestou, který uvádí L. I. Rubenčík (1947) však plyne, že v převážné většině případů není možno počítat s průběhem takového procesu nebo aspoň ne jako nejvýznamnějšího. Redukce síranu vápenatého vodíkem nebo methanem proběhla spontánně teprve při

teplotě prům. 1000 °C. Naproti tomu při normální teplotě (25–30 °C) nepodařilo sa vyvolat vytvoření sírovodíku ani při použití katalysátoru. Negativní byly také pokusy s vodíkem „ve stavu zrodu“, naftou, bituminosními břidlicemi a různými druhy uhlí.

Tyto pokusné práce nevyčerpaly zajisté všechny možnosti podmínek redukce živícnými uhlovodíky a není proto možné považovat tuto otázku za uzavřenou.

Na druhé straně je však v současné době již dostatečné množství materiálu k tvrzení, že redukci síranů ve vodách naftových a plynových obzorů způsobují desulfurikační bakterie (E. Beerstecher, 1954; I. L. Rubenčík, 1947). Tyto bakterie se zcela zákonitě vyskytují v živícných vodách v aktivní formě a mnohé z nich využívají živice jako zdroj energie pro svůj vývoj a množení. Z tohoto hlediska byl by za současného stavu vědomostí přijatelnější názor, že přítomné živícné uhlovodíky nepůsobí přímo redukcí síranů, ale že k ní přispívají tím, že aktivují desulfurikační bakterie obsažené v průvodních vodách. Produkce sírovodíku desulfurikačními bakteriemi nachází tak v kalcium-sulfátových oblastech s přítomnými živicemi optimální podmínky, t. j. dostatek síranu a asimilovatelnou organickou látku.

Mikrobiologické výzkumy ukázaly, že nejvhodnější živinou pro aktivování redukce sulfátů uhlovodíky jsou členy C₁₀ a vyšší (E. Beerstecher, 1954; I. L. Rubenčík, 1947). Pokud se týká uhlovodíků nižších, jsou dosavadní výsledky některých badatelů protichůdné. Vyřešení tohoto problému čeká na podrobnější propracování metabolismu autotrofních desulfurikačních bakterií, jejichž výzkum je dosud v počátcích. (J. L. Sorokin, 1954).

Významným důkazem o působení desulfurikačních bakterií při genesi sírných ložisek jsou výsledky prací provedených americkými badateli na mohutných ložiscích síry v Mexickém zálivu (H. G. Thode + kol., 1954). Při studiu elementární síry a sírníků v ložisku zjistili určitý poměr zastoupených izotopů síry S³² a S³⁴, který však neodpovídal jejich poměru v matečných síranech, ve kterých převažoval izotop S³⁴. Laboratorními pokusy však bylo prokázáno (E. G. Johns — L. R. Starkey, 1957), že desulfurikační bakterie přednostně redukuji sírany izotopu S³², takže vzniklý sírník a sírovodík je efektivně obohacen izotopem S³². Těmito pokusy je nejen vysvětlena změna poměrů obou izotopů síry v ložisku, ale také bezpečně potvrzena domněnka o působení desulfurikačních bakterií při produkci sírovodíku, jako meziprojektu při genesi ložisek síry.

Oxydační fáze procesu geneze síry, oxydace sírovodíku na elementární síru, byla dosud málo studována. Předpokládá se, že kyslík potřebný k této reakci je přinášen vodami infiltrujícími z povrchu. Podklady proto přinesly výzkumné práce na sírném ložisku Šop-Su v Číně, kde ve svrchním patře, vystaveném účinkům pronikajících vod z povrchu se v sádrovci uložilo sírné ložisko, zatím co ve spodním izolovaném patře bylo nalezeno pouze ložisko nafty. Výsledky studia ukázaly, že na kontaktu vysoce mineralisovaných sádrovcových, sírovodíkových vod s vodami infiltrujícími z povrchu dochází k ukládání elementární síry. Současně však zde dochází k intenzivnímu množení bakterií, oxydujících sírovodík na síru. Do jaké míry a za jakých podmínek může být vedle působení mikroorganismů, vyvolána oxydace sírovodíku chemicky, není možno za současného stavu vědomostí určit,

Z provedených pozorování je možno ve vněkarpatské pánvi charakterisovat typické vody sirných ložisek takto: Vody mají charakter kalcium — sulfátový, mineralisaci 1,5—2,5 g/l se značným obsahem H_2S (až 130 mg/l); pH se pohybuje v rozmezí hodnot 6,8—7,4; rH nižší než 17. Není však možné vyloučit i jiný typ vody, na př. natrium — bikarbonátní i s podstatně vyšší mineralisací a obsahem síranu sodného nebo vápenatého. S hlediska mikrobiologického jsou vody bohaté na desulfurikační bakterie i bakterie oxydační.

Vody oblastí, které nepřicházely do styku s ložisky síry, obsahují jen zcela nepatrné koncentrace sírovodíku nebo jej postrádají vůbec. Jejich bakteriální obsah je velmi chudý; desulfurikační ani oxydační bakterie nejsou přítomny.

Z mikrobiologického hlediska jsou při genesi sirných ložisek významné dvě fyziologické skupiny bakterií.

1. Desulfurikační bakterie, které jsou charakteristické svou schopností redukovat sírany na sírovodík. Zástupcem této skupiny je rod *Desulfuvibrio* (syn. *Vibrio*, *Microspira*, *Spirillum*). Desulfurikační bakterie jsou striktně anaerobní. Optimální oxydo-redukční potenciál pro jejich vývoj byl stanoven v rozmezí rH 9 — 13. Optimální pH je v blízkosti neutrální reakce (6,8—7,2); dobrý vývoj však byl ještě zjištěn v širokém rozmezí od pH 5 do pH 9. Z hlediska výživy je možno rozlišit dvě podskupiny: heterotrofní, vyžadující ke svému vývoji zdroj organického uhlíku a autotrofní, které využívají zdroje uhlíku z karbonátů příp. CO_2 . Některé druhy obou uvedených podskupin jsou také schopné při svých metabolických procesech asimilovat elementární dusík.

Desulfurikační bakterie jsou v přírodě velmi rozšířeny. Většina jejich druhů je jednak nenáročná s hlediska výživy, jednak je značně tolerantní k anomálním životním podmínkám. Aktivní desulfurikační bakterie byly na př. zjištěny v hlubinných vodách o teplotě až 80 °C, za neobyčejně vysokých hydrostatických tlaků a při koncentraci soli odpovídající až 25 % NaCl. V hlubinných vodách se s nimi pravidelně setkáváme ve vodách naftových ložisek. S hlediska produkce sírovodíku projevují největší aktivitu v pelitech, což souvisí s jejich aktivitou perifitickou.

2. Thiobakterie jsou druhou významnou skupinou. Jsou schopné asimilovat sloučeniny síry, které oxydují. Síra, kterou ukládají ve svých tělech se po jejich odumření hromadí a vytváří druhotná ložiska. Ze skupiny těchto bakterií jsou významné některé druhy rodu *Thiobacillus*. Zvláště důležitým zástupcem této skupiny je druh *Thiobacillus thioparus*, který oxyduje sírovodík a sirníky, zvláště Ca S, především na elementární síru. Byl také skutečně zjištěn jako charakteristický zástupce thiobakterií ve vodách sirných ložisek. Dobře se vyvíjí v prostředí s pH kolem 7 a snáší velmi dobře i značnou alkalitu. Přesto, že byl dříve považován za organismus aerobní, ukazují nejnovější výzkumy, že se může vyvíjet i při rH kolem 15 (I. S. Kuzněcov — A. G. Sokolova, 1960), t. j. za podmínek, v nichž žijí desulfurikační bakterie produkující H_2S . Modelové pokusy ukázaly, že za těchto podmínek se oxyduje převážné množství H_2S na elementární síru, zatím co vyšších kyslíkatých sloučenin síry vzniká jen nepatrné množství (V. M. Ivanov, 1960).

Druhem jehož účinnost v sirných ložiskách je možno předpokládat je *Thiobacillus denitrificans*. Při svém vývoji může využívat chemicky vázaného kyslíku, na př. ve skupině NO_3 , k oxydaci sloučenin. V důsledku toho se může tato forma vyvíjet anaerobně. Jeho činnost je provázena produkcí elementárního dusíku. Pro růst a vývoj tohoto druhu je příznivé neutrální nebo slabě alkalická reakce prostředí (K. + K. S. Baalsrud, 1954).

Naproti tomu druhy *Thiobacillus thioxydans* a *T. ferroxydans*, které jsou rovněž velmi rozšířené, není možno považovat za významné s hlediska genese živců. Pro vývoj obou těchto druhů je

charakteristické velmi kyselé prostředí, kolem pH 2,5. Kromě toho oxydují především elementární síru a některé kyslíkaté sírné sloučeniny, na př. thiosulfát, tetrathionát na sulfáty. Těmto skupinám se přičítá účinnost při gradaci již otevřených ložisek při tvoření druhotných sádrovců.

Otázky dalších perspektiv výskytu chemických sedimentů v pánvi

Uvedené výsledky dosavadních prací i teoretické úvahy o genezi ložisek umožňují ocenit perspektivy oblasti s hlediska možnosti nálezu dalších ložisek kamenné soli a sádrovce. Prokazují též nutnost a udávají i směr dalších, zejména orientačních a předběžných prací na řešení otázky možného výskytu ložisek elementární síry.

Z našich dalších úvah je nutno vypustit širší, zvláště západní oblast albínovskou, která pro značné hloubky není ekonomicky významnou.

V oblasti *Michalovské* (Zbudza) je perspektivita již prokázána odkrytím těžitelného ložiska. Další práce je zde třeba zaměřit na prověření možnosti přítomnosti dalších ložisek ve směru k SZ v téže kře, neboť nalezení nového ložiska zde není vyloučeno. Ve směru k JV a k SV upadá ložisko do značných hloubek, ze kterých se dnes ekonomická těžba neuvažuje. Při dalších vrtních pracích v této oblasti je třeba využít v co největší míře výsledky seismického průzkumu. Při tom dobrými orientačními podklady jsou výsledky měření tíhového, zvláště podrobné gravimetrie (1960).

Dosavadní nálezy v oblasti *uranovsko-čaklowské* prokazují její perspektivitu, a to zejména vysoké kry na SZ až k Hlinnému a nižších ker na JV, až k Niž. Hrušovu. Aby bylo možno tuto oblast ocenit, je třeba provést seismický a vrtní průzkum a doplnit jej průzkumem hydrogeochemickým. Orientačním vodítkem zde opět může být podrobná tíhová mapa, ze které je patrný rozsah deprese.

Přihlédneme-li k výsledkům dosavadních teoretických studií o vzniku ložisek elementární síry, můžeme pro východoslovenskou oblast stanovit několik pozitivních i negativních znaků. Positivními jsou tyto:

1. Přítomnost význačného, až 60 m mocného sádrovcového obzoru, s 5 i více mocnými polohami, čistého sulfátu;
2. jeho ekvivalentní stratigrafická poloha s produktivními obzory sádrovce a síry ve vněkarpatské pánvi v Polsku;
3. přítomnost a nahromadění živců, zvláště plyných;
4. přítomnost sírovodíkových vod;
5. možnost totožného chemismu vývojových procesů se známými ložisky druhotné síry.

Naproti tomu známe zde i nepříznivé faktory. Je to malé procento výskytu sírovodíkových vod (M. Michalíček, 1960)*. Je ovšem pravdou, že oblast byla hydrogeochemicky zkoumána dosud málo, a to převážně povrchově, takže

* Jsou to lokality: Abramovce (0,06 mg/l); Baškovce +; Fintice 4,5; Haniska 2,0; 2,7; +; +; Herlany 1,4; +; Jovsa +; Kalša 0,2; Kapušany 5,3; Košice 7,3; Kuzmice +; Pavlovce +; Ruskov +; Sedliska 0,67; Sobrance 45,2; Sobrance Kúpele 15,9; Vyš. Šebastové +; Zlatá Baňa +; 2,4 mg/l.

uvedená námitka nemusí být reální. Průzkumná oblast je převážně říční erodivní rovinou, krytou zvodnělým aluviem, která je pro vznik povrchových vod zcela nevhodnou. Vystupující spodní mineralizované vody se rozlévají pod aluvium a dokonale se mísí s proudící vodou aluviální, takže vývěr je zastřen. Dalším nedostatkem je absence propustných sedimentů v nadloží a podloží sádrovce na dosud zjištěných nalezištích, což vylučuje nutný styk s oxydačními vodami. Na druhé straně však, v poměrně blízkosti výskytu sádrovce u Vranova, jsou nadložní vrstvy bolívino — buliminové zony vyvinuty ve facii porézních pískovců, které však do pánve rychle přecházejí do pelitů.

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1948: Solné ložisko východného Slovenska. Almanach vých. Slovenska 1948—1949, Košice. — [2] Andrusov D., 1949: Zpráva o výskume ložísk nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 atd. Práce ŠGÚ 20, Bratislava. — [3] Beerstecher E., 1954: *Petroleum Microbiology*, New York. — [4] Blížkovský M. + kol., 1960: Závěrečná zpráva o podrobném tíhovém průzkumu východoslovenského neogénu. Rukop. zpráva. Archiv Čsl. naftových dolů, Hodonín. — [5] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Čas. pro mineralogii a geologii č. 4, Praha. — [6] Buday T., 1959: Výroční zpráva o geologickém výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR za rok 1958 (List Košice). Rukopisná zpráva; Archiv ÚÚG Praha. — [7] Buday T., 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy ČSR, list Košice (sedimentární neogén) Rukopis; Archiv ÚÚG Praha. — [8] Cicha I., 1959: Poznámky k možnosti rozšíření ložisek nerostných solí mezi Opavou a Hlučínem. Geol. průzkum, Praha. — [9] Cicha I., 1961: Nástin korelace tortonu v pánvích Paratethydy. Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [10] Cicha I. — Kheil J., 1960: Zpráva o mikrostratigrafických výzkumech pro přehlednou mapu ČSSR na listech gener. mapy Košice a Trebišov. Rukop. zpráva. Archiv ÚÚG, Praha. — [11] Dlabáč M., 1957: Kladné výchylky v křivce přirozených potenciálů (PS) elektrokarotážního měření v místech stratigrafických hiatů. Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava. — [12] Ivanov M. V., 1957: Mikrobiologija 26, Moskva. — [13] Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východním Slovensku, Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [14] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [15] Janáček J., 1959: Ložisko kamenné soli na východním Slovensku. Geol. průzkum Praha. — [16] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [17] Janáček J. — Pagáč I., 1960: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhoviště, Pozdišovce s hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Rukopisná zpráva; Archiv ČND Hodonín. — [18] Johnes G. E., Starkey R. L., 1957: *Applied Microbiology* 5, 1124. — [19] Kuzněcov S. I. — Sokolova G. A., 1960: Mikrobiologija 29, 170. — [20] Menčík E., 1953: Zpráva o geologickém mapování v okolí N. Hrabovce a Vranova. Rukopisná zpráva; Archiv Úst. pro naft. výzkum, Brno. — [21] Michalíček M., 1960: Hydrogeochemický výzkum východoslovenského neogénu. Rukopisná zpráva; Úst. pro naft. výzkum Brno. — [22] Pawlovski St., 1960: Ložiska elementární siry v Polsku. Geol. průzkum, Praha. — [23] Rubenčík L. I., 1947: Sulfatreducující bakterie. Moskva. — [24] Sorokin J. L., 1954: Trudy Instituta mikrobiologii III., 21. — [25] Thode H. G. — Wallouch K. K. — Wallouch M., 1954: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 5, 286.

ZUM VORKOMMEN CHEMISCHER ABLAGERUNGEN IM OSTSLOWAKISCHEN NEOGENEN BECKEN

Zu den chemischen Sedimenten im Miozän des ostslowakischen neogenen Beckens gehören Steinsalz und Gipsstein. Die Salzvorkommen sind sowohl aus dem westlichen — Prešov-Teil des Beckens als auch aus dem östlichen Teil im Raume von Trebišov bekannt. Steinsalzvorkommen im Prešov-Teil sind auf den oberhelvetischen (Karpatische Stufe) Ablagerungszyklus gebunden und stellen den sog. „unteren Salzhorizont“ dar. Im östlichen Teil des Beckens hat sich Salz im oberen marinen Torton abgelagert, in der terminalen Phase der unteren Zone. Es handelt sich da um den sog. „oberen Salzhorizont“.

Die entsprechenden äquivalenten Schichten des unteren Horizonts in Osten und umgekehrt des oberen Horizonts in Westen sind nicht bekannt. Dem unteren Horizont entspricht in Osten vielleicht noch ein Teil der bunten Schichtfolge Karpatiens, in dem kleine Gipssteinkriställchen häufig zu finden sind. Die Anwesenheit des oberen Salzhorizontes im westlichen Teil des Beckens (Prešov) ist jedoch nicht ausgeschlossen.

Im östlichen Teil des Beckens sind derzeit drei Salzfundorte bekannt: bei Albinov, Michalovce und Vranov—Čaklovce. Im Raume von Albinov wurde eine Salz-Zone etwa 3500 m breit und 50—60 m mächtig festgestellt. Da aber dieses Vorkommen etwa 2500—2600 m tief liegt, kommt seine ökonomische Ausnützung derzeit nicht in Frage.

Im Raume von Michalovce (Zbudza) sind die Vorbereitungsarbeiten für den Salzabbau im Gange. Näheres über diese Lagerstätte ist bereits in früheren Arbeiten des Verfassers (Janáček 1959, 1960) veröffentlicht worden.

Zu den neuesten Entdeckungen der Salzvorkommen gehört das Gebiet Vranov—Čaklovce. Es handelt sich da um einen breiteren Streifen der tieferen Schollen am Topľa-Bruch zwischen den Gemeinden Hlinné und Nižný Hrušov. Die Lagerstätte befindet sich bei der Gemeinde Rudlová etwa 260 m, bei Kolčovo Dlhé etwa 600 m und 1135 m tief.

Der nähere Umfang dieses produktiven Gebietes, bzw. seine Gliederung ist uns derzeit noch nicht bekannt. Man darf aber wohl annehmen, dass der Salzhorizont bis zu Albinov seine Fortsetzung hat. Eine ganze Reihe von parallelen Störungen gliedert das Gebiet S des Topľa-Bruches in stufenweise (treppenartige) Schollen, so dass die Salzlagerstätte in SW Richtung in die Tiefe fällt. Deshalb wird bei der ökonomischen Ausnützung dieser Vorkommen die günstige Tiefenlagerung der Lagerstätte am SE Rande des Topľa-Bruches eine entscheidende Rolle haben.

Die regionale stratigraphische Parallelisierung des tortonischen Salzhorizontes ist in den karpatischen Becken ziemlich einheitlich. Steinsalz und Gipsstein haben sich als Produkte der Evaporation während der regressiven terminalen Phase in unteren Lagen des Obertorton abgesetzt.

Im benachbarten polnischen Gebiet sind Salze durch Steinsalz und Gipsstein vertreten. Ausserdem ist da auch Elementarschwefel anwesend, der im Gipsstein und im liegenden Kalkstein unregelmässige Konzentrationen bildet.

Auf Grund der ähnlichen stratigraphischen Lage der chemischen Ablagerungen in beiden Gebieten, der gleichen genetischen und Entwicklungsbedingungen, der Anwesenheit von Bitumen (vor allem Gas) und Schwefelwasser, wie auch der möglichen ähnlichen Entwicklungsprozesse mit dortigen bekannten Schwefellagerstätten, dürfte man die Anwesenheit des Elementarschwefels auch im ostslowakischen Neogen für möglich halten.

THE JOURNAL OF THE AMERICAN MEDICAL ASSOCIATION
PUBLISHED WEEKLY
CHICAGO, ILL., U.S.A.

It is the policy of the Association to publish in this journal only such articles as are of general interest to the medical profession. The publication of original researches, clinical reports, and other contributions of value to the medical literature is encouraged. The journal is not a place for the publication of routine reports or of articles of a purely local interest. The editor reserves the right to reject any article for publication at any time, and to accept or reject any article in whole or in part, and to make such changes in the text as may be deemed necessary. The author of an article accepted for publication is understood to grant to the Association the exclusive right to publish the article in this journal, and to make such use of the article as may be deemed necessary.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

The journal is published weekly, except during the months of December and January, when it is published bi-weekly. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association. The subscription price for the year 1917 is \$10.00 in advance. Single copies are sold at 25 cents. The journal is sent free of charge to members of the Association.

KAMIL BÍLEK

GEOLOGICKÁ STAVBA ELEVAČNÍ STRUKTURY STUDIENKA

Úvod

Elevační struktura Studienka leží mezi stejnomennou obcí a Lakšárskou Novou Vsí v severní polovině slovenské části Vídeňské pánve. Budována jest spodními, středními a svrchními miocenními sedimenty, které vycházejí na povrch v širším okolí elevace, která se morfologicky nijak výrazně neprojevuje. Výsledky dosavadních prací zhodnotili již T. B u d a y a V. Š p i č k a (1958, 1959), kteří současně na základě několika vrteb starších (2 vrty Leváre, 2 Bor. Sv. Jur) a novějších (Lakšárská Nová Ves a 1 vrt u obce Studienka) podali koncepci stavby studienské elevace, resp. obraz paleogeografického a tektonického vývoje širší oblasti.

Hlubinný průzkum, prováděný závodem ČND Malacky, přinesl kromě praktických výsledků při vyhledávání nafty a plynu také některé zjištění, významných z hlediska stratigrafického i tektonického, které upřesňují a doplňují starší názory.

Geologická stavba elevace

Studienská elevace je součástí elevačního pruhu lábsko-lakšárského, se strukturami Vysoká, Láb, Malacky-jih a Studienka. Pokračování tohoto pruhu tvoří směrem SV jablonická hrást (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959). Na SV je elevační oblast Studienka omezena zlomem lakšárským, na JZ příčným depresním pruhem levársko-perneckým, na JV sološnickou depresí v zohorsko-plaveckém příkopu a na SZ pokleslými krami studienských zlomů a depresemi, náležejícími geneticky ke kovalovsko-malackému depresnímu pruhu.

Hlubinními vrty bylo zjištěno, že struktura jest budována sedimenty spodního burdigalu, karpatské formace, tortonu, sarmatu, pannonu a pontu.

P o d l o ž í neogénu bylo navrtáno několika vrty na vysoké lakšárské kře. Pod

burdigalskými slepenci byly v hl. 1750—1900 m zjištěny silně slídnaté vápnité pískovce s kalcitovými žilkami, místy hnědě a rudě skvrnitě, tmavošedé písčité jílovce a slínovce, neslínité pískovce a polohy anhydritů. V tomto, převážně sterilním souvrství byla nalezena nepočtená, z valné části přeplavená většinou svrchnokřídová mikrofauna (podle rozborů M. Holzknechta, paleontologické oddělení Hodonín). Uvedené souvrství stratigraficky a tektonicky nevyjasněného postavení bylo dříve řazeno ke svrchní křídě. Nejnověji však převládá názor na paleogenní stáří této série. Hluběji (1900—2600 m) byly zjištěny karbonátické horniny: vápence, dolomity, dolomitické vápence, cca 50 m poloha anhydritů a výše i polohy slepenců z hrubě valounovitých až balvanitých vápenců, dolomitických vápenců a dolomitů. Sérii vápenců a dolomitů na základě petrografické podoby s vápenci a dolomity svrchního bradlového triasu přisuzujeme předběžně triasové stáří.

Po zjištění vápenců a dolomitů v podloží elevačních struktur Vysoká, Láb a ve výchozech na okraji pánve se soudí, že podloží lábsko-lakšárského elevačního pruhu jest budováno mesozoikem centrálně karpatských jednotek (T. Buday — V. Špička 1958, 1959).

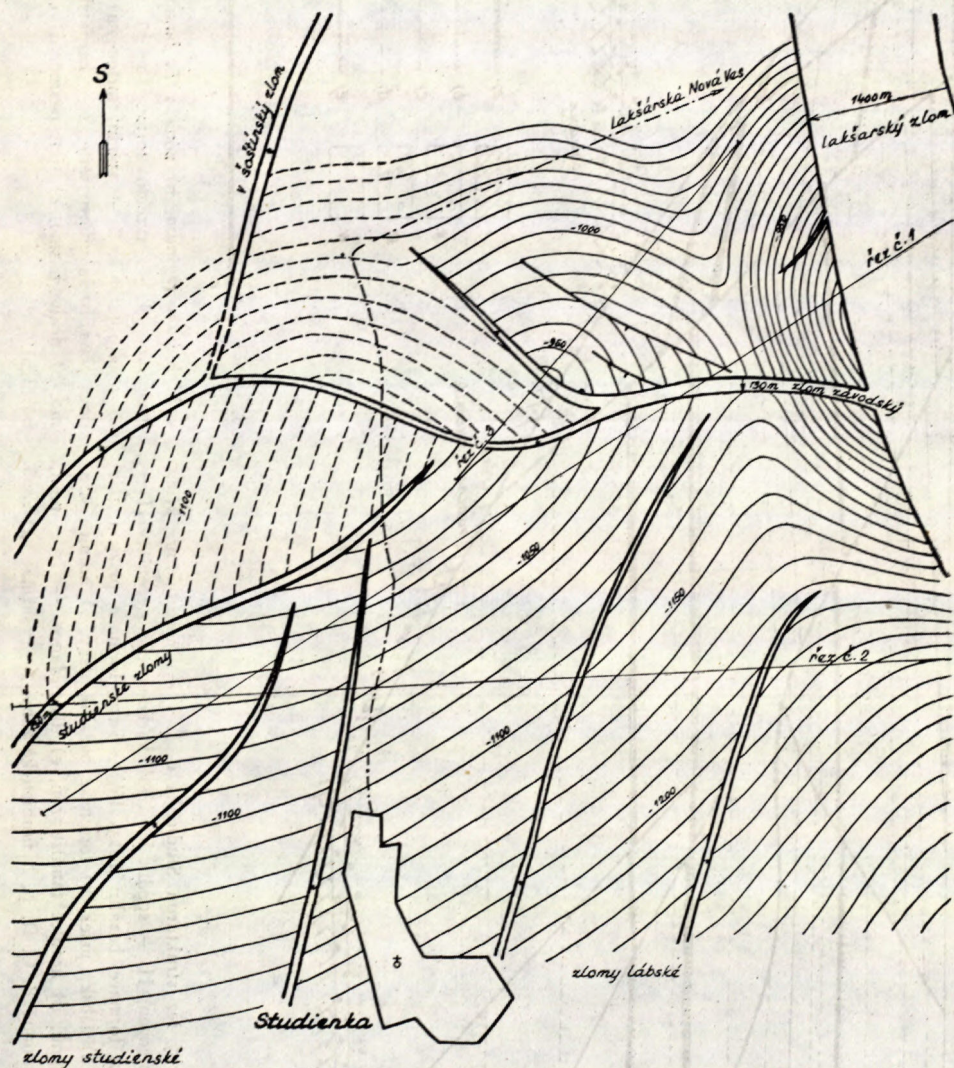
Spodní burdigal byl vrtně prokázán na vysoké lakšárské kře a jeho rozšíření předpokládáme na bási neogénu celé struktury. Jeho mocnost pravděpodobně nepřesahuje 50 m. Lithologicky jest vyvinut ve facii karbonátických slepenců. V klastickém materiálu převládají vápence, dolomity, vápnité pískovce, křemeny. Tmel jemnozrnných až hrubozrnných slepenců je písčité nebo jílovitě karbonátický. Podřadné jsou vložky vápnitých jílu a písků. Lithologický charakter slepenců s hojnými úlomky bivalvií (*Ostrea*, *Cardium* a j.) ukazuje na jejich příslušnost ke karbonátickým slepencům, jejichž výchozy jsou známy na okrajích pánve (Buday 1956, 1957).

Sedimenty karpatské formace dosahují mocnosti 1650—1750 m. V celé mocnosti byly navrtány pouze na vysoké lakšárské kře. Vrtba u obce Lakšárská Nová Ves v roce 1957—1958 provrtala cca 1600 m karpatské formace, jejíž sedimenty byly rozčleněny na 4 pásma (podle mikrobiostratigrafického zpracování I. Zapletalové 1959). Podloží pánve vrtba nedosáhla, takže mocnost 1. pásma nebyla známa (Buday — Špička 1958, 1959). Dalšími vrtbami, které prošly z pokleslé do vysoké lakšárské kry, byly navrtány i spodní části 1. pásma a v hl. 1650—1750 m bylo dosaženo podloží. Lithologický a mikrofaunistický charakter jednotlivých pásem karpatské formace jest uveden v pracích Budaye a Cichy (1956), Budaye a Špičky (1958), a proto se jejich popisem blíže nezabývám.

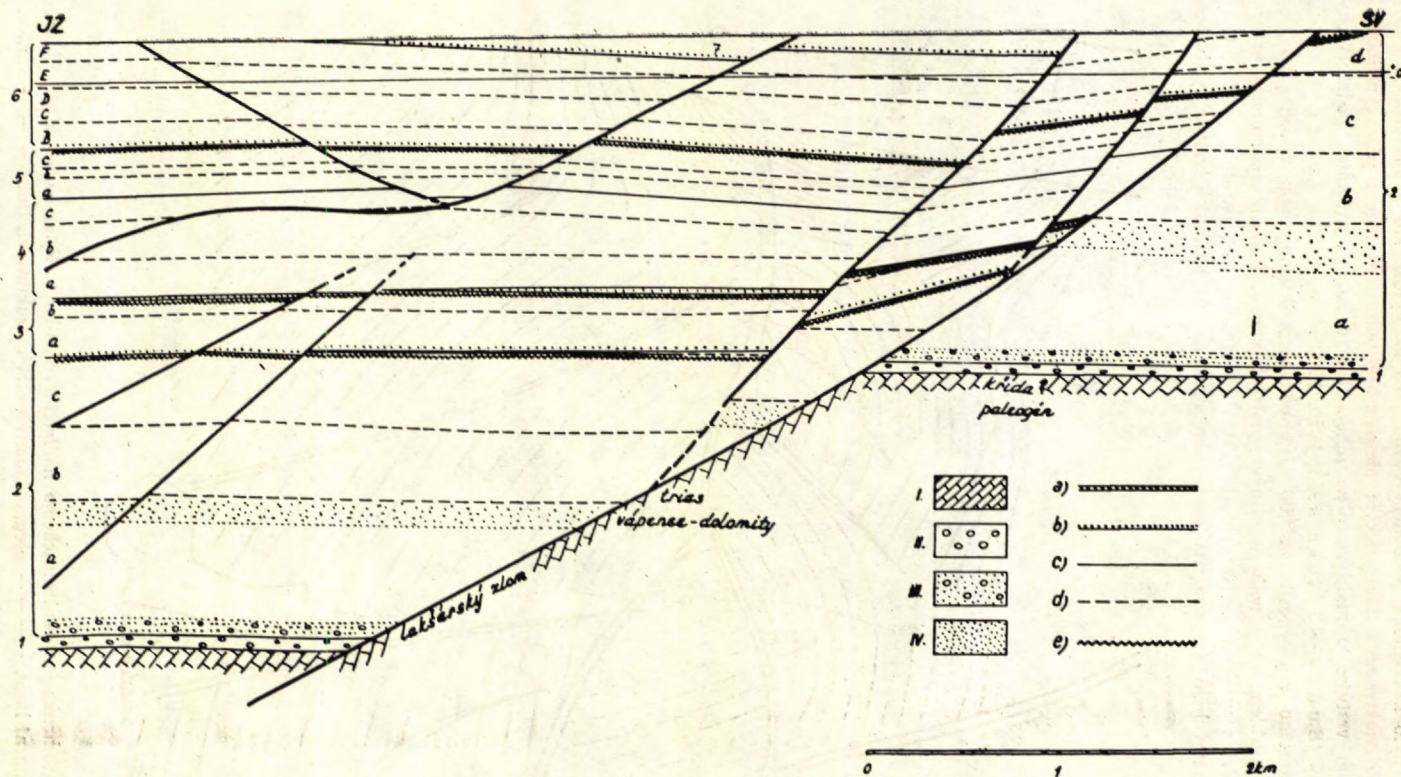
Spodní části 1. pásma, zastížené na vysoké kře jsou také ve vývoji vrstevnatých až dokonale vrstevnatých vápnitých jílu s poprašky jemnozrnného slídnatého písku na vrstevních plochách. Basální vrstvy karpatské formace tvoří písky a slepence v mocnosti až 80 m s klastickým materiálem malokarpatských hornin. První pásmo končí komplexem písku a pískovců podobně jako na vysoké lakšárské kře. Celková mocnost 1. pásma, neuvažujeme-li větší úklon vrstev na vysoké kře, je cca 650 m.

Rovněž 2. pásmo bylo navrtáno v podobném vývoji jako na vysoké kře v mocnosti 350 m. Svým lithologickým charakterem a faunistickým obsahem se sedimenty tohoto pásma podobají lábským ostrakodovým vrstvám v málo změněné lithofacii a v horších životních podmínkách pro rozvoj mikrofauny (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959, 1960).

3. pásmo bylo navrtáno v mocnosti cca 400 m v podobném lithologickém vývoji jako na vrtně LNV-1 s tím rozdílem, že v pelitech přibývá pestrých vložek. Na EK diagramech vrtny u Lakšárské Nové Vsi a vrtně studienské elevace jest viděti shodně časté střídání poloh písků a pelitů. Toto souvrství bylo zařazeno na studienské struktuře do basálních vrstev spodního



Elevační struktura Studienka. Struktúrní schema na bázi svrchního tortonu. = — zlom, úklon, skok, ————— strukturní linie, - - - - - předpokládaný průběh strukturních linií, - . - . - silnice.



Geologický řez strukturou Studienka č. 1. I — mesozoikum: křída, trias; paleogén; II — spodní burdigal, karbonátické slepence, III — karpatská formace, bazální písky, IV — karp. formace, písky I. pásma. — a) lábský písek, b) tortonské bazální písky, c) hranice stratigr. stupňů, d) hranice faunist. zón, e) diskordance. — 7 — pont, 6 — pannon: B, C, D, E, F faunistické zóny, 5 — sarmat: a) zóna

s *Elphidium reginum*, b) zóna s *E. hauerinum*, c) zóna s *Nonion granosum*; 4 — svrchní torton: a—b) zóna bolivino-buliminová, c) zóna rotaliová; 3 — spodní torton: a) spodní a svrchní lagenidová zóna, b) lagunární série; 2 — karpatská formace: a) první pásmo, b) druhé pásmo, c) třetí pásmo, d) čtvrté pásmo; 1 — spodní burdigal.

tortonu (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959). Novější zhodnocení ukazuje, že větší část je lithofaciálním ekvivalentem 3. pásma s chudší netypickou faunou. Ochuzení fauny jest již pozorováno v 3. pásmu vrtby u Lakšárské Nové Vsi. Z a p l e t a l o v á (1959) uvádí na vrtbách studenské struktury z tohoto pásma poměrně chudou mikrofaunu.

4. pásmo není na struktuře již vyvinuto, neboť směrem jz. vyklíňuje spolu s nejvyšší faunisticky bohatou částí 3. pásma vysoké kry.

Hranici mezi karpatskou formací a spodním tortonem kladu na bázi písků a pís-kovců v hl. cca 1750 m.

K tomu mě vedou tyto důvody:

1. Lithologický vývoj 3. pásma vrtby LNV-1 na vysoké kře je dle EK diagramu shodný s intervalem 1750—2100 m — (1750—2120 m na L-4, 1650—2020 m na St-5 a 1670—2050 m na St-39);

2. V tomto intervalu (St-5, 39) není nikde zjištěna mikrofauna, svědčící o tortonském stáří. Část mikrofauny je možno považovati za autochtonní. Kontrolní rozbory jader z tohoto intervalu na vrtbě L-4, který je řazen do spodního tortonu (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959, 1960), neobsahují tortonskou mikrofaunu;

3. Na bázi pelitického souvrství s faunou spodní lagenidové zóny jsou vyvinuty transgresivní písky, pískovce a slepence (St-5, 39);

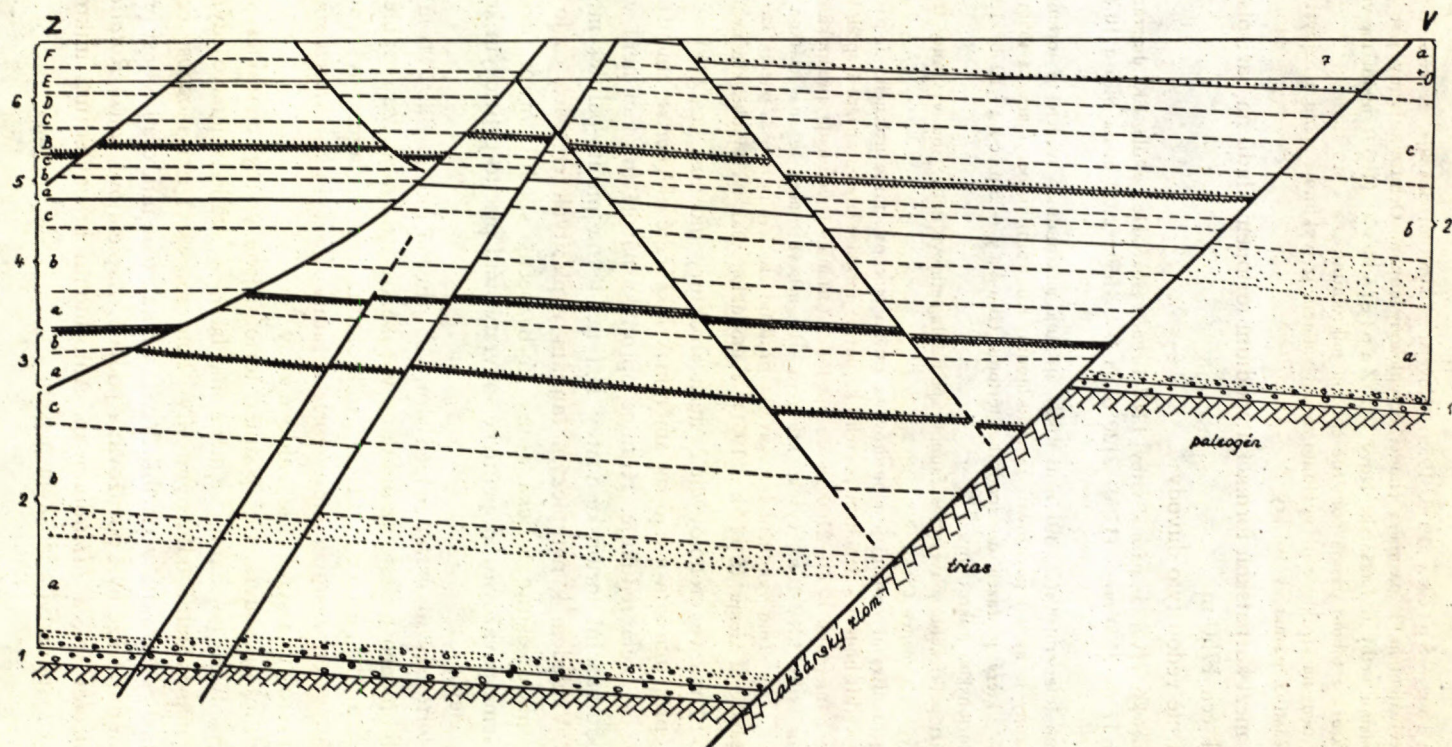
4. Mezi jednotlivými vrtbami jest pozorována změna mocnosti takto určeného 3. pásma, kterou je možno vysvětliti hiátem a denudací povrchu karpatské formace před transgresí spodního tortonu.

5. Zařazení intervalu 1750—2100 m do spodního tortonu si vynucuje předpoklad vyklínění 3.—4. pásma vrtby LNV-1 na vysoké kře (cca 615 m) ve směru jz. na krátkou vzdálenost (viz geol. řez č. 1). Toto vyklínění lze vysvětlit prudším stoupáním 1.—2. pásma karpatské formace k lakšárskému zlomu (Š p i č k a 1961). Tento úklon však na vysoké kře není prokázán.

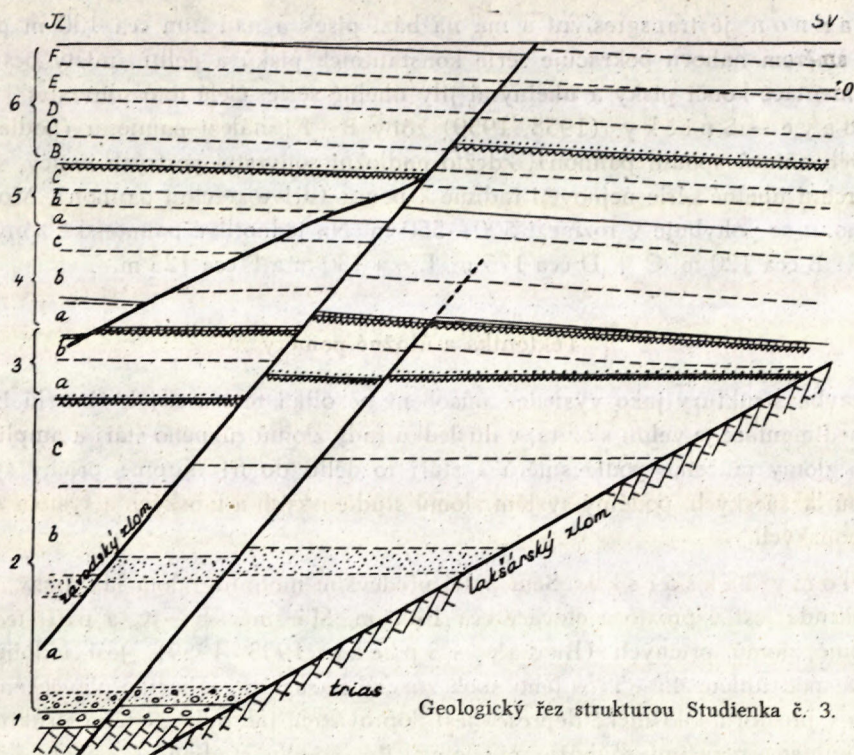
Torton má ve vrcholových částech struktury mocnost cca 900 m. Směrem jz. a do depresí narůstá a naopak směrem k lakšárské elevaci se zmenšuje, až na vysoké kře se zcela redukuje. Hranice oproti karpatské formaci není všude zřetelná, neboť bazální tortonské vrstvy leží někde na písčito-pelitickém souvrství 3. pásma. Vzhledem k netypickým faunám v písčitých vrstvách často selhávají i kriteria mikrobiostratigrafická a tak za bezpečný spodní torton podle mikrofauny můžeme považovati až pelitické souvrství nad písčito-pelitickým komplexem pestrých vrstev.

Spodnotortonské souvrství šedých slinitých jílu má mocnost až 200 m. Směrem s. a sv. jeho mocnost klesá, až úplně na vysoké kře vyklíňuje. Ve spodních částech je podle Z a p l e t a l o v é (1959) mikrofauna spodní lagenidové zóny, v níž často chybí typičtí zástupci lanzendorfské fauny. Ve vyšších částech souvrství se objevuje mikrofauna svrchní lagenidové zóny.

Nad pelitickým souvrstvím spodního tortonu jsou vrstvy, charakterizované nestálými písčitými polohami, zejména na bázi, a světle zelenavošedými, místy pestrými, nepravidelně odlučnými jíly. Toto souvrství má mocnost cca 120 m a jest faunisticky prakticky sterilní. Většina z nalezené mikrofauny jest přemístěná. Za autochtonní může býti považována podle I. Zapletalové pouze *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides* sp., a *Elphidium* sp. Autochtonní brachyhalinní mikrofauna se objevuje až v souvrství s lábským pískem.



Geologický řez strukturou Studienka č. 2.



Svrchní torton má vývoj známý z ostatní části pánve. Na bázi počíná transgresivním lábským pískem, který má na elevaci velmi nestálý faciální vývoj a místy vyklíňuje. Zóna aglutinancí v pelitickém vývoji má mocnost 150–200 m. Zóna bolivino-buliminová počíná na bázi pískem a vyskytují se v ní ojediněle i další faciálně nestálé písky. Její celková mocnost je 250–350 m. K zóně rotaliové počítáme nejvyšší souvrství písků a pelitů, z části pestrých. Celková mocnost svrchního tortonu je 550–600 m.

Sarmat. Sedimenty tortonu přecházejí plynulě v sedimenty sarmatu a tak hranice torton-sarmat je faunisticky stejně jako v jiných částech pánve nezřetelná. I když průkazná fauna zóny velkých *elphidií* jest poněkud výše, klademe tuto hranici na svrchní okraj komplexu písků zóny rotaliové. Nad tímto komplexem se již objevují sarmatské *Ervilie*. Sarmat má celkovou mocnost 250–280 m s malými změnami na celé struktuře. Vyznačuje se konstantními polohami písků, zejména ve svrchní části. Z celkové mocnosti na svrchní sarmat, čili zónu s *Nonion granosum* (O r b.) připadá 150 m. Střední sarmat s *Elphidium hauerinum* (O r b.) odhadujeme na cca 50 m a na spodní část sarmatu, čili zónu s *Elphidium reginum* (O r b.) připadá cca 100 m. Lithologický charakter sarmatu jest stejný jako v jiných částech pánve.

Pannon je transgresivní a má na bázi písek a nad ním cca 130 m pelitů. Pak směrem nahoru pokračuje série konstantních písků a pelitů, místy pestrých. Sedimentace končí písky a uhelnými jily uhelné série. Celé toto souvrství [podle Budaye — Špičky (1958, 1959) zóny B—F] náleží pannonu (podle uvedených autorů spodní pannon), kdežto nadložní souvrství pestrých vrstev, šterků a svrchní uhelné série nejnověji řadíme k pontu (dříve svrchní pannon). Mocnost pannonu se pohybuje v rozmezí 500—550 m. Na jednotlivé pannonské zóny připadá: B cca 120 m, C + D cca 175 m, E cca 130 m a F cca 125 m.

Tektonika a úložné poměry

Stavba struktury jako výsledek působení několika tektonických činitelů během její sedimentace je velmi složitá, v důsledku řady zlomů různého stáří a amplitudy. Tyto zlomy můžeme podle směru a stáří rozdělit do tří skupin: příčný systém zlomů lakšárských, podélný systém zlomů studienských a lábských a systém zlomů pannonských.

Zlomy lakšárské. Sem patří především mohutný zlom lakšárský, jehož amplituda jest v prostoru elevace cca 1400 m. Má směr sz.—jv. a patří tedy ke skupině zlomů příčných (Buday — Špička 1958, 1959). Jest ukloněn do pánve pod úhlem 45—55°. Jeho skok značně narůstá v zohorsko-plaveckém příkopu v prostoru sološnické deprese. Jest doprovázen, jak bylo zjištěno strukturním průzkumem, menšími souběžnými zlomy. Pro stavbu studienské elevace má význam především hlavní zlom, na nějž je vázána sv. část elevace. Odděluje lakšárskou a okrajovou oblast, budovanou sedimenty karpatské formace a burdigalu od ostatní pánve, vyplněné též mladšími sedimenty. Tyto transgredují v malých mocnostech na okrajích vysoké kry.

Zlomy studienské a lábské jsou jz.—sv. směru s tendencí stáčení k S v blízkosti lakšárského zlomu. Ke zlomům studienským počítáme zlomy ukloněné k SZ a k lábským pak zlomy ukloněné k JV do zohorsko-plavecké deprese. Největší ze studienských zlomů má amplitudu přes 100 m na jz. okraji elevace. Ostatní zlomy mají skok většinou kolem 50 m. Skoky těchto zlomů jsou podstatně menší než bylo uváděno doposud (Buday — Špička 1958, 1959). Společným znakem těchto zlomů je zmenšování jejich amplitudy ve směru sv., až jejich úplné vymizení. U žádného z těchto zlomů nebylo zjištěno napojení na lakšárský zlom. Tyto zlomy pro jejich směr (karpatský) patří k podélnému zlomovému systému.

Zlomy pannonské porušují epigeneticky sarmatské a starší vrstvy a mají většinou podélný směr. Některé z nich mají však směr nepravidelný. Na studienské struktuře k těmto zlomům patří zlom *závodský* a na jejím sz. okraji v. zlom *šaštínský*. Pro stavbu struktury má význam především zlom *závodský*. Vychází z oblasti *závodské* (ze systému *šaštínských* zlomů j. od struktury *Závod*),

na struktuře Studienka se stáčí do směru JV a napojuje se na zlom lakšárský. Jeho amplituda u lakšárského zlomu je 130 m s úklonem k J. Ve směru z. se částečně štěpí a ztrácí na skoku.

Mimo uvedené tři zlomové systémy existují méně důležité malé zlomy, jejichž funkce je omezena na jeden stratigrafický stupeň, zejména torton nebo pannon. Jejich amplitudy a význam pro stavbu struktury je malý.

Souvrství jednotlivých stratigrafických jednotek leží více nebo méně ukloněno. Zpravidla starší neogenní stupně jsou ukloněny více než mladší. Burdigalské slepence leží diskordantně jak vzhledem k podloží tak i k souvrství karpatské formace a vrstevní úklony nejsou zřetelné. Sedimenty karpatské formace (zejména 1. a 2. pásma) se vyznačují dobrou vrstevnatostí a mírnějšími úklony. Extrémní úklony (až 50°) však byly zjištěny v 3. pásmu. Tyto úklony můžeme považovati za výsledek neklidné sedimentace, neboť normální úklony se pohybují v rozmezí 15–25°. Úložné poměry těchto vrstev vzhledem k malému počtu vrtů, které je provrtaly, podrobněji neznáme. Tektonické porušení vrtních jader svědčí o existenci zlomů, jejichž amplitudy a směry neznáme. V karpatské formaci předpokládáme ploché vrásky malé amplitudy a přibližnou korespondenci mezi reliéfem uložených vrstev i jejich povrchu s morfologií podloží.

Povrch karpatské formace je z části denudován a na něm leží transgresivně s mírnou diskordancí torton. Tortonské až pannonské vrstvy mají menší úklony generálně směrem jz. od nitra pánve s tendencí narůstání mocností zejména v tortonu a pannonu. Jejich úklony se pohybují v tortonu v rozmezí 5–10° (extrémně až 15°), v pannonu do 5°. Menší angulární diskordance v uložení vrstev jsou zjištěny mezi svrchním a spodním tortonem, mezi sarmatem a pannonem.

V hrubých rysech má elevace tvar protáhlé antiklinály s osou ve směru sv. – jz., porušenou zlomy, na něž jsou vázány dílčí poloklenbovitě elevace u lakšárského a závodského zlomu a u zlomů studienských. Tyto dílčí elevace jsou výrazné zejména na bási svrchního tortonu.

Poloklenba u lakšárského zlomu jest vázána na lakšárský zlom, s nímž je souběžná též osa elevace. Poloklenba jest rozdělena mladým závodským zlomem na dvě části. Převýšení elevace jest cca 130 m. Od ostatní struktury jest elevace oddělena depresí přibližně souběžnou se směrem lakšárského zlomu. Torton se zde vyznačuje redukcí mocností svrchního i spodního tortonu, jak lze viděti z geologického řezu 1. Lagunární vrstvy na vrcholu poloklenby schází. Poměrně značná je mocnost pliocénu (až 650 m na pokleslé kře závodského zlomu).

Poloklenba u závodského zlomu. Zatím co poloklenba u lakšárského zlomu je syntetická vleková struktura, poloklenba u závodského zlomu s vrcholem u tohoto zlomu má antitetický charakter. Její podélná osa má směr zv. až vjv. – zsz. Převýšení elevace na úrovni lábského obzoru je cca 60 m. Poloklenba je porušena malými zlůmkami, které jsou sledovatelné pouze v tortonu. Ve spodním tortonu jest vyvinuto lagenidové pelitické souvrství a lagunární série. Obě souvrství se redu-

kují směrem sv. Mocnost svrchního tortonu mírně narůstá na okrajích elevace a nejmenší je na jejím vrcholu.

Poloklenba studienských zlomů. Pokračování elevace u závodského zlomu jest na pokleslé kře, kde má tvar klenby protažené ve směru jz. Elevace jest porušena několika zlomy, jejichž amplitudy ve směru sv., resp. s. mizí.

Pokud se týká mocností jednotlivých stratigrafických stupňů, ve směru jz. do pánve narůstá mocnost tortonu zvláště svrchního a na J ubývá i mocnosti lagunární série. Mocnosti sarmatu se mění poměrně málo, avšak byly zjištěny rozdíly v mocnostech pannonu. Na vrcholu elevace schází pont, takže i v pannonu jest zřejmý elevační charakter struktury. Pont jest vyvinut v sološnické depresi a odtud podél lakšárského zlomu i na struktuře studienské.

Poznámky k paleogeografickému a tektonickému vývoji

Obraz geologického vývoje celé oblasti byl podán B u d a y e m — Š p i č k o u (1958, 1959), a proto se omezím na nová fakta, zjištěná hlubinným průzkumem elevace. Na podložních horninách spočívá neogén se všemi stupni. Neogenní sedimentace proběhla v několika sedimentačních cyklech: a) transgrese spodnoburdigalská; b) karpatské formace; c) spodnotortonská; d) svrchnotortonsko-sarmatská; e) pannonská a f) pontská (svrchnopannonská).

Transgrese *spodnoburdigalská* zanechala na vysoké lakšárské kře karbonátické slepence v mocnosti cca 50 m, které lithologicky zhruba odpovídají slepencům zjištěným na okraji pánve (B u d a y 1956, 1957). Pelitické sedimenty burdigalu zjištěny nebyly a předpokládáme, že byly denudovány po ústupu spodnoburdigalského moře.

Transgrese *karpatské formace* počíná bazálními slepenci, jejichž klastickou složku tvoří mesozoické vápence a dolomity i krystalické horniny malokarpatské. Byly navrtány rovněž na vysoké lakšárské kře v mocnosti cca 80 m. Sedimenty 1.—3. pásma byly navrtány ve stejném vývoji a ve stejné mocnosti jako na vysoké kře u Lakšárské Nové Vsi. Lakšárský, závodský zlom i zlomy další je porušují epigeneticky. Samostatná zlomová tektonika v burdigalu a v karpatské formace nebyla na elevaci prokázána. 4. pásmo a vyšší faunisticky bohatá část 3. pásma (podle mikropaleontologického zhodnocení I. Z a p l e t a l o v é) není na vlastní studienské elevaci vyvinuta.

Sedimenty karpatské formace jz. oblastí odpovídají lithologicky i faunisticky především druhému a z části i prvního pásma (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959). Z toho důvodu musíme předpokládat, že v prostoru mezi studienskou elevací a elevacemi Láb, Vysoká vyklíňuje též zcela nebo z větší části i třetí pásmo.

Transgrese *spodního tortonu* se vyznačuje bazálními písky a pískovci na částečně denudovaném povrchu karpatské formace. Po usazení basálních vrstev sedimentují pelity spodního tortonu, jejichž mocnost narůstá se vzdáleností od lakšár-

Paleogeograficko-tektonický přehled:

Strat. stupeň	Pal. zóna	Mocnost m	Lithologie	Tektonický vývoj
pont	—	max. 200	pestré a uhelné jíly, štěrky, písky na bázi	poklesy lak. zlomu a sološnické deprese-mělkovodní sedimentace ve sladkovodním jezeru
pannon	F E D C B	500—550	uhelné jíly, lignity pestré jíly slinité jíly s konst. polohami písků šedé jíly na bázi písek	regrese mělkovodní sedimentace v brakických až sladkých vodách, vznik záv. zlomu a poklesy starších zlomů poklesy pánevní transgrese
sarmat	N. gr. E. h. E. r.	250—280	slinité jíly s konst. polohami písků a pískovců polohy pestrých jílu	sedimentace v brakických vodách, slabé pohyby po zlomech, dozrávání tortonských pohybů
svrchní torton	rotaliová	100	střídání poloh pestrých jílu s polohami písků	regrese — vyslazování poklesy stud. a lábských zlomů
	bol.-bulim.	250	slinité jíly s polohami písků a pískovců	oživení činnosti zlomů a pánevních poklesů
	aglutinantií	150—200	šedé slinité jíly lábský písek na bázi	mořská sedimentace pokles. pánevní pohyby transgrese moře
spodní torton	lagenidová serie	120	pestré jíly s nekonst. polohami písků	sedimentace kontinentální a lagunární
	spodní a svrchní lagenidová	200—250	přibývání písků šedé slinité jíly na bázi písky pískovce a slepence	regrese pánevní poklesy vznik zlomů stud.-lábských a zlomů lakšárských transgrese moře
karpat-ská formace	3. pásmo	400	střídání poloh písků, pískovců s polohami pestrých jílu — neklidná sedimentace	strat. hiát a denudace, regrese a vrásnění, pohyby a změlčení pánve
	2. pásmo	350	vrstevnaté pevné váp. jíly a pískovce	vyslazení vrstev
	1. pásmo	650	komplex písků, vrstevnaté jíly, basální slepence	regrese transgrese moře
spodní burdigal	—	50—80	karbonátické slepence	strat. hiát, vrásnění a denudace, transgrese moře

ského zlomu. Z narůstajících mocností spodního tortonu směrem do pánve soudíme na pozvolné poklesové pohyby centrálních částí pánve za současného synsedimentárního narůstání celého souvrství. Regrese spodního tortonu se vyznačuje ochuzením až vymizením fauny a sedimentací pestrých pelitů s nestálými polohami písků. Z jejich rozšíření, neklidné sedimentace a faunistického obsahu soudíme na lagunární prostředí s nepříznivými životními podmínkami. Laguny se vytvořily v poklesávajícím území u lakšárského zlomu.

Elevační charakter struktury je zřejmý už od počátku tortonu. Ukazují to velké mocnosti spodního tortonu v širším okolí elevace. Pravděpodobně již od počátku tortonu probíhaly poklesové pohyby po zlomech lábsko-studienského směru a pohyby zlomů lakšárského systému.

Transgrese svrchního tortonu počíná lábským pískem. Podrobný průzkum rozšíření a faciálního vývoje tohoto písku ukazuje na neklidnou a nepravidelnou sedimentaci. Písek s vložkami pískovců mění svou mocnost, rozděluje se v několik částí, které místy i vyklíňují. Nástup brachyhalinní mikrofauny do pestrých vrstev lagunární série svědčí o tom, že svrchnotortonské moře proniká do lagun a sedimentace z počátku probíhá v mělkém prostředí. V zóně aglutinantií nastává prohlubování moře a sublitorální mikrofauna přechází v asociace mělko až hlubokoneritické. Detailní korelace EK diagramů velkého počtu vrteb ukazují, že v období sedimentace lábského písku vznikaly malé zlůmky, které působily při utváření dílčích elevací.

Během sedimentace svrchního tortonu jsou v činnosti pohyby pánevní i pohyby po zlomech. Pánevní pohyby dokazuje narůstání mocností pelitů směrem do nitra pánve. Zlomy studiensko-lábské jsou činné současně se zlomem lakšárským. Za pokračování zlomů studienských jsou považovány zlomy kovalovské a pokračování zlomů lábských se rovněž předpokládá na vysoké lakšárské kře (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959).

Hlubinným průzkumem však bylo prokázáno, že zlomy studienské a pravděpodobně i lábské na elevaci vyklíňují a napojení těchto zlomů na zlom lakšárský nebylo zjištěno. Tato skutečnost je v prostoru elevace vysvětlitelná kombinací a skládáním různosměrných pohybů po zlomu lakšárském a po zlomech lábsko-studienských. Z porovnání amplitud těchto zlomů je vidět, že při stejném stáří zlomů má lakšárský zlom mnohem větší amplitudu, která se vlivem poklesu zohorsko-plavecké deprese ještě dále zvětšuje ve směru jv. do sološnické deprese. Uvažujeme-li intenzivnější pohyb vysokých ker studienských zlomů v blízkosti zlomu lakšárského, je zřejmé, že studiensko-lábské zlomy zde musí nutně vyklínit. Zlomy lábské mají menší amplitudu a v blízkosti lakšárského zlomu jsou těžko sledovatelné.

Za těchto okolností jest třeba dodati k názoru o pokračování studienských zlomů ve zlomech kovalovských (T. B u d a y — V. Š p i č k a 1958, 1959), že svým založením jsou tyto zlomy pravděpodobně totožné, avšak vlivem intenzivnějších pohybů lakšárského zlomu nastává přerušování jejich souvislosti a stáčení lakšár-

ského systému do směru zlomů kovalovských. Je zřejmé, že pohyby těchto zlomů a jejich stáčení jsou v přímé souvislosti s poklesovými pohyby podloží, zvláště křídové deprese brezovské (B u d a y — Š p i č k a 1958, 1959).

V *pannonu* nastává nové oživení poklesů a dochází ke vzniku nových zlomů. Pro elevaci jest významný zlom závodský, který epigeneticky porušuje starší souvrství a podílí se na vzniku poloklenby u závodského zlomu. Činnost lakšárského zlomu se projevuje zvýšenou intenzitou poklesů, na nichž se podílejí i okrajové zlomy v sološnické depresi. Pontské sladkovodní jezero ze zohorsko-plaveckého příkopu se rozšiřuje podél lakšárského zlomu až k vrcholům struktury.

Závěr

Geologické zhodnocení vrtů na základě vrtních jader, výzkumu mikrofauny a karotážního měření přineslo mimo praktických výsledků též nová geologická zjištění.

Byly poznány mocnosti jednotlivých neogenních stupňů, budujících strukturu, jejich lithologie a obsah mikrofauny. Byla prozkoumána karpatská formace a zjištěna souvislost mezi jednotlivými pásmy lakšárské a studienské elevace. Nově byly vymezeny hranice tortonu a zjištěno lagunární souvrství mezi spodním a svrchním tortonem.

Podrobně byla prozkoumána stavba elevační struktury, zjištěn průběh zlomových systémů a jejich vztah k detailní stavbě struktury. Byl osvětlen vztah mezi jednotlivými zlomovými systémy. Na základě těchto zjištění jest podán obraz paleogeografického a tektonického vývoje struktury.

*Československé naftové doly,
Malacky*

LITERATURA

- [1] Bílek K., 1961: Výpočet zásob nafty a plynu ložiska Studienka. Rukopis; Archiv ČND Malacky, Hodonín. — [2] B u d a y T. — Š p i č k a V., 1958: Geologická stavba a naftonadéjnost širšího okolí lakšárské elevace. Rukopis; Archiv ČND, Malacky, Hodonín. — [3] B u d a y T. — Š p i č k a V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV, Praha. — [4] B u d a y T., 1956: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1955, Praha. — [5] B u d a y T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu Malých Karpat a Pováží. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1956, Praha. — [6] B u d a y T. — Č i c h a I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [7] B u d a y T. — Š p i č k a V., 1960: Příspěvek k řešení stratigrafické příslušnosti lábských ostrakodových vrstev a k paleogeografii helvetu Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, XXXV, Praha. — [8] Č í l e k V., 1955: Dílčí závěrečná zpráva o strukturním průzkumu v širokém okolí Lakšárské Nové Vsi. Rukopis; zpráva ČND-GP Brno; Geofond, Praha. — [9] Č í l e k V., 1956: Zpráva o geologii neogénu

v širokém okolí Lakšárské Nové Vsi. Rukopis; zpráva ČND Hodonín; Geofond Praha. — [10] Ibrmajer I., a kol., 1955: Komplexní zpracování geofysikálních materiálů Vídeňské pánve I. Zpráva VÚN Brno, Geofond Praha. — [11] Ibrmajer I. a spol., 1956: Komplexní zpracování geofysikálních materiálů Vídeňské pánve II. Rukopis; zpráva VÚN Brno, Geofond, Praha. — [12] Špička V., 1961: Zhodnocení perspektiv dalšího průzkumu na elevačních strukturách Studienka a Závod. Rukopis; Archiv ČND Malacky, Hodonín. — [13] Zapletalová I., 1959: Zpráva o mikropaleontologickém zpracování pionýrského vrtu Lakšárská Nová Ves-1. Rukopis; Archiv ČND, Malacky, Hodonín.

KAMIL BILEK

GEOLOGISCHER BAU DER ELEVATION VON STUDIENKA

Durch Tiefbohrungen bei der Gemeinde Studienka, NO von Malacky im slowakischen Teil des Wiener Beckens wurde der geologische Bau des Neogen bis zum Liegenden durchforscht. Neogen ist aus Ablagerungen Unterburdigals, der Karpatischen Formation, Torton, Sarmats, Pannons und des Pont gebaut. *Unterburdigal*, etwa 50 m mächtig, ist in Fazies karbonatischer Konglomerate entwickelt, während an der Basis der cca 1650 m mächtigen *Karpatischen Formation* Konglomerate in ähnlicher Entwicklung wie auf der Hochscholle bei Lakšárska Nová Ves anwesend sind. Die erste Zone ist etwa 650 m, die zweite Zone 350 m mächtig und stimmt mit der Hochscholle überein. Die dritte Zone, deren oberste Lagen fehlen, ebenso wie die ganze vierte Zone, ist auch der Mikrofauna und Sanden nach ähnlich wie auf der Hochscholle, doch in den Peliten treten häufig bunte rotbraune fleckige Tone auf. Mikrofauna ist nur selten anwesend, ja manche Lagen der Schichtfolge sind fossilfrei.

Im *Untertorton* sind zwei lithologisch und faunistisch unterschiedliche Teile. Der untere Teil, etwa 200 m mächtig ist durch Schichtfolge von Mergeltonen mit Mikrofauna der unteren, höher dann auch der oberen Lagenidenzone vertreten. Den höheren Teil bilden bunte Tone mit Sanden und versetzten älteren Mikrofauna. An der Basis des etwa 600 m mächtigen *Obertorton*s kommt transgressiver Sand von Láb vor; dann setzen faunistische Zonen in normaler Entwicklung ein.

Im 250–280 m mächtigen *Sarmat* besitzt die Zone mit *Nonion granosum* (O r b.) die grösste Mächtigkeit (150 m).

Über dem *Pannon* mit faunistischen B–F-Zonen (in gesamter Mächtigkeit von 500 m) ist beim Bruch von Lakšár in Richtung zur Sološnica-Depression eine Schichtfolge bunter Tone und Schotter entwickelt, die zum Pont gestellt wird (vorher Oberpannon nach T. Buday – V. Špička, 1958, 1959).

Der Bau Neogens wird durch eine Reihe von Brüchen gestört, die zu drei verschiedenen Systemen (nach Richtung und Alter) gehören, und zwar:

1. *Bruchsystem von Studienka–Láb*. Dazu gehören die SW–NO Brüche mit Neigung nach N, und zwar die Studienka-Brüche mit der Neigung nach W bis NW, weiter Brüche von Láb mit entgegengesetzter Neigung. Als gemeinsames Merkmal aller dieser Brüche erscheint die Reduzierung der Amplituden in Richtung zum Lakšár-Bruch und deren Auslöschen. Der grösste dieser Brüche, der westliche Studienka-Bruch weist einen über 100 m hohen Sprung. Allerdings hat man seine Fortsetzung im Nordteil der Elevation und Bindung an die Lakšárer Brüche nicht feststellen können.

2. *Bruchsystem von Lakšár* ist nach SO–NW gerichtet und zum Beckenzentrum geneigt. In NW Fortsetzung verzeichnet dieses System die Tendenz sich nach Norden zu biegen. Der Lakšárer Hauptbruch weist eine Amplitude von etwa 1400 m. Beide bisher erwähnte Systeme sind tortonischen Alters.

3. *Die pannonischen Brüche* halten selten die Richtungen beider vorher erwähnten Systeme

ein und stören epigenetisch die älteren Schichtfolgen und Brüche. Zu den wichtigsten dieser Störungen gehört der Bruch von Závod, an den die Halbwölbung der Elevation gebunden ist.

Die eigentliche Elevation als Ganzes stellt eine verlängerte Wölbung dar, die die Richtung der Láb—Studienka-Brüche einnimmt. Unter dem Einfluss dieser drei Bruchsysteme zerfällt sie in drei teilweise Halbwölbungen, von denen die am NO an den Lakšárer Bruch, die mittlere an den Závod-Bruch und die in SO an die Brüche von Studienka gebunden sind.

Die paläogeographische und tektonische Entwicklung der breiteren Umgebung wurde bereits von T. Buday — V. Špička (1958, 1959) übermittelt. Bei Tiefbohrungen wurde das Fehlen der höchsten Lagen der dritten Zone und die ganze vierte Zone der Karpatischen Formation festgestellt. Schichtfolge bunter Pelite mit Sandlagen im Liegenden des faunistisch erwiesenen Untertorton halten wir auf Grund der Mikrofauna und des Vergleichs mit der Bohrung LNV-1 auf der Hochscholle für dritte Zone der Karpatischen Formation. Für ihre Eingliederung zum Untertorton (T. Buday — V. Špička 1958, 1959, 1960) finden wir keine überzeugende Beweise.

In höheren Horizonten des Untertorton ist eine etwa 120 m mächtige, bunte, faunenarme bis faunenfreie Schichtfolge entwickelt; wir halten sie für lagunare Ablagerungen, die gegen Ende des Untertorton in dem gesunkenen Raum beim Bruch von Lakšár abgesetzt wurden.

*Tschlow. Erdölbergwerke,
Malacky*

JÁN SLÁVIK

RYOLITOVÝ TUF Z LOKALITY ORESKÉ A JEHO VYUŽITIE V KERAMIKE

V posledných rokoch vidíme stály trend k využívaniu nových netradičných surovín v rôznych odvetviach národného hospodárstva. Prieskumom ložiska Oreské sa potvrdila možnosť využitia ryolitového tufu ako tavidla pri výrobe niektorých druhov keramického tovaru. Ložisko leží v katastri obce Oreské, asi na polovici spojnice Oreské—Tarnava n/Lab., asi 1 km od samoty Mahlmühle a prechádza na povrch v eróznej ryhe občasného vodného toku, na západnom úpätí pohoria Vihorlat, v severných výbežkoch Potiskej nížiny asi 1 km východne. Nadmorská výška terénu sa pohybuje okolo 200 m.

Širšie okolie ložiska budujú horniny mezozoika až pliocénu. Mezozoikum vytvára výrazný chrbát Krivošanského pohoria, ktorý sa medzi obcami Oreské a Porubka ponára pod vulkanity Vihorlatu. Zastupuje subtatranské a vysokotatranské série so stratigrafickým rozpätím trias až alb (Leško 1953). Paleogén nevystupuje na povrch a bol zachytený vrtnými prácami asi 3,5 km JV od ložiska v oblasti Vinného, vo forme konglomerátov a bridlíc centrálnokarpatského flyša, patriacich asi eocénu. Spodný miocén sa v blízkosti ložiska nevyskytuje; burdigal bol zistený v oblasti Modrej nad Cirochou a helvét SZ od ložiska v oblasti Strážskeho. Bezprostredné okolie ložiska tvorí tortón. Hlbším podložím ložiska snád sú sedimenty tzv. lagenidovej zóny, začleňované do spodného tortónu. Nad nimi leží vrchný tortón, rozdeľovaný do troch zón: spodná zóna aglutinovaných foraminifer; stredná zóna — bolivino-buliminová; vrchná — rotálievá zóna.

Podľa Janáčka (1959) tufy a tufity kyslých vulkanitov sa nachádzajú v spodnej zóne. Sedimentárny sarmat sa na stavbe ložiska nezúčastňuje. Nachádzame ho iba južnejšie a JV od ložiska. Vulkanický sarmat (spodný pliocén?) vytvára hlavnú masu vulkanitov Vihorlatu, ktoré susedia na východe s ložiskovou oblasťou. Sedimentárny pliocén vystupuje južne od ložiska; kvartér zastupujú iba rozsypy.

Stratigrafické začlenenie ložiskovej oblasti sa opiera o mikropaleontologické analýzy, ktoré vyhotovila dr. Gašparíková. Väčšina odobratých vzoriek poskytla veľmi chudobné asociácie, ktoré prevažne pôsobia dojemom preplavených foriem. Vystupujú v nich zakrpatené foraminifery, ako *Globorotalia* cf. *scitula* Brady, *Globigerina* cf. *bulloides* Orb., *Cibicides* cf. *pseudoungerianus* Cush., *Gyroïdina* cf. *soldanii*, *Robulus inornatus*. K nim pristupujú niektoré druhy rodov: *Nonion*, *Elphidium*, *Dentalina*, *Rotalia* a pod. Hojné sú úlomky ihlíc, húb, raxy a pod. Ide teda o bežné druhy vrchnotortónskych sedimentov, ako ich poznáme z oblasti Zbudze (Gašparíková 1963).

Zaujímavá bohatá asociácia s dokonale vyvinutými formami sa zistila vo vrte O-1 v hĺbke 10–25 m v nadloží ložiskového telesa, s druhmi: *Pullenia miocenica* Kleinpel, *Globorotalia scitula* Brady, *Globigerina bulloides* Orb., *Bulmina elongata* Orb., *Dentalina acuminata* Rss., *Orbulina saturalis* Boone-man, *Elphidium* cf. *flexuosum* Orb., *Globigerinoides triloba* Rss., *Nonion pompilioides* Ficht. & Moll., *Rotalia beccarii* L., *Cassidulina* sp., *Bolivina* cf. *dilatata* Rss., *Nonion commune* Orb., *Cibicides lobatulus* Walk. & Jak., *Lagena* cf. *hispida* Rss., *Uvigerina* cf. *acuminata* Hosius, *Bolivina hebes* Mach., *Dentalina* cf. *fenicostata* Cush., & Benn., *Robulus inornatus* Orb. Asociácia je zrejme vrchnotortónska, ale začleniť ju do určitého obzoru je obtiažné, pretože sa vymyká z rámca doteraz známych východoslovenských asociácií. Podľa Gašparíkovej ide najskôr o spodnú zónu vrchného tortónu. Podložie ložiska tvoria morske sivé, až sivozelené, hrdzavoškvrnité, slienité íly s piesčitou prímiesou. V nich sa nachádzajú lavice pieskovcov. Slienité íly často majú preplástky aleuritov a pieskov na vrstevných plochách. Aj v nadloží ložiska sú morske slienité íly, ílovité piesky hrdzavej farby a ojedinele lavice vápnitých pieskovcov. V blízkom nadloží ložiska nasadzuje šošovkovité asi 1 m mocná poloha bentonitov.

Celý tortónsky komplex je porušený typickou poklesovou tektonikou. Jeden zlom bol zachytený priamo prieskumnými prácami. Ide o pokles SV–JZ smeru, ktorý „zhodil“ východné krídlo ložiska. Poklesová tektonika sa prejavila aj úklonom celého tortónskeho komplexu. Úklon sedimentov je 30° k juhu.

Vlastné ložisko tvorí *ryolitový vulkanický popol*, vystupujúci na povrch v smernej dĺžke asi 300 m. Po úklone bolo ložisko overené do vzdialenosti asi 150 m o mocnosti 30–34 m.

Petrograficko-mineralogický popis suroviny. Surovinu predstavuje svetlosivý (takmer biely) materiál, v čerstvom stave kompaktný. Po určitom čase vplyvom atmosferických podmienok (niekoľko dní) sa hornina rozpadá na jemnozrnnú múčku, charakteru jemnozrnného ľahkého piesku.

Mikroskopický charakter. Štruktúra horniny je vitroklastická, bez známok

usmernenia. Kryštaloklasty sa vyskytujú len zriedka a ich podiel sa pohybuje okolo 3–4 %.

Sko tvorí asi 96–97 % objemových percent horniny. Štruktúra skla je typicky pemzovitá s fluidálne usporiadanými trubičkovitými dutinami. Ojedinele pozorovať aj vezikulárne štruktúry. Index lomu skla činí 1,495 pri meraní na refraktometri Meopta pri 10 °C, za použitia polychromatického svetla.

Ojedinelé kryštaloklasty, pokiaľ boli v hornine pozorované, majú takýto charakter (sled podľa hojnosti výskytu):

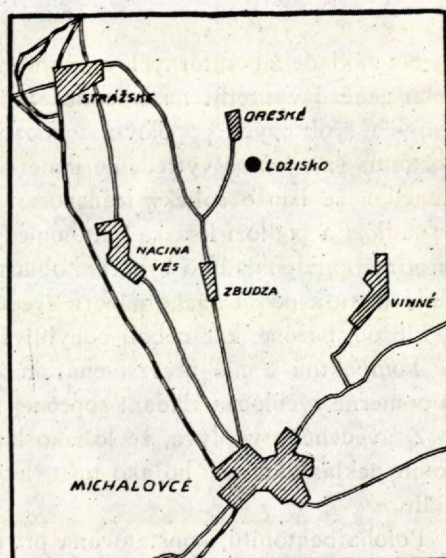
Plagioklasy sú vyvinuté s miestnymi stopami magmatického otavenia. Veľkosť kryštaloklastov nepresahuje 0,2 mm. Plagioklasy sú číre a nepozorovať na nich hypergénne vplyvy. Najčastejšie sú prítomné albiticky lamelované úlomky plagioklasov. Podľa uhlu zhášania v symetrickej zóne ide o andezín. Kremeň vytvára drobné nepravidelné zrnká, občas magmaticky natavené. Keďže sme nepozorovali undulózne zhášanie zrn, možno ho považovať za vulkanický kremeň.

Ťažká frakcia (oddelená v bromoforme) tvorí len 0,02 % z celkovej váhy horniny. Najhojnejším minerálom je titanomagnetit, vyskytujúci sa v podobe kryštálikov, asi 0,2 mm veľkých. Niektoré zrná sú idiomorfne. Rudný minerál vytvára asi 90 % objemu ťažkej frakcie. Zirkón vytvára dokonale idiomorfne kryštáliky s typickou morfológiou pretiahnutých prízíem, zakončených na oboch koncoch základnou pyramídou. Biotit nachádza sa v podobe zriedkavých drobných šupín, sčasti vybielených. Apatit bol pozorovaný vzácné.

(Vzorky sú uložené na Geologickom prieskume, n. p. Žilina pod číslami: Oe Šc-1, Oe Šc-1 a, Oe Šc II, Oe Šc-II a.) Chemické analýzy vyhotovilo chemické laboratórium GP, Spišská Nová Ves. Chemické analýzy priemerových vzoriek z prieskumných šachtíc Šc-1 a Šc-2 priniesli tieto hodnoty:

	Šc-1	Šc-II
SiO ₂	67,31	67,81
Al ₂ O ₃	12,94	13,38
Fe ₂ O ₃	2,27	1,56
TiO ₂	0,24	0,27
CaO	2,14	1,85
MgO	0,39	0,42
K ₂ O	2,81	2,98
Na ₂ O	1,94	2,10
str. žih.	7,95	7,69

Z chemických analýz vyplýva, že hornina je veľmi blízka zloženiu ryolitov. Chemické analýzy potvrdzujú výsledky mineralogických rozborov o homogenite suroviny. Určité rozdiely sa prejavili pri technologických skúškach suroviny:



Uvedieme aspoň najcharakteristickejšie skúšky:

Druh skúšky	Šc I	Šc II
rozrábacia voda	44,4 %	42,3 %
zmraštenie sušením	0,75 %	3,24 %
celkové zmraštenie pálením		
na 1050 °	16,31 %	18,25 %
na 1150	20,61 %	def.
zvyšok na site 006	43,98 %	19,16 %
váhová nasiakavosť pri 1050 °	13,59 %	4,37 %
pri 1150 °C	1,52 %	0,37 %
strata na váhe pálením		
pri 1050 °C	7,20 %	7,77 %
pri 1150 °C	7,02 %	7,31 %
objemová váha	1,844 t/m ³	1,99 t/m ³

Analyzovalo: laboratórium Keramických závodov Michalovce-Biela Hora. Tieto skúšky vykazujú v niektorých parametroch výrazné rozdiely, zapríčinené rozdielmi v zrnitosti pre sito 006.

Výsledky skúšok použitia suroviny v zmesi boli v oboch prípadoch priaznivé a potvrdili nielen laboratórne, ale aj v prevádzke, že tuf z Oreského možno používať ako tavnú prímes do keramických zmesí, ktoré si nevyžadujú bielu vypalovaciu farbu. Farba suroviny po vypálení je totiž kakaovohnedá. Homogenitu suroviny potvrdili aj DTA analýzy horniny, ktoré nevykázali žiadne väčšie výchylky; len na vzorkách do hĺbky 5 m boli pozorovateľné malé výchylky, potvrdzujúce veľmi slabé montmorilonitické zvetrávanie. Túto skutočnosť potvrdili aj rtg. snímky suroviny.

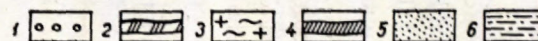
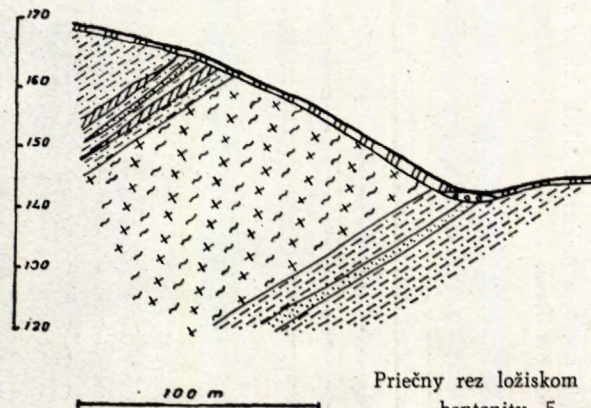
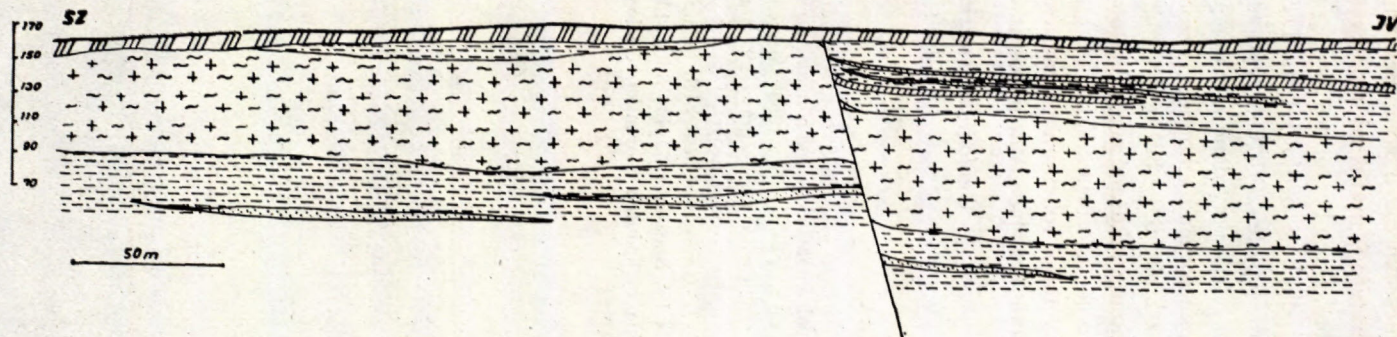
Genéza ložiska

Na základe laboratórnych výskumov a terénneho štúdia vlastností ložiska možno jeho genézu vysvetliť nasledovne: Ložisko vzniklo ukladaním eolicky transportovaných ryolitových popolovín v morskom vodnom bazéne na počiatku vrchného tortónu. (a) Jemné vytredenie materiálu do úzkeho granulometrického rámca naznačuje, že išlo o eolický transport; (b) prítomnosť planktonických foraminifer v nadloží a podloží ložiska i litologický charakter sedimentov v podloží a nadloží, protirečí predpokladu o vynorení oblasti v čase ukladania popolovín; (c) nevrstvenatá textúra podľa nášho názoru svedčí o tom, že ukladanie popolovín prebiehalo v hlbšom bazéne, kde neboli pohyblivé vody; (d) skutočnosť, že ložisková poloha je kompaktná a nie prevrstvená preplástkami sedimentárneho materiálu, svedčí o pomerne rýchлом ukladaní sopečnej popoloviny.

Z uvedeného vyplýva, že ložisko bolo uložené do vodného prostredia. Napriek tomu neklasifikujeme ho ako tufit, lebo neobsahuje prímes sedimentárneho materiálu.

Poloha bentonitu, konštatovaná pri prieskume tufov nemá pre svoj malý rozsah

Pozdĺžny rez ložiskom Oreské:



Priečny rez ložiskom Oreské: 1 — alúvium, 2 — deluviálne hliny, 3 — ryolitový tuf, 4 — bentonity, 5 — pieskovce, 6 — slienité íly (3—6 bazálna časť vrchného tortónu)

ekonomický význam; uvediem však aspoň niekoľko dát o ňom. Bentonit vytvára šošovkovite prerušený sloj v nadloží ložiska tufov, uprostred morských vrchno-tortónskych sedimentov. Jeho pozícia je obdobná ako u bentonitového sloja z oblasti Nižného Hrabovca. Mocnosť bentonitov sa pohybuje okolo 1,1 m. DTA krivky sú charakteristické zdvojením endotermie pri teplote 200 °C s výraznou endotermnou výchylkou pri 680 °C. DTA výsledky boli potvrdené aj röntgenologicky. Vzorky bentonitu vykazovali výnimočne vysokú sorpčnú schopnosť: vzorky z vrtu Oe-2 z hĺbky 4,0–5,4 m 55 mekv/100 gr; z hĺbky 6,9–8,0 m 63 mekv/100 gr.

Ryolitové tufy z Oreského boli s úspechom vyskúšané ako keramická tavná prímes pre výrobky s farebným črepom. Je to upozornením, že vyhľadávaním variet s nižším obsahom Fe by bolo možné v našej rozvinutej keramickej výrobe aspoň čiastočne zlepšiť situáciu spôsobenú stále naliehajúcim nedostatkom živca.

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

*Geologický prieskum, n. p.
Žilina*

LITERATÚRA

- [1] Gašparíková V., 1960: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vzoriek z lokality Oreské. Rukopis; Archív GP Žilina. — [2] Gašparíková V., 1963: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza na vých. Slovensku. Geol. práce, Zprávy 29, Bratislava. — [3] Janáček J., 1959: Geologie a tektonika východoslovenské neogenní pánve. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [4] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geologický sborník IV, Bratislava. — [5] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava.

BLAHOSLAV ČÍČEL—DIONÝZ VASS

MINERALOGICKO-CHEMICKÉ A GEOLOGICKÉ ZHODNOTENIE TERIGÉNNEJ FORMÁCIE NA BÁZE TERCIÉRU IPELSKEJ KOTLINY

Štruktúrny vrt VV-1, hĺbený r. 1961 pri obci Seľany (okres Lučenec) navráťal pod akvitánom a na kryštalickej bridliciach 38 m mocné terigénne súvrstvie pieskov, piesčitých a pestrých ílov. Kontinentálne sedimenty v podobnej stratigrafickej polohe neboli z juhoslovenského terciéru doposiaľ známe. Preto sme venovali tomuto súvrstviu, menovite ílom, zvýšenú pozornosť.

Litologický profil predmetného súvrstvia je nasledovný:

- 328—329 m pestrý sivomodrý (slabo slienitý) a žltohnedý (neslienitý), jemne sľudnatý, aleuritický íl,
- 330 m modrosivý aleuritický íl,
- 333 m modrosivý masťný íl,
- 336 m modrosivý aleuritický íl, hnedoškvritný,
- 337 m žltohnedý piesčitý íl s valúnmi kremeňa a kremenca,
- 338 m modrosivý, slabo aleuritický íl,
- 341 m dtto s hnedými škvrnami,
- 343 m pestrý ružový, modrosivý a žltohnedý aleuritický íl,
- 345 m sivomodrý, miestami hnedoškvritný alebo piesčitý masťný íl,
- 348 m sivý, slaboslienitý aleuritický íl,
- 363 m jemnozrnný piesčitý kal,
- 366 m hrubozrnný piesčitý kal.

Už makroskopicky je z vrtného jadra zrejmý kontinentálny pôvod vrstiev (pestré sfarbenie, masťný oter charakteristický pre kaolinity). Zvyšky fauny sa v ňom nenašli, úlomkov flóry je málo a sú neurčiteľné. Aj väčšina pelových analýz bola negatívna, až na vzorku z hĺbky 330—331 m, v ktorej B. Pacltová (1961 b) zistila nasledujúce pelové spektrum: *Polypod. marxheimensis* Mür-riger & Pflanzel, *Taxodium* sp., *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*, *Pinus* typ *Dyploxylon*, *Triporopollenites* div. sp., *Tricolporollenites cingulum* (R. Pot.) — cf. *Castanea* sp. a *Cupuliferae*, *Symplocaceae*, *Fungi*.

Mineralogicky a chemicky sme podrobne študovali 10 vzoriek z ílov, resp.

z piesčitých ílov; na štúdium sme použili separovanú ílovú frakciu, na dispergovanie vzoriek prísadu malého množstva KCl; v tab. 1 sú výsledky chemických analýz (analyzoval R. Gavenda).

Chemizmus ílovej frakcie súvrstvia je vcelku monotónny. Jedinou odchýlkou je zmena obsahu Fe_2O_3 , v hĺbkach 334, 341 a 342 m (obr. 1). Chemizmus vzoriek bol do istej miery ovplyvnený tým, že v prírodných vzorkách je vo funkcii vymeniteľného katiónu hlavne Ca^{2+} , ktorý pri separácii ílovej frakcie bol vymenený za K^+ .

Krivky DTA študovaných vzoriek (obr. 2) ukazujú prítomnosť kaolinitu a hydrátov Fe_2O_3 (goetitu); v zásade sa zhodujú s krivkami kaolinitov z oblasti Romhány (MLR; Varjú 1959). Z tvaru exotermnej reakcie (oblasť teplôt 950–1058 °C) badať, že v súvrství sedimentovali kaolinity s rôznym, dosť rozdielnym stupňom perfektnosti mriežky. Kaolinity s homolovitou exotermnou výchýlkou sú skôr fireclayového typu, podobné kaolinitom z okolia Poltára. Ostrá odchýlka spôsobená exotermnou reakciou je známkou lepšie stavanej štruktúrnej mriežky kaolinitického materiálu. Typické homolovité tvary vidíme u vzoriek z hĺbok 328, 334 a 341 m. Najdokonalejšiu mriežku majú vzorky z hĺbok 337 a 347. Postupné zmeny stálosti mriežky ukladaneho materiálu ukazujú na pokles od bázy smerom hore až ku vzorkám z hĺbok 342 a 341 m, ďalej narastanie dokonalosti mriežky k druhému maximu v hĺbke 337 m a opätovný pokles až k vrchným polohám ílov.

Krivky VTA ukazujú zhodu s priebehom kriviek DTA a s výsledkami strát sušením a výpalom do 900 °C udaným v chemických analýzach.

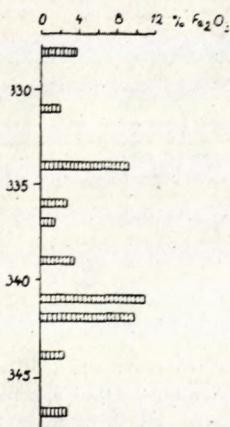
Orientované preparáty vzoriek sme použili pre röntgenovú analýzu, pri žiarení $\text{Fe K}\alpha$, 20 kV, 22 mA. Snímkovali sme na röntgenovom goniometri GON 03 (Chirana np.), $1^\circ \cdot \text{min}^{-1}$, clonka 30'' a 5'', časová konštanta 8 sek. Na obr. 3 sú difrakčné záznamy vzoriek z hĺbok 347, 337 a 331 m. Vo vzorkách sa zistil kaolinit (čiara 7,1–7,2 Å a 3,56–3,57 Å), ilit (čiary 10 Å), 4,98–5,00 Å, 3,33–3,34 Å), goetit (4,12–4,15 Å). Pravdepodobná je prítomnosť zmiešaných štruktúr. Vo vzorke z hĺbky 331 m bola zistená čiara 25 Å a 12,3 Å, ďalej vo vzorke z hĺbky 334 m čiara 21 Å a z hĺbky 341 m čiara 13,8 Å. Otázka riešenia druhu zmiešaných štruktúr je mimo rámca tejto práce.

Vo vzorkách sme zisťovali prítomnosť voľného SiO_2 tak, že sme digerovali 4 hod. v 0,5 N NaOH; pripravili sme orientovaný preparát a zisťovali sme zmenu vzájomného pomeru intenzít čiar 3,57 a 3,33 Å. Je zaujímavé, že intenzita čiar 3,33 Å vzrástla po digerácii absolútne i relatívne; to by nasvedčovalo na neprítomnosť voľného SiO_2 . 10 min. trvajúca digerácia vzoriek z hĺbok 334, 341 a 342 m stačila, aby z difrakčného obrazca zmizla čiara, 4,12–4,15 Å v dôsledku rozpustenia FeOOH v HCl 1:1.

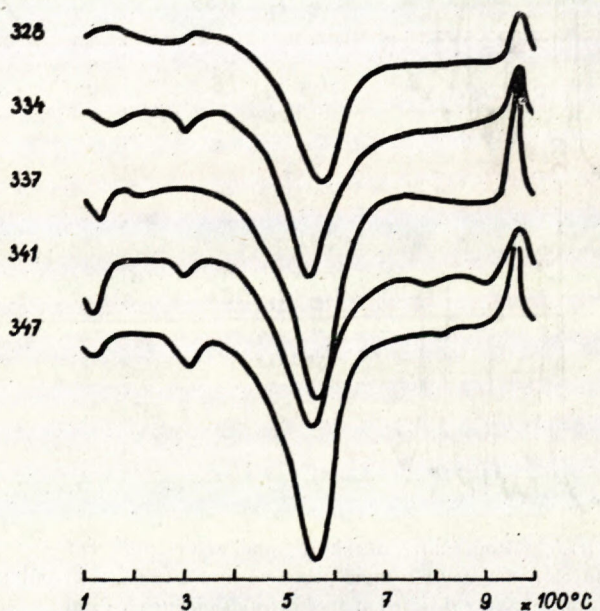
Za meradlo vzájomného pomeru ilitu a kaolinitu sme volili vzájomný pomer intenzít čiar (001) ilitu a (001) kaolinitu ($I_{10}:I_7$ Å) a čiar (002) kaolinitu a (003) ilitu ($I_{3,5}:I_{3,3}$ Å). Priemerné hodnoty troch meraní sú v tab. 2, grafické znázornenie na obr. 4. Z grafu vidno narastanie pomeru $I_{10}:I_7$ od bázy smerom hore. Pomer $I_{3,5}:I_{3,3}$ má opačnú tendenciu; to dokazuje, že obsah kaolinitického materiálu v profile klesá od bázy smerom hore. Opačnú tendenciu má ilit. Na obr. 4 je zachytený aj obsah K_2O , stanovený chemickou analýzou, má obdobnú tendenciu, zhodnú so zmenou mineralogického zloženia.

Tabulka 1.

Zložka	328 m	331 m	334 m	336 m	337 m	339 m	341 m	342 m	344 m	347 m
SiO ₂	45,18	47,59	40,27	43,70	45,62	45,01	41,74	42,01	44,93	44,10
Al ₂ O ₃	32,83	32,05	30,59	34,49	34,43	32,08	28,34	29,04	33,96	34,38
Fe ₂ O ₃	3,93	2,04	9,26	2,70	1,44	3,74	10,91	9,70	2,64	2,73
TiO ₂	1,55	1,69	1,03	,89	,94	,89	1,59	1,46	,99	,93
P ₂ O ₅	,03	,02	,03	,03	,04	,06	st	,02	,03	st
FeO	,61	,49	,68	,62	,50	,58	,67	,99	,51	,54
MnO	,11	,11	,11	,09	,06	,08	,16	,07	,08	,07
CaO	,81	,53	,60	,61	,53	,56	,56	,67	,70	,60
MgO	1,52	1,36	1,09	,98	,94	1,01	1,07	,91	,95	,84
K ₂ O	3,64	4,17	3,45	3,31	3,07	4,37	3,19	3,23	3,24	2,34
Na ₂ O	,33	,37	,30	,28	,23	,36	,23	,38	,27	,26
suš. do 100 °C	,64	,62	1,31	1,27	1,07	1,53	1,18	1,07	,92	1,16
do 900 °C	8,63	8,92	10,14	10,78	10,69	9,48	10,16	10,31	10,63	11,72
suma	99,81	99,96	99,85	99,75	99,56	99,75	99,80	99,86	99,85	99,67

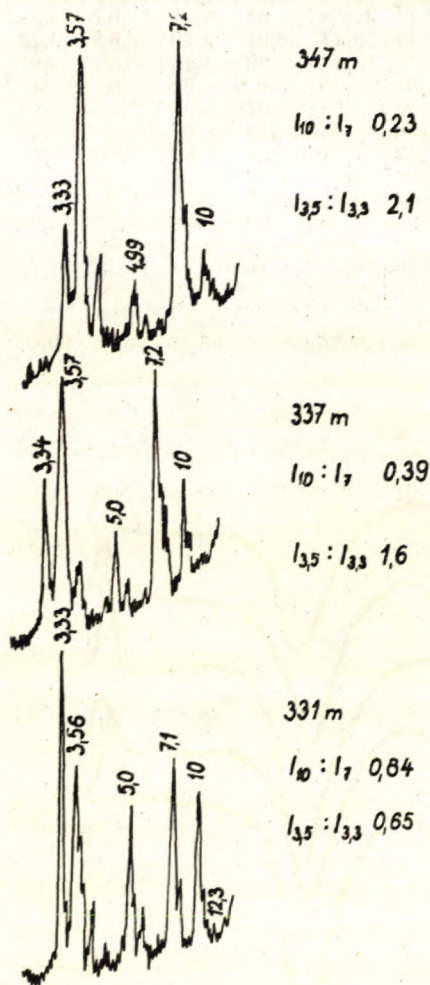


Obr. 1. Zmeny v obsahu Fe₂O₃ v íloch v závislosti na hĺbke. Changes in Fe₂O₃ content of clays as a function of depth

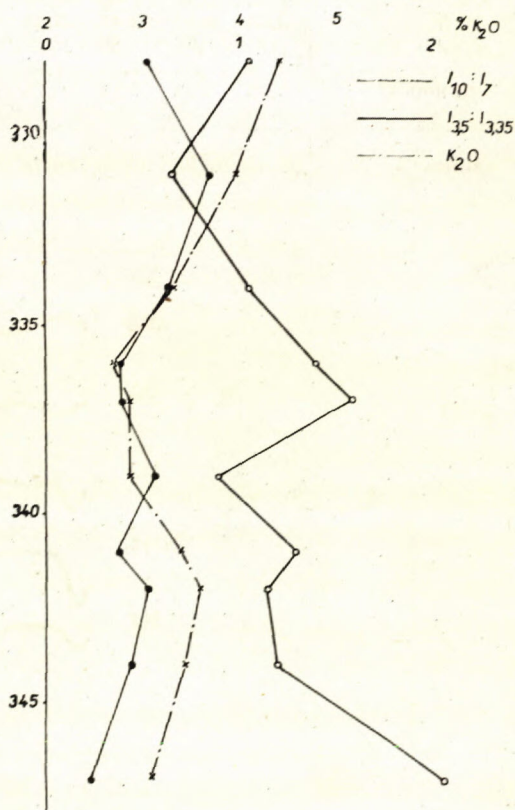


Obr. 2. Krivka DTA, študovaných ílov. DTA curves of clays

Pred geologickou interpretáciou výsledkov mineralogických a chemických analýz ílov, musíme si uvedomiť stratigrafickú a paleogeografickú pozíciu terigénnej formácie, ktorá vyplýva z doterajších geologických výskumov Ipeľskej kotliny a južného Slovenska vôbec. Študované terigénne vrstvy ležia priamo na kryštalických bridliciach a predstavujú lokálny vývoj na báze terciéru Ipeľskej kotliny.



Obr. 3. Röntgenové difrakčné snímky orientovaných preparátov s rôznym pomerom illitu a kaolinitu. — X-ray diffraction spectrograms of oriented aggregates with various illite to kaolinite ratio



Obr. 4. Zmeny pomeru intenzít difrakčných čiar 001 illitu a kaolinitu, 002 kaolinitu a 003 illitu, zmeny v kapacite výmeny iónov a v obsahu K₂O v závislosti na hĺbke. — Changes of basal reflections intensity ratio of 001 illite and those of kaolinite, 002 of kaolinite and 003 of illite, changes of BEC and K₂O content as a function of depth.

Počas ich vzniku a predtým postihla územie južného Slovenska dlhotrvajúca denudácia. V oligocéne — v rupeli začína Ipeľská kotlina klesať, z juhu alebo JV transgreduje more a zasahuje až do okolia Bušínec (Slavíková (1958) a Balašských Ďarmot (Majzon 1942), kde sa terigénna formácia nezistila. Na úpätiach plochej šahianskej elevácie, ktorá zohrala v treťohorách na južnom Slovensku dôležitú paleogeografickú úlohu (Vass — Tomášek 1963), vznikali jazerá, do ktorých bol splavovaný materiál zvetralín zo súše, predovšetkým zo šahianskej elevácie. Usadeniny takéhoto jazera predstavujú aj predmetné terigénne vrstvy.

Z chemických a mineralogických analýz ílov vyplývajú tieto geologicky zaujímavé fakty: 1. monotónne mineralogická zloženie ílov (kaolinit, ilit); 2. od dola nahor ubúda kaolinit a pribúda ilit; 3. zmeny charakteru mriežky kaolinického materiálu; 4. prítomnosť dvoch, hydrátmi kyslíčnika železitého impregnovaných horizontov.

Pokúsime sa použiť tieto zistenia pre bližšie určenie genézy ílov a niektorých paleogeografických záverov.

Kaolinity, ktoré majú v spodnejších polohách ílov prevahu nad ilitmi, dokazujú kontinentálny pôvod ílov (čo potvrdzuje aj neprítomnosť morskej fauny). Podmienky vzniku kaolinitu v prírode sú pomerne dobre známe. Jestvovanie podobných podmienok vo vnútrokarpatskom priestore môžeme predpokladať pre obdobie rupelu, resp. pre začiatok akvitánu (chat = akvitán; Senes 1960), kedy dochádza v tejto oblasti k masovému vzniku kaolinitov. Kaolinické íly uvádza Senes (1960) z bazálneho tzv. „pestrého uhľonosného súvrstvia“ rupelu Podunajskej nížiny (mineralogicky neboli preskúmané). Pri Romhányi v Maďarsku je ložisko kaolinických ohňovzdorných ílov (Varjú 1959), ktoré síce maďarskí geológovia považujú za latorf bez paleontologických dôkazov, ale paleogeografická rekonštrukcia oligocénu vnútrokarpatskej oblasti svedčí skôr pre rupelský, alebo latorf-rupelský vek. K tejto skupine môžeme zaradiť aj náš nový výskyt kaolinitov pri Selanoch.

Obr. 5. Schematický stratigraficko-litologický profil vrtu VV-1. 1 — veporidné kryštalínium (366—408 m), 2 — terigénna formácia s kaolinickými ílmi (rupel-akvitán) (328—366), 3 — slienité alaurity, aleuritické íly, slienité piesky a pieskovce (akvitán) (111—328), 4 — íly s bridličnatou odlučnosťou — „nadložné“ (helvét s. s.) (70,5—111), 5 — stredno- až hrubozrnné piesky (rzhakiové piesky ?, helvét s. s.) (63—70,5), 6 — nevápnité piesky „mangánové“ (karpat) (28—63), 7 slienité aleurity a aleuritické hliny (karpat) (8,20—28), 8 — hliny a sutiny (kvartér) (0—8,20 m).



Tabuľka 2.

Pomer intenzít bazálnych reflexov kaolinitu a ilitu

Hĺbka	001 _{ilit} : 001 _{kaol}	002 _{kaol} : 003 _{ilit}
328	,52	1,05
331	,84	,65
334	,63	1,05
336	,38	1,40
337	,39	1,60
339	,57	,89
341	,37	1,30
342	,53	1,15
344	,44	1,20
347	,23	2,10

Ako je všeobecne známe, kaolinizácii pri zvetrávaní najľahšie podliehajú granitové a im chemicky, resp. mineralogicky príbuzné horniny. Podobné horniny sú vo veporidách v nízkotatranskej oblasti hojne zastúpené. Preto v Ipeľskej kotline, ktorej kryštallické podložie budujú JZ výbežky veporid (F u s á n 1961; V a s s — T o m á š e k 1963), nemožno vylúčiť prítomnosť týchto hornín, hoci na miestach, kde sa overovalo podložie neboli zistené. Nemožno ani vylúčiť, že znosová oblasť jazera, v ktorom íly sedimentovali, mohla byť aj väčšia než dnešná Ipeľská kotlina.

Chudobné peľové spektrá nám nedávajú žiadnu predstavu o podnebných pomeroch, za ktorých íly vznikali, resp. sedimentovali. Aktualizujúc dnešné pozorovania kaolinitického zvetrávania (G r i m 1953; K e l l e r 1958), môžeme do istej miery rekonštruovať paleoklimatické pomery. Ku kaolinitickému zvetrávaniu dochádza v podmienkach miernej až subtropickej klímy s hojnými, pravidelnými zrážkami, ktoré spolu s dobrým odvodňovaním umožňujú odnos alkálií a alkalických zemín. V tejto súvislosti treba pripomenúť skutočnosť, že v priestoroch tzv. panónskej panvy (panva stredného Dunaja) v období pred oligocénom prevládalo lateritické zvetrávanie (krieda, starší paleogén). V oligocéne toto zvetrávanie bolo nahradené kaolinitickým (ložiská kaolinitických ílov pri Romhányi a i.). Domnievame sa, že príčinu zmieneného javu treba vidieť okrem iného aj v celkovej zmene podnebia v strednej Európe. Podľa Snopkovej (osobné oznámenie) peľové spektrá z oligocénu naznačujú ochladenie klímy. Relatívne ochladenie predpokladá aj P a c l t o v á (1963) v akvitáne.

Z geologického hľadiska je veľmi zaujímavé konštatovanie mineralogickej zmeny ílov zdola nahor, t. j. ubúdanie kaolinitu a pribúdanie ilitu, čo mohlo byť spôsobené klimatickými alebo geomorfologickými činiteľmi.

Ak pripustíme vplyv zmeny podnebia, musíme predpokladať zmenu humídnej klímy na semiarídnu s občasnými zrážkami. Počas dlhších intervalov medzi dažďami dochádzalo k odparovaniu, koncentrácii iónov alkálií a alkalických zmiern

v spodných vodách, čo potláčalo kaolinitický charakter zvetrávania; ilitické zvetrávanie sa uplatňovalo v stále väčšom rozsahu. Klimatické zmeny mohli však dostatočne nahradiť zmeny geomorfologické. Peneplenizácia viedla k zhoršeniu odtoku zrážkových vôd. Pokles cirkulácie podzemných vôd viedol k narastaniu koncentrácie iónov Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , čo opäť viedlo k potlačeniu kaolinitického charakteru zvetrávania. Uplatnenie iného, geomorfologického činiteľa nemusí mať za následok priamo zmenu procesu zvetrávania. Stačilo rozšírenie znosovej oblasti do územia budovaného mezozoickýmiorskými pelitmi (minerologicky zväčša odpovedajú ilitom). Ich zvetraliny vďaka stabilnosti mriežky ilitu si zachovali zhruba svoje mineralogické zloženie aj po transporte a uložení v jazere, čím ovplyvnili mineralogické zloženie v jazere sedimentovaných pelitov. Prítomnosť mezozoických hornín v znosovej oblasti mladších vrstiev — akvitánskych — je doložená hojnosťou valúnov mezozoických vápencov v štrkových vrstvách akvitánu i prítomnosťou kriedových sporomorf v pelových spektrách akvitánskych vrstiev (P a c l t o v á 1963). Pochopiteľne existovali aj pred akvitánom, avšak ich podiel na zásobovaní sedimentačného bazénu jazera bol pôvodne obmedzený.

Zmeny stálosti kryštálovej mriežky kaolinitu sú viazané na vhodné podmienky zvetrávania. Zistili sme, že polohy, ktoré majú kaolinický minerál s lepšie kryštalizovanou mriežkou, sú súčasne, vzhľadom na celkovú tendenciu zmeny mineralogického zloženia v študovanom profile, obohatené kaolinitom. Predpokladáme, že z uvažovaných faktorov mali vplyv na kvalitu mriežky predovšetkým zmeny klímy. Je pravdepodobné, že geomorfologickí a paleogeografickí činitelia tohto ukazovateľa podstatne neovplyvnili.

V hĺbke 334, 341 a 342 m sa zistili polohy ílov s vysokým obsahom Fe_2O_3 , prítomného vo forme goetitú a rovnomerne rozptýleného ako jemný pigment. Prítomnosť Fe^{3+} môžeme vysvetliť zvetrávaním hornín z bližšej znosovej oblasti bohatých na Fe, alebo vplyvom transportového prostredia, ktoré malo redukčný charakter a k oxydácii $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ došlo v tomto období až v sedimentačnom bazéne. V ostatných obdobiach došlo k oxydácii a tým aj k vypadnutiu železa skôr. Obdobie zníženej stálosti mriežky kaolinitu a zvýšeného prínosu Fe do sedimentačného bazénu sa zhruba zhodujú.

Záver

Študované súvrstvie vzniklo v pobrežnom plytkom sladkovodnom jazere v rupele, resp. na začiatku akvitánu; je lokálnym bazálnym členom terciéru Ipeľskej kotliny. Jazero sa nachádzalo na úpätí šahianskej elevácie. Vzhľadom na masový výskyt kaolinitov v rupele až akvitáne v severnom Maďarsku a na južnom Slovensku predpokladáme v tomto období priaznivé klimatické podmienky pre kaolinitické zvetrávanie. Klíma bola subtropická až mierna s hojnými, pravidelnými

zrážkami, ktoré postupne ubúdali. Sedimentované pelity sú produktom zvetrávania kryštallických hornín z JZ pokračovania veporíd. K ich formovaniu mohli prispieť aj splavené ilitické horniny predterciérneho veku. Mineralogické zloženie produktov zvetrávania bolo dané vzájomným pôsobením dvoch diskutovaných činiteľov (klímy a geomorfológie); rozhodujúcu úlohu však zohrali zmeny klímy.

Záverom podotýkame, že po období priaznivom pre vznik kaolinitov (rupel — začiatok akvitánu) zavládli na južnom Slovensku v miocéne všeobecne pre tento proces nepriaznivé podmienky. Vo vrchnom burdigale a vo vrchnom tortóne more ustúpilo a juhoslovenská oblasť bola pevninou. Počas týchto kontinentálnych období zvetrávali predovšetkým vulkanické horniny a ich pyroklastiká ryolit-ryodacitového (hlavne vrchný burdigal, čiastočne tortón) a andezitového vulkanizmu (tortón), bohaté na obsah vulkanických skiel. Produktom ich zvetrávania bol predovšetkým montmorilonit. Kaolinitické zvetrávanie a masový vznik kaolinitov sa obnovil na južnom Slovensku až v pliocéne. Vtedy vďaka pokročilej denudácii, ktorá na väčších plochách odokryla kryštalinikum, vďaka priaznivým klimatickým podmienkam i jestvovaniu sladkovodných jazier, vznikali kaolinitické íly poltárskej formácie. Na východnom Slovensku sú ich genetickým a stratigrafickým ekvivalentom kaolinické íly košickej štrkovej formácie, ako ich na základe petlových spektier korelovala Pacltová (1961; Čechovič — Vass 1961).

Lektoroval inž. J. Slávik.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Čechovič V. — Vass D., 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny, Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [2] Fusán O., 1961: Entwicklung des Baues des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Geol. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [3] Grim R. E., 1953: Clay mineralogy. Mc Graw Hill Brook Co. N. York. — [4] Grim R. E., 1958: Concept of diagenesis in argillaceous sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 42. — [5] Majzon L., 1942: Neue Daten zur Kenntnis der Oligozänschichten der Gegend von Soshartyan und Szecsény. Jahresberichte d. kgl. ung. geol. Anst., Budapest. — [6] Pacltová B., 1961a: Palynologický výzkum neogénu v širšom okolí Košíc, Věstník ÚÚG, roč. 36, č. 3, Praha. — [7] Pacltová B., 1961b: Výročná zpráva o plánovaném stěžejním úkolu III-2-3 „Slovenský neogén“. Palynologický výzkum souvrství chatt-aquitán v modrokam. hnedouh. pánvi za rok 1961. Rukopis; Archiv Přírodoved. fak. KU, Praha. — [8] Pacltová B., 1963: Palynologický výzkum souvrství chat-aquitán v modrokam. hnedouh. pánvi. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [9] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [10] Slavíková K., 1958: Mikrofauna oligocenních sedimentů opěrné vrstvy (Bušince 1). Práce Ústavu pro naftový výzkum, publ. 41, Brno — [11] Varjú Gy., 1959: A Romhány-rög területén levő (Bánk-Petényi) tüzáloadyag — előfordulás. Az All. Földt. Int. Évi Jelent. 1955-56, Budapest. — [12] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeograf. a tect. vývoj záp. časti Juhoslov. uhoľ. panvy. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [13] Waever Ch. E., 1958: Geologic interpretation of argillaceous sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 42.

JÁN BURIAN

GEOLOGICKÁ STAVBA VULKANOGENNEHO KOMPLEXU JUŽNE OD SITNA

Úvod

V rokoch 1961—1962 pracoval som v oblasti stredoslovenských neovulkanitov v priestoroch južne od Sitna. Prvá etapa prác zahrňovala plochu medzi obcami Ilija—Anton—Prenčov a Beluj. Územie západnejšie od tohto štvoruholníka spracoval v tomže čase Kuthan a Brlaý. Predložený materiál je výsledkom výskumu prvej etapy a opiera sa najmä o terénne pozorovania preverené štruktúrno-mapovacími vrtmi a o príslušný laboratórny výskum.

V minulosti predmetné územie sčasti spracoval J. Szabó (1877—1887), geologická mapa ktorého (1:14.000) končí na V—Z čiare asi 1 km južne od Sitna. Geologický výskum oblasti potom dlhú dobu stagnoval a obnovil sa až po druhej svetovej vojne. Výsledky výskumov R. Lukáča (1954), E. Krista (1954), K. Karolusa (1954) a M. Čajkovej-Šimovej (1956) slúžia ako vhodný východiskový materiál pre ďalšiu výskumnú činnosť. Neskôr sa uvedené územie skúmalo v súvislosti so zostavením geologickej generálnej mapy (Karolus a kolektív — 1959), pričom sa zistil stratovulkanický štýl stavby, potvrdený aj hlbšími vrtnými prácami.

Študované územie sa nachádza južne od Banskej Štiavnice v priestore obcí Anton—Ilija—Beluj—Prenčov a predstavuje rozlohu cca 50 km². Má pomerne členitý reliéf s najvyšším bodom vrch Sitno (1009,1 m), Malé Sitno (775,6 m) a Biely Kameň (657,1 m). V južnej časti dosť impozantne vystupuje hrebeň Kráľovho vrchu (520,8 m), Kincelov (457,5 m) a Zlatý vrch (402,4 m). Najnižší bod je na juhu územia (282,0 m). Členitosť terénu podmieňuje intenzívna deštrukcia reliéfu, najmä erózna činnosť povrchových vôd, naväzujúca na hrasťovo-priekopovú stavbu komplexu pri poklesovej tendencii na juh.

Severo-južná tektonika, charakteristická pre celú banskoštiavnickú oblasť, v značnej miere ovplyvnila i priebeh dolín a hlavných tokov; najväčší z nich — Štiavnický potok rozdeľuje územie v strede a lemuje východný okraj skúmanej oblasti.

Dalej je tu potok Ilijský, Nemcov, Babí a Belujský, tečúce S—J až SZ—JV smerom. Okrem týchto, najmä v severnej i v južnej časti oblasti pretekajú ďalšie menšie potoky v smere SZZ—JVV až Z—V. Územím prechádza štátna cesta v smere Hontianske Nemce—Banská Štiavnica, rozdeľujúca list Prenčov na dve polovice. Takto vymedzená západná časť listu je predmetom nášho príspevku.

Stručná geologicko-petrografická charakteristika

Študované územie je časťou stredoslovenskej neovulkanickej oblasti, čím je ovplyvnený jeho vývoj i geologická stavba. Buduje ho výhradne komplex vulkanických intermediárnych, menej kyslých hornín, vznikajúcich prevažne v priebehu druhej a tretej fázy andezitového terciérneho subsekventného vulkanizmu vo vnútornej časti karpatského oblúka. Všeobecne sú *pyroklastiká andezitov* bohatšie zastúpené, pričom ich pomer k objemu lávových prúdov je asi 8:1. Tento charakteristický rys, až na menšie odchýlky, platí nielen pre celé študované územie, ale pravdepodobne aj pre širšiu oblasť banskoštiavnického vulkanického komplexu.

Na základe geologicko-tektonického vymedzenia geneticky jednotných útvarov počas terénnych pozorovaní, rozšírených o petrografické štúdium a chemické i spektrálne analýzy, možno vyčleniť nasledovné komplexy hornín (v poradí podľa ich vzniku):

I. *fáza andezitického vulkanizmu*: 1. hruboporfyrický propylitizovaný dacitoidný andezit s granátom a jeho nadložné tufy; 2. hruboporfyrický propylitizovaný pyroxenicko-amfibolický andezit s ekvivalentnými aglomeratickými pyroklastikami;

II. *fáza andezitického vulkanizmu*: 1. pyroxenický andezit s kolísavým obsahom amfibolu a podložné pyroklastiká; 2. zmiešané pyroklastiká s fragmentami pyroxenického a amf.-biotitického andezitu na rozhraní II. a III. andezitickej fázy;

III. *fáza andezitového vulkanizmu*: 1. aglomeratické pyroklastiká dacitoidného amf.-biotitického andezitu a s nimi syngeneticky späté pemzovité tufy typu Biely Kameň, i úzke polohy pelitov s textúrou typu lahar; 2. tenké prúdy a dajky dacitoidného amf.-biotitického andezitu; 3. pyroxenický andezit s kolísavým obsahom biotitu — typ Sitno;

III. *fáza ryolitového vulkanizmu*: žilný ryolit, prerážajúci v severnej časti územia produkty III. andezit. fázy.

Hruboporfyrický dacitoidný andezit. Makroskopicky predstavuje hruboporfyrickú, všesmerne zrnitú horninu šedozelenej farby; je intenzívne propylitizovaný, až karbonatizovaný. Vlasové pukliny a póry sú vyplnené kalcitom a tenkými povlakmi pyritu, ktorý v jemne dispergovanom vývoji prestupuje celú horninu. Dacitoidný andezit má porfyrickú štruktúru s kryštaloklastickým vývojom základnej hmoty (tab. IX, obr. 1).

Zo *svetlých minerálov* sú zastúpené *živce a kremeň*, z tmavých silne chloritizované pyroxény, opacitizovaný amfibol a zriedkavý granát. Plagioklasy (andezín až labrador) vystupujú idio-

morfne, sú zdvojitnené podľa karlovarského a albitového zákona. Niektoré výrastlice sú od periférie k centru čiastočne zatlačované kalcitom. Zriedkavo sú slabo sericitizované. Na okrajoch, niekedy i v centre zóny sú prestúpené vulkanickým sklom. Veľkosť kontrastne zonárnych výrastlíc plagioklasov pohybuje sa od 2 do 4 mm.

Kremeň vystupuje vo forme zaoblených intrateluricky korodovaných zŕn, do 1 mm veľkých. V rezoch majú takmer okrúhly, vo väčšine lalokovite pretiahnutý tvar s charakteristickým undulóznym zhášaním. Pri značnom zväčšení možno pozorovať jemné nepravidelné pukliny.

Tmavé minerály (do 3 mm) sú zatláčané chloritom, kalcitom, alebo úplne opacitizované. O charaktere pôvodných minerálov možno súdiť jedine podľa habitu typických rezov kryštálov; podľa toho dá sa predpokladať prítomnosť premenených pyroxénov a amfibolov.

Granát je veľmi zriedkavý. Vystupuje ojedinele vo forme drobných purpúrovočervených zŕn, alebo zhlukov už pri makroskopickom pozorovaní. Je reprezentovaný almandínom — pyropom.

Propylitizovaný hruboporfyrický dacitoidný andezit nachádza sa v hĺbke 185,4 m J od obce Beluj, kde sme ho zachytili vrtom BB-1 (pri kóte 402,2). Navrátna mocnosť až do počvy sondy predstavuje 64,4 m. Andezit uzatvára 8 m polohu aglomeratického tufu rovnakého zloženia. Fragmenty sú oválne, opracované ($\varnothing$ 8–10 cm). Tmel tvoria prevažne úlomky kryštálov živcov, tmavých minerálov a vulkanického skla s náznakmi horizontálneho zvrstvenia. Časté sú i drobné brokové úlomky andezitu, ktoré spolu s vulkanickým popolom tvoria litokryštalo-klastickú štruktúru tmelu bez exotických prímiesi.

Hoci geologickú pozíciu útvaru dacitoidného andezitu môžeme zatiaľ posudzovať iba podľa jediného oporného bodu, predpokladáme, že zistená poloha reprezentuje subakválny plošný lávový prúd, vyliaty na dno intravulkanickej depresie. Erupcie prebiehali zrejme v pulzoch, o čom svedčí prítomnosť uzavretej polohy pyroklastík. V nadloží andezitického telesa ležia pestré aglomeratické tufy hruboporfyrického pyroxenicko-amfibolického andezitu. Kontakty tufov s andezitom nenesie žiadne náznaky termodynamických účinkov, ktoré v prípade intruzívneho prenikania andezitu cez nadložný plášť museli byť sa prejavili aspoň slabším drvením, pri čiastočnej rekryštalizácii fragmentov i tmelu pyroklastika. Preto dacitoidný andezit vzhľadom na jeho preukázané postavenie považujeme za najstarší člen vulkano-génnych hornín, zatiaľ nájdených v tejto oblasti.

Hruboporfyrický propylitizovaný pyroxenicko-amfibolický andezit, makroskopicky má šedozelenú farbu, hruboporfyrickú štruktúru so všesmerne zrnitou textúrou. Veľkosť výrastlíc ojedinele dosahuje až 6 mm. Pri zvetrávaní farba sa mení na šedú až zelenohnedú. Vývoj základnej hmoty je od skrytokryštalicko-mikrolitického po hyalopylitický.

Plagioklasy (andezin-labrador) sú idiomorfne vymedzené, často obsahujú uzavreniny vulkanického skla. Sú výrazne zonárne, zdvojitnené podľa karlovarského a albitového zákona.

Tmavé výrastlice sú úplne chloritizované, menej karbonatizované. V prívrchovej zóne sú spravidla intenzívne limonitizované, čo takmer úplne znemožňuje ich charakteristiku. Podľa habitu kryštálov a silne opacitizovaných zŕn dá sa identifikovať jedine amfibol aj to pomerne ťažko. Pomer opacitizovaných amfibolov k ostatným chloritizovaným fenokristom je asi 1 : 2.

Z akcesorických minerálov bol stanovený apatit, z druhotných chlorit, kalcit a limonit.

Obdobný typ horniny V od Prenčova (štruktúrou, textúrou i vývojom základnej hmoty) označuje K u t h a n (1961) ako *pyroxenicko-amfibolický andezit*. Tento, na rozdiel od uvádzaného andezitu nie je postihnutý propylitizáciou, takže tmavé minerály možno presne stanoviť. M i h a l i k o v á (1961) z tmavých komponentov uvádza hyperstén, sporadický diopsid a čerstvý i opacitizovaný obecný amfibol. Pomer pyroxénov k amfibolom i v tomto prípade je 2:1.

Hruboporfyrický pyroxenicko-amfibolický andezit a jeho pyroklastiká vystupujú na povrch medzi obcami Prenčov a Beluj na ploche cca 3 km². Komplex tvorí podložnú formáciu subakválnych aglomeratických pyroklastík mladšieho pyroxenického andezitu. Možno ho pozorovať v odkryvoch pri obci Beluj a pri poľnej ceste, prebiehajúcej cez kótu 431,2 m popri Kotlinách, južne od Zlatého vrchu a smerujúcej k Prenčovu.

Makroskopickú charakteristiku hornín tohto typu sťažuje vysoký stupeň premeny, pri povrchu komplikovaný až 4 m mocným zvetralinovým plášťom. Zvetrávanie sa prejavuje intenzívnou limonitizáciou a deštrukciou pôvodne kompaktnej horniny, ktorá sa drobí, až výrastlice sa oddeľujú od základnej hmoty. Silne zvetrané pyroklastiká vytvárajú pseudoguľovitý rozpad až do hĺbky 1,5–2 m od povrchu, kde už možno pozorovať typicky aglomeratickú stavbu horniny. Preto starší autori označovali uvedený komplex ako monoandezitický, bez rozlišovania jeho klastických členov.

Podľa K r i s t a (1954) ide o staršie pyroxenické andezity, kým Č a j k o v á - Š i m o v á (1954) za najstarší považuje propylitizovaný amfibolicko-biotitický andezit, nájdený západnejšie od nami skúmanej oblasti. Podrobnejším štúdiom, opierajúcim sa hlavne o vrty do hĺbky 300 m sa zistilo, že aj tento komplex má všetky znaky subsekventného vulkanizmu s typickou stratovulkanickou stavbou.

Vrtom BB-1, situovaným pri kóte 402,2 m J od obce Beluj, zistil sa súvislý, 250 m hlboký profil uvedenej formácie, spresnený vrtom BB-5, lokalizovaným na kóte Zlatý vrch 402,4 m.

Vo vrte BB-1 sa striedajú polohy hruboporfyrického propylitizovaného pyroxenicko-amfibolického andezitu s jeho pyroklastikami. Prvá poloha je mocná 42,2 m a strieda sa s 98 m polohou tufu toho istého zloženia až do hĺbky 146 m. V komplexe aglomeratického tufu sú viaceré jemnejšie dispergované aleuriticko-psefitické až pelitické polohy so sklonom 35–38° (podľa analógie s povrchom orientovaných asi na JZ). Potom nasleduje 19,5 m poloha totožného andezitu, končiaci na silne rozbitom 10 metrovom poruchovom pásme v hĺbke 165,5 m. Po polohe pestrého aglomeratického tufu pyroxenicko-amfibolického andezitu mocnej 20 m, až do počvy vrtu nasleduje 64,4 m poloha hruboporfyrického dacitoidného andezitu s 8 m vložkou jeho tufu v hĺbke 217,5 m. Pre hlbšie časti je typické pribúdanie purpúrovočerveného granátu („pyrop“) vo forme ojedinelých, makroskopicky sotva pozorovateľných kryštálov a výrazných šmúh, vystupujúcich v dacitoidnom andezite i v nadložnom tufe počnúc hĺbkou 170 m, kde sa sporadicky objavuje i biotit. Pomer pyroklastík a andezitu v tomto profile je 1,5:1.

Vrt BB-5 zachytil v 300 m profile päť polôh hruboporfyrického propylitizovaného pyroxenicko-amfibolického andezitu o najväčšej mocnosti 9 m. Strieda sa tu s aglomeratickým subakválnym tufom do hĺbky 155 m; potom nasledujú výhradne pyroklastiká. Pomer pyroklastík k andezitu je až 14:1. Hydrotermálna metamorfóza, prejavujúca sa intenzívnou propylitizáciou so zónami

chloritizácie, karbonatizácie, zeolitizácie až serpentinizácie, značne zotrela pôvodnú textúru horniny; napriek tomu možno dosť presne stanoviť charakter pyroklastického materiálu.

Fragmenty tvorené pyroxenicko-amfibolickým andezitom sú pomerne dobre opracované, až sféricky zaoblené, s pestrou paletou priemerov (od 0,5 do 10–15 cm, ojedinele až do 80 cm).

Vcelku monotónne súvrstvie pyroklastík je spestrené polohami polymiktného materiálu, kde okrem tmavozelených fragmentov v sivozelenom tmele sú zastúpené rovnako opracované a premenené úlomky andezitov, s rôznymi červenkastými odtieňmi. Mocnosť súvrstvia sa pohybuje od 3,5 do 37 m. Polymiktné pyroklastiká sú zhodné s pestrými polohami nepremených pyroklastík pyroxenicko-amfibolického andezitu, zachytených vrtnom v Prenčove, na ľavom brehu Štiavnického potoka (K u t h a n 1961). Tmel má tu zelenožlté až žlté, fragmenty žlté, žltobiele, sivozelené, červenohnedé a sivé sfarbenie.

V hĺbke 69 m sa nachádza 1,4 m poloha psefiticko-psamitického tufitu s tenkou vrstvou pelitickej frakcie. Jemná sedimentácia s prínosom cudzieho materiálu (ostrohranné úlomky kremeňa) bez väčších fragmentov, svedčí o pomerne krátkom prerušení erupzívnej činnosti a vcelku pokojnej sedimentácii splavovaných vulkanogénnych komponentov v podmienkach lakustrického až limnického prostredia intravulkanických dolín a depresí. Sklon tejto polohy je 10° (podľa analógie s povrchovou situáciou) pravdepodobne na J.

Na základe štúdia vrtných profilov prikláňame sa k názoru K u t h a n a (1959), že v oblasti neovulkanických komplexov stredného Slovenska nedošlo k masovým erupciám propylitov v zmysle R i c h t h o f e n a (1868), ale platia tu všetky znaky subsekventného vulkanizmu s jeho charakteristickým stratovulkanickým štýlom stavby. Dôležitým zistením je tiež istá zonárnosť v premene celého komplexu, vyjadrená pri povrchu chloritizáciou tmavých komponentov bez premeny živcov; smerom do hĺbky sa pridružuje karbonatizácia až serpentinizácia. Zeolitizácia vyvinutá na báze živcov sa prelína s poslednými dvoma zónami a viaže sa zväčša na perifériu a vnútorné časti tektonicky drvených zón a puklín.

K otázke priebehu metamorfózy, jej priestorovej väzbe a chemizmu sa vrátime na inom mieste.

Pyroxenický andezit a jeho podložné pyroklastiká makroskopicky má všesmerne zrnitú textúru, vymedzenú izometrickým vývojom živcov a tmavých minerálov. Zriedkavejšie býva afanitický. Má prevažne svetlo a tmavošedú farbu, v dôsledku rôznych premien často sivozelené, zelené, ale aj ružovkasté i sivočervené sfarbenie. Mikroskopicky vykazuje porfyrickú štruktúru. Vývoj základnej hmoty je nestabilný, zväčša skrytokryštalicko-mikrolitický, menej hyalopilitický, pilotaxitický, mikrofelzitický a zriedkavo mikroaplitický.

Zo svetlých minerálov dominuje plagioklas, zriedkavo pozorovať aj primárne intrateluricky korodovaný kremeň.

Plagioklasy podľa symetrickej zóny odpovedajú andezín-labradoru (Ab 62–65, An 28–32). Často obsahujú uzavreniny vulkanického skla, ktoré lemuje okraje výrastlíc, alebo ich jadro. Živce sú často lamelované, zdvojitnené podľa karlovarskeho a albitového zákona, prevažne výrazne zonárne. Občas sa vyskytujú aj krížové zrasty.

Tmavé minerály sú zastúpené pyroxénmi; bežný je rombický hyperstén vo forme idiomorfne obmedzených výrastlíc, podobne ako zriedkavejší diopsid a diopsidaugit.

Z premien je bežná chloritizácia, uralitizácia, zriedkavejšia karbonatizácia. V sporadickom

množstve býva prítomný obecný amfibol, zväčša silne opacitizovaný. U niektorých jedincov zostala nedotknutá len vnútorná časť výrastlice, miestami aj takmer nedotknuté kryštály.

Amfibol v pyroxenickom andezite sa vyskytuje chaoticky a dosť ojedinele, najmä v oblasti Z, J a JV od Beluje, na kóte 579,7, Kráľovom vrchu, na kóte 446,1 J od Prenčova. Severnejšie sme ho zistili v užšej oblasti osady Noviny, Stankovho vršku a osady u Topola.

Z prísne petrografického stanoviska bolo by potrebné označiť andezit obsahujúci i len sporadicky amfibol pri absolútnej prevahe pyroxénov ako amfibolicko-pyroxenický. Geologická pozícia a zrejma genetická súvislosť andezitických telies v teréne nedovolila vykonať takéto členenie. Amfibol je totiž jednak nepravidelne zastúpený a charakter andezitu, najmä vývoj jeho základnej hmoty i priestorové zastúpenie výrastlíc sa i v jednom vymedzenom telese mení a závisí od radu fyzikálno-chemických podmienok transportu i tuhnutia lávového prúdu. Preto pyroxenický andezit s markantnou prevahou hypersténu a kolísavým obsahom sporadického amfibolu vyčleňujeme ako jediný typ — *pyroxenický andezit*.

Podložie lávových prúdov pyroxenického andezitu budujú jeho subakválne aglomeratické pyroklastiká. Zaoblené fragmenty ako aj tmel aglomeratických tufov tvorí výhradne materiál ekvivalentný popísanému typu andezitu. Tmel sa skladá z drobných úlomkov horniny a vulkanického popola s mikroskopickými črepinkami vulkanického skla a horninotvorných minerálov (pyroxény, živce), ktoré voľne napadali pri explozívnych erupciách, alebo boli splavované zo svahov a blízkeho okolia sopiek. Veľkosť fragmentov je dosť variabilná, od drobnej brokovej frakcie cez vulkanické bomby, po balvany až 3 m veľké v priemere. Ich farba je rôzna, najčastejšie sivá až čierna, menej bielosivá, ružovkastá až hnedasto-červená.

V polohe pyroklastík, mocnosť ktorej v závislosti od reliéfu podložia sa pohybuje od 200 do cca 500 m, vystupuje niekoľko 20–80 cm i mocnejších polôh jemnejšieho, psamito-aleuritického až pelitického materiálu, zloženého z vulkanického popola a dokonale opracovaných úlomkov pyroxenického andezitu obyčajne do veľkosti brokov; ojedinele väčšie fragmenty nepresahujú v priemere 5 cm. Jemnejšie dispergované tufové až tufitické polohy majú tvar pretiahnutých šošoviek o dĺžke niekoľko 100 m.

Pyroxenický andezit vystupuje na pyroklastikách vo forme reliktovej lávových prúdov. V južnej časti územia zbytky takýchto prúdov, často so zreteľnou horizontálnou lamináciou sa nachádzajú na kóte Stráža a SZ od nej budujú vrchol Kráľovho vrchu, Kamenný vrch (596,2) a kótu 579,9 m s prilahlými eleváciami. Telesá andezitu v dôsledku deštrukcie majú nepravidelný tvar, zväčša pretiahnutý až lalokovitý priebeh a nepatrnú plošnú rozlohu; najväčšie teleso od čiar Beluj—Prenčov je cca 0,7 km², najmenší relikť nepresahuje 150 m². Omnoho ucelenejšie vystupuje tento typ andezitu v strednej časti územia v priestore Širokej Lúky,

Stankovho vrchu, osád U Topoľa a Noviny až po východný okraj, kde reliktý lávového prúdu tvoria lalokovité útvary, na S pokryté mladšou formáciou zmiešaných pyroklastík.

Pyroxenický andezit je porušený niekoľkými zlomami v smere SZ—JV, ktoré predstavujú aj hlavný priebeh tektonických línií v sledovanej oblasti. Tieto zlomy a sprievodné kolmé poruchy rozbili andezitický pokryv na viacero blokov, postavenie ktorých je lokálne závislé od intenzity vertikálnych i bokových pohybov. Poklesy blokov sme zaznamenali v smere Z—V pri celkovej tendencii klesania na juh. Blokova tektonika položila základ hrastovo-priekopovému štýlu stavby celého rajónu, o čom sa ešte zmienime.

Približne centrálna časť študovanej oblasti v komplexe pyroxenického andezitu je postihnutá hydrotermálnou metamorfózou. Premenené pásma sledujú zlomové línie a možno ich pozorovať najmä v priestore Bardiná, kde majú S—J priebeh, v opustenom lome pri kóte 404,5 m i v debre Babieho potoka JZ od osady U Topoľa. V metamorfovaných zónach andezity a ich pyroklastiká sú propylitizované, s prejavmi zeolitizácie a karbonatizácie; premenou dostávajú sivozelenú farbu, miestami v blízkosti porúch sú vybielené a impregnované pyritom. To podnietilo v minulosti záujem o vyhľadávanie rudných koncentrácií, avšak s negatívnym výsledkom.

V oblasti Bardiná, kde staré banské kutanie bolo najintenzívnejšie, lokalizovali sme vrt BB-2 o hĺbke 290 m. V profile sa striedajú polohy andezitu s pyroklastikami, obdobne ako u vrtu BB-5, avšak pripovrchový pomer pyroklastík k andezitu je v tomto prípade 1:2. Vrtný profil lokalizovaný v blízkosti zlomovej línie potvrdil prítomnosť početných poruchových zón a vo forme otvorených, sčasti vyhojených puklín zachytil v andezite výstupové cesty postvulkanických roztokov. Sklon puklín je 60—80° na východ. Poruchové pásma o pravej mocnosti do 9 m reprezentuje silne drvený andezit v sprievode tektonického ílu. Len niektoré z dislokácií boli prestúpené roztokmi, ktoré ich druhotne stmelili, vďaka čomu sa zachovali v celistvej forme a slúžili ako materiál pri štúdiu mineralizácie postvulkanických procesov.

Zmiešané aglomeratické pyroklastiká. Nadložie komplexu pyroxenického andezitu tvorí aglomeratický tuf o najväčšej mocnosti do 100 m, zložený z fragmentov pyroxenického i amfibolicko-biotitického andezitu. Toto súvrstvie i celý nadložný sled neboli postihnuté postvulkanickými premenami.

Fragmenty pyroklastík sú dobre opracované, 0,5 až 10—25 cm veľké. Tmel tvoria drobnejšie úlomky amfibolicko-biotitického, menej pyroxenického andezitu, voľne napadaných a splavených amfibolov, pyroxénu, biotitu a živcov, spolu s hnedastým sopečným sklom. V polohe zmiešaného aglomeratického tufu subakválného charakteru leží niekoľko, do 60 cm mocných vrstiev jemnejšej brokovej až psamitickej frakcie, tvorenej totožným materiálom.

Súvrstvie lemuje nadložie pyroxenického andezitu a bolo overené v rade odkryvov i vrtmi od osady Rovňa až po západnú časť v rajóne Čierneho blata. Charakteristickým rozlišovacím znakom tohto typu pyroklastík je šedá farba tmelu a farebná pestrosť fragmentov, vyvolaná prítomnosťou čierneho pyroxenického

andezitu, splavovaného zrejme z vyššie položených častí komplexu a rôzne sfarbených fragmentov dacitoidného amfibolicko-biotitického andezitu.

Spodná hranica súvrstvia na styku s andezitom, na ktorý aglomerát voľne sedimentoval, je ostrá. Horné ohraničenie nie je možné stanoviť presne; ide tu o postupný prechod do čistej formácie pyroklastík dacitoidného amfibolicko-biotitického andezitu, pričom zóna prechodu je určená postupným miznutím fragmentov pyroxenického andezitu a charakteristickou zmenou farby tmelu na bielosivú až žltobielu vplyvom bielych úlomkov pemz a farebne pestrých úlomkov dacitoidného andezitu.

Napriek týmto svojským znakom chápeme toto súvrstvie ako prechodný typ, tvoriaci bázu širokého komplexu aglomeratických pyroklastík dacitoidného amfibolicko-biotitického andezitu, na ktoré geneticky i časove úzko naväzuje.

Aglomeratické pyroklastiká dacitoidného amfibolicko-biotitického andezitu. Hornina tohto typu má výhradne aglomeratický vývoj. Geneticky sa k nej viažu tufty typu Biely Kameň a úzke, do 4 m mocné polohy pelitov s textúrami typu lahar.

Aglomeratické pyroklastiká s pestrým sfarbením fragmentov i tmelu sú zaoblené, dokonale opracované, tvorené dacitoidným amfibolicko-biotitickým andezitom (šedej, červenohnedej, menej žltobielej farby). Ich veľkosť sa pohybuje od 1 do 10 cm, ojedinele až 25 cm. Ďalej je vo fragmentoch zastúpený i biely až bieložltý pemzovitý materiál, makroskopicky pripomínajúci produkty ryolitového vulkanizmu. Andezit má porfyrický vývoj so všesmerne zrnitou textúrou. Štruktúra horniny je porfyrická so skrytokryštalicko-mikrolitickým až hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. Táto sa skladá z mikrolitov plagioklasov, amfibolu, zrníček magnetitu, limonitu a vulkanického skla.

Svetlé minerály sú zastúpené výrastlicami živcov a kremeňa. Plagioklasy (andezín-labrador) sú kontrastne zonárne zdvojitatené podľa albitového a karlovarského zákona, slabo drvené. Kremeň vystupuje vo forme zaoblených, často lalokovite primárne korodovaných zŕn s undulóznym zhášaním. Zrná kremeňa sú zväčša mierne drvené, 1,5–2 mm veľké, pričom ich plošné zastúpenie v pomere k živcom je až 8:2.

Z *tmavých minerálov* prevláda hnedý opacitizovaný amfibol a biotit (do 3–5 mm), ktorý tvorí jemné lišty, často rôzne poprehýbané. Z *pyroxénov* je prítomný hyperstén, sporadicky diopsid. Z *akcesorických minerálov* najhojnejší je magnetit, zriedkavý apatit.

Biele až bielosivé *fragmenty* sú tvorené horninou pemzovitého vývoja s hyalopilitickou až fluktuálnou štruktúrou základnej hmoty, s prevládanim bledohnedého vulkanického skla. Pomerne zriedkavé výrastlice tvorí andezín, korodovaný kremeň, zelený amfibol, drobné lišty biotitu a sporadický hyperstén.

Tmel je buď jemnejšie dispergovaný, s kryštaloklastickým slohom, alebo hrubší, s brokovým až bombičkovitým vývojom. Kryštaloklastický tmel sa skladá z úlomkov vulkanického skla, zo zvyškov, alebo kryštálov plagioklasov (andezín-labrador), amfibolov, biotitu, kremeňa, hypersténu a augitu. Objavujú sa aj pelitické polohy s textúrami typu lahar. Hnedá farba je spôsobená väčším priestorovým zastúpením útržkov vulkanického skla.

Druhý typ tmelu zo skupiny lito-kryštaloklastických tufov tvoria úlomky (do 3–5 cm) vulkanického skla a minerálov. Takto sedimentovaný materiál uzatvára väčšie fragmenty amfibolicko-biotitického dacitoidného andezitu. Často však tvorí aj samostatnú vložku v polohách šošovkovitého

tvaru, diferencovaných podľa veľkosti fragmentov a množstva pemzovitých úlomkov. Mocnosť polôh zriedkavo presahuje 3–5 metrov.

K skupine lito-kryštaloklastických tufov patria i tufy typu Biely Kameň, pomenované podľa kóty, kde budujú podložie andezitického pokryvu. Od ostatných tufov sa odlišujú sivou až žltobielou farbou, hlavne však prevahou pemzovitých fragmentov (až 60–70 % z celkového objemu horniny). Dacitoidný „aba“ andezit je i v tomto type zastúpený oválnymi úlomkami s najväčším priemerom do 5 cm. Zriedkavo možno nájsť aj drobné fragmenty pyroxenického andezitu, ktorých tmel sa skladá z úlomkov vulkanického skla bledohnej farby, z úlomkov živcov, pyroxénov, amfibolov, biotitu a kremeňa.

Aglomeratické pyroklastiká dacitoidného amfibolicko-biotitického andezitu patria k najrozšírenejšej hornine v centrálnej časti študovaného územia. Len na liste Prenčov zaberajú viac ako 17 km², pričom smerom k jazeru Počúvadlo pokračujú na Z a postupne vyклиňujú. Mocnosť celého súvrstvia je 300–350 m.

Štýl stavby pyroklastík odpovedá už opísanému subakválnemu vývoju starších klastických súvrství pyroxenického andezitu. Hruboaglomeratické, niekoľko desiatok metrov mocné polohy sa striedajú so šošovkovitými útvarmi litokryštalických tufov s brokovým až bombičkovitým vývojom, doprevádzaných do 4 m mocnými polohami jemnejšieho dispergovaného materiálu. Nie zriedkavé sú pelitické polohy zväčša hnej alebo hnedočervenej farby s charakteristickými textúrami typu lahar, a so zvýšeným obsahom Al (v našom prípade Al₂O₃ až 19 % pri obsahu SiO₂ 60 %).

Prítomnosť pelitických polôh (vulkanický popol splavovaný vo forme bahenných prúdov za lakustrických podmienok do intravulkanických depresí) a subakválny vývoj aglomeratických pyroklastík poukazuje na podobné podmienky vzniku ako u starších pyroklastík pyroxenicko-amfibolického a pyroxenického andezitu.

Tufty typu Biely Kameň vystupujú na povrch na ploche cca 5 km²; budujú podložie reliktov andezitového prúdu na kóte Biely Kameň a Malého Sitna, pričom na Z vyклиňujú asi 200 m východnejšie sitnianskych brál. Východné ohraničenie formácie je viazané na východný okraj kóty Biely Kameň v smere Pallyovho Dvora a Bažanice, kde oblúkovo smeruje na západ a tvorí tak v priestoroch obce Ilija severné ukončenie.

Tuf je uložený v depresii, vyvinutej v meridionálne pretiahnutej poklesovej zóne, smerne odpovedajúcej generálnemu priebehu hlavných zlomových línií, registrovaných v celej južnej časti banskoštiavnickej oblasti. Prstovite sa prelína s aglomeratickými pyroklastikami až do úplného vyklinenia. Okrem spomenutej depresie vyplňuje aj tenké, niekoľko metrové polohy v aglomeratickom pyroklastiku dacitoidného aba andezitu, zistené vrtmi v priestore Čierneho Blata a na SZ v záreze lesnej cesty blízko malého opusteného lomu.

Dacitoidný andezit tvorí žilu a vo forme dajky preráža celý komplex aglomeratického pyroklastika. Dajka je vyvinutá na tektonickej zóne SZ–JV až S–J smeru a tvorí obnovené pokračovanie poruchového pásma, vzniklého po sformovaní komplexu pyroxenického andezitu, zachyteného vrtom BB-2 v priestore Bardinej. Severo-južný smer sleduje i ostrý hrebeň kóty Salašiská (786,5), budovaný pórovitou pyroklastickou lávou dacitoidného aba andezitu. Hrebeň Salašisk je pokračovaním spomenutej dajky. Na základe štruktúrnej náväznosti a rovnakého

priebehu na jednej línii možno súdiť o blízkej príbuznosti oboch telies. Pokračovanie dajky pri výškovom rozdieli viac ako 200 m a návaznosť pyroklastickej lávy na smerný priemet lineárne vyvinutého telesa andezitu vedie nás k predpokladu, že ide o jedno teleso, ktoré blízko pod povrchom pri nižšom tlaku nadložených mas prerazilo si cestu na povrch. Pyroklastickú lávu tvorí kompaktná pórovitá masa, ktorá cementuje úlomky dacitoidného aba andezitu. Láva nesie stopy pohybu, prejavujúce sa vo forme uzlovitých až povrazcovitých útvarov, narušených početnými puklinami. Okrem makroštruktúrnych foriem možno pozorovať paralelné a subparalelné usporiadanie výrastlíc tmavých minerálov, ktoré sledujú priebeh pohybu pórovitej lávy.

Západnejšie od Salašísk je niekoľko väčších telies dacitoidného aba andezitu šedej farby, vyvinutých na paralelných tektonických liniách, sledujúcich hlavný S—J smer. Aj tieto telesá prerážajú a sčasti plošne prekrývajú komplex aglomeratického pyroklastika.

Pyroxenický andezit s makroskopickým biotitom — typu Sitno má sivú až tmavosivú farbu, všesmerne zrnitú textúru a porfyrickú štruktúru. Vývoj základnej hmoty je mikroliticko-skrytokryštalický, pilotaxitický až hyalopilitický. Pozostáva z mikrolitov plagioklasov, pyroxénov a zrníčok magnetitu. Porfyrické výrastlice sú tvorené plagioklasmi, pyroxénmi, biotitom a amfibolom. Živce (andezín až labradorit) sú idiomorfne obmedzené, často obsahujú uzavreniny vulkanického skla. Sú výrazne zonárne, albiticky lamelované, zdvojitnené podľa karlovarského a albitového zákona. Pyroxény sú zastúpené prevažne rombickým hypersténom s výrazným pleochroizmom. Diopsid buď úplne chýba, alebo je zastúpený len nepatrne. Amfibol sa vyskytuje len sporadicky. Na periférii, často i v celom rozsahu je opacitizovaný podobne ako biotit, tvoriac tenké lišty (do 3—4 mm). Akcesoricky je zastúpený magnetit, zriedkavejšie apatit a zirkón, sekundárne limonit a chlorit.

Sem zaraďujeme aj andezitové teleso S od osady Rovňa na južnom ukončení obce Antol, s podobným mineralogickým zložením i petrografickou charakteristikou. Odlišné je sivohnedasté zafarbenie horniny a kyslejšia variácia živcov. Plagioklasy sú zastúpené andezínom $Ab_{80}An_{20}$, hoci ich idiomorfne obmedzenie, výrazná zonárnosť, ako aj zdvojitnenie výrastlíc a prestúpenie vulkanickým sklom sú rovnaké ako u predošlého typu. Napriek týmto odlišným znakom, prejavujúcim sa i v rozdielnom chemickom zložení (vyšší obsah SiO_2 a K_2O), pyroxenický andezit predbežne pričleňujeme k typu sitnianskeho andezitu.

Pyroxenický andezit s makroskopickým biotitom sa zachoval jedine na vrchoch najvyšších kót vo forme deštruovaných reliktovej plošného lávového prúdu. Vo forme tabulovej pokrývky buduje vrcholy Sitna, Malého Sitna a S—J eleváciu kóty Biely Kameň. Na Sitne lávový prúd sa vylial na aglomeratické pyroklastiká dacitoidného andezitu. Andezitický pokryv Malého Sitna a Bieleho Kameňa (predtým Pokhaus) leží na litokryštaloklastických tufoch typu Biely Kameň.

Genetickú jednotu všetkých troch andezitických telies, predstavujúcich deštruova-

né zvyšky jedného lávového prúdu, potvrdzujú rovnaké úložné pomery, totožné petrografické a takmer rovnaké chemické zloženie. O uložení týchto telies, najdôkaznejšie hovorí priebeh laminárnych puklín (tab. XII, obr. 2). Ich subhorizontálne uloženie narušené lokálnymi prejavmi blokovej tektoniky je veľmi blízke na všetkých troch kótach. Aj 2 vrty na kóte Biely Kameň preukázali takmer úplne horizontálny priebeh a prešli až do podložia andezitu, tvoreného bielokamenskými tufmi. Úložné pomery andezitu sú tu tiež totožné s priebehom laminárnych puklín; tento makrotextúrny znak, vznikajúci v priebehu transportu tuhnúcej lávy, je dôležitým kritériom pre určenie smeru pohybu i pre sledovanie reliéfu podložia.

Horizontálna laminácia zvetrávaním spôsobuje doskovitú odlučnosť, čo pri meridionálnej a priečnej tektonike viedlo k tvorbe lavicovitých kvádrových blokov, soliflukčne roztrúsených po svahoch kót až do vzdialenosti 4 km. Andezit je porušený najmä výraznejšími S—J poruchami, ktoré v súčinnosti s endogénnym zvetrávaním položili vznik známym sitnianskym bralám. Bralovitý rozpad andezitu je typický aj pre ďalšie dve telesá.

Asi 1 km SV od Bieleho Kameňa na ploche okolo 1,5 km² vystupuje teleso sivohnedastého pyroxenického andezitu s makroskopickým biotitom. Má nepravidelný tvar pretiahnutý v SZ—JV smere. Jeho západné ohraničenie je v blízkosti Pallyovho dvora a kóty 469,4. Na severe hraničí s kótou 427,2 a cez kótu 408,7 tiahne sa k južnému okraju Antola, kde tvorí jazykový výbežok pozdĺž Štiavnického potoka. Južné ukončenie prebieha na línii Pallyov dvor—kóta 495,4 až 500 m na JV od osady Rovňa.

Andezitické teleso porušujú 3 väčšie poruchové zóny (v smere SZ—JV) s početnými puklinami viazanými paralelne a kolmo na priebeh hlavného smeru tektonických zón. Vrtom (30 m hlbokým) asi 480 m na SSV od kóty 495,4 sa zistilo, že andezit v týchto miestach má laminárne pukliny rovnobežné s osou zvislého vrtu. Tento, zatiaľ jediný prípad vertikálnej laminácie v celej študovanej oblasti dovoľuje predpokladať, že laminárne pukliny sledujú výstupové cesty andezitu a teda, že ide asi o prívodný kanál. Náš predpoklad treba preveriť podrobným gravimetrickým meraním, ktoré, ako sa už v praxi potvrdilo, dokáže spoľahlivo diferencovať horizontálny i vertikálny priebeh andezitických mäs, najmä ak vystupujú v pyroklastických súvrstviach.

Ryolit má šedoružovú farbu; makroskopicky možno pozorovať drobné póry (do 2 mm), zrejme stopy po unikajúcich plynch. Štruktúra horniny je porfyrická so sferolitickým vývojom základnej hmoty. Vzájomný pomer základnej hmoty a výrastlíc býva 5:1. Zo svetlých minerálov je zastúpený andezín Ab₈₁ An₁₉, zdvojnásobný podľa albitového a karlovarskeho zákona, zonárny. Plagioklasy nie sú premenené. Niektoré výrastlice sú zatlačované základnou hmotou; v dôsledku toho dochádza k ich rozpadu a k spätnému kryptokryštalickému štádiu, čím sa ruší pôvodné idiomorfné vymedzenie minerálu. Kremeň je pomerne hojný vo forme undulózne zhášajúcich, intrateluricky korodovaných zŕn (I. generácia) a hexagonálne idiomorfných zŕn (II. generácia). Z tmavých minerálov v tenkých, rôzne poprehýbaných až rozbitých lištách je prítomný biotit, akcesoricky magnetit, zriedkavejšie zirkón a apatit.

Ryolit ako najmladšia eruptívna hornina v žilnej forme preráža celý vulkano-génny komplex. Na povrch vychádza v doline Ilijského potoka Z od osady Bažanica

a pri kóte 501,3; SZ priebeh žily je viazaný na tektonickú zónu, pretínajúcu teleso vyššie spomenutého pyroxenického andezitu. Ryolity vystúpili až v severnejšej časti a možno ich vo forme nepravidelne vypreparovanej elevácie na pravej strane Ilijského potoka sledovať až po jeho západný ohyb a ďalej v útržkoch i na susednom liste Banská Štiavnica.

Ryolity uzatvárajú pomerne širokú paletu hornín tejto oblasti, geologická stavba ktorej je podmienená explozívno-extrúziwnou a efúziwnou vulkanickou činnosťou, ako aj intra a postvulkanickou tektonikou.

Geologická stavba a tektonika

Najväčší podiel na stavbe územia majú aglomeratické pyroklastiká. Subakválny vývoj klastík a ich pomerne značné mocnosti upozorňujú na prítomnosť väčších bazénov, do ktorých vulkanogénny materiál sedimentoval. Z charakteru pyroklastík možno súdiť, že v danom prípade ide o redeponované suchozemské tufy, splavované pri deštrukcii kráterových oblastí, i o autochtónny materiál, voľne napadaný v priebehu explozívnych erupcií. O lakustrických podmienkach dominujúcich pri tvorbe aglomeratických súvrství svedčia najmä úzke polohy sladkovodných ílov a tenké niekoľkokocentimetrové sloje lignitu J od Prenčova (vrt PK-5) a pri obci Ilija (vrt BB-21).

Intravulkanické depresie vznikli pod vplyvom meridionálnej disjunktívnej tektoniky, ktorá vytvorila blokovú hrastovo-priekopovú stavbu. V dôsledku opakovaných pohybov došlo k nerovnomernému vertikálnemu poklesu krýh a k porušovaniu hĺbky dna depresii; rovina erózie tým kolísala a zvyšovala sa deštrukcia suchozemského i subakválného reliéfu územia. Na dne depresii prevažne S—J priebehu vytvárali sa doliny a ryhy, do ktorých sa neskôr pri intenzívnej erupčnej činnosti ukladal mladší splavovaný a napadaný materiál. Explozívne erupcie sa striedali s efúziwnou činnosťou, pričom lávové prúdy sa vylievali priamo na pyroklastiká, čím sa vytvorila typicky stratovulkanická stavba územia, neskôr postihnutá opakujúcou sa blokovou tektonikou.

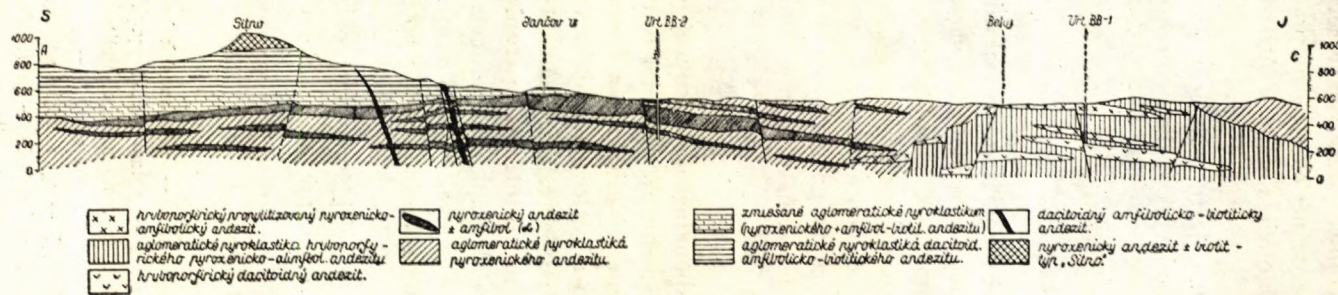
Príznaky tektonických pochodov sa dajú sledovať v celej študovanej oblasti nielen vrtmi, ale aj v silne oderodovaných častiach územia, prevažne v dolinách

Geologická mapa územia južne od Sitna

Zostavil J. Burian 1961—62

1 — hruboporfyrický propylitizovaný pyroxenicko-amfibolický andezit, 2 — aglomeratické pyroklastiká tohto andezitu, 3 — pyroxenický andezit $\pm$ amfibol (α), 4 — aglomeratické pyroklastiká andezitu sub 3; 5 — zmiešané aglomeratické pyroklastiká (pyrox.+amfibol-biotitického andezitu), 6 — aglomeratické pyroklastiká dacitoidného amf.-biotitického andezitu, 7 — pemzovitý tuf typu Biely Kameň, 8 — dacitoidný amfib.-biotitický andezit, 9 — pyroxenický andezit $\pm$ biotit typu Sitno, 10 — ryolit, 11 — alúvium, 12 — hlavné tektonické línie, 13 — profil. čiara, 14 — vrty.

Geologický profil A, B, C územím J od Sitna



M=1:25000

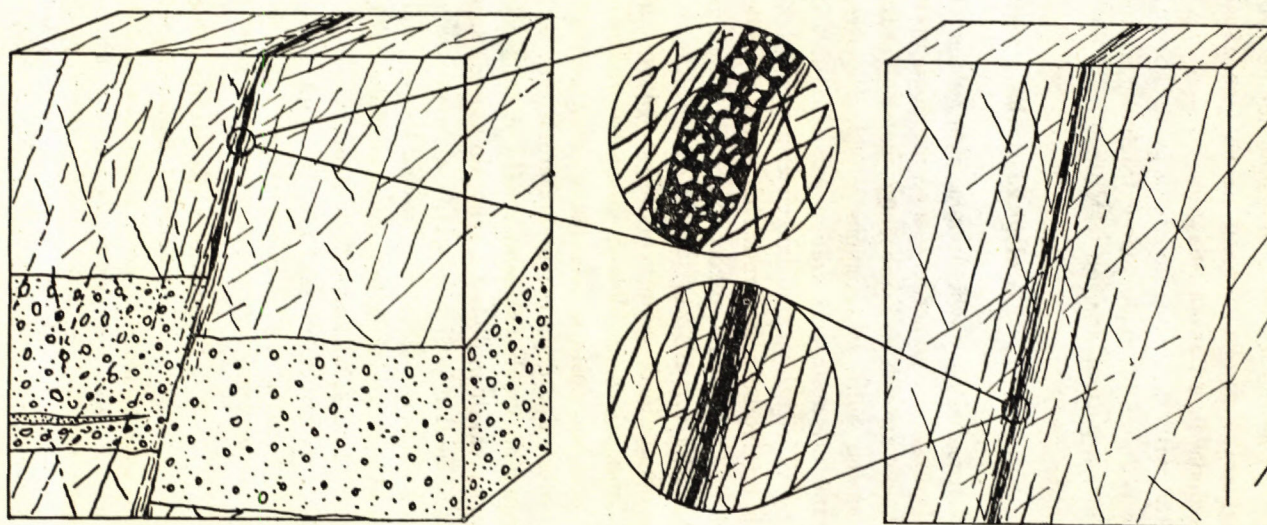


Schéma priebehu disjunktívnych porúch: a) zlomová porucha s drveným andezitom a tektonickým ílom; b) šmyková porucha v andezite s typicky doskovitou foliáciou.

potokov, kde tektonické zóny dosahujú niekoľko metrových mocností. Ide o silne drvené polohy, vyplnené tektonickým ílom a ostrohrannými úlomkami andezitu (tab. XII, obr. 1). Miestami prebiehajú ako otvorené pukliny, sčasti vyhojené produktami mineralizácie postvulkanických roztokov. Otvorené pukliny (tab. XII, obr. 3) sú zvlášť charakteristické pre hydrotermálne metamorfované polohy pyroxenických andezitov v rajóne Bardiná, no boli zachytené vrtmi aj inde (vrty BB-1, BB-5, PK-5).

Okrem drvených zón zistili sme aj rad puklín. Zlomové pukliny sú vyplnené úlomkami cementovanými tektonickým ílom, prípadne druhotným kalcitom a zeolitmi. Polohy tektonického ílu s množstvom paralelných puklín mávajú doskovitú odlučnosť. Vzdialenosť medzi puklinami sa od centra k periférii poruchy zväčšuje.

Takéto poruchy sú typické len v pevných andezitických polohách a premenených pyroklastikách; v nehomogénnych pyroklastikách ich prejavy sa markantne menia. Pri poklesoch tvoria sa štruktúrne formy blízke flexúram, chýbajú tu však trhlinové zóny vyplnené tektonickou brekciou, prípadne ílom i zrkadlá sklzu. Pyroklastický materiál pri bokových i vertikálnych pohyboch sa chová ako plastická masa, ktorá ihneď po narušení zakrýva stopy po mechanickej činnosti. Sledovanie poruchových zón v útvaroch pyroklastík je preto značne sťažené. Možno ich určovať jedine podľa drobných foriem, puklín vo väčších fragmentoch, v posunoch, prípadne na základe flexúr a mikrovrás, tvoriacich sa v cementujúcej hmote najmä pri vertikálnych a sčasti i bokových posuvoch.

Prejavy tektoniky zistili sme v najstaršom komplexe hruboporfyrického propylitizovaného andezitu, vystupujúceho na povrch v priestore medzi Prenčovom a Belujou. Lávové prúdy smerom na sever klesajú do hĺbok a sú pokryté klastikami mladšieho pyroxenického andezitu. Tvoria tu hrebeňový výstup ako relikť tektonicky vymedzeného staršieho vulkanogénneho podložia. Celý komplex je porušený tektonickými zónami SZ—JV smeru, ktoré vyvolali poklesy od západu na východ. Maximálna amplitúda pohybov bola zaznamenaná vo vrte PK-5, kde oproti vrtu BB-1 dosahuje takmer 300 m.

Severo-južná tektonika je charakteristická pre všetky komplexy až po najmladšie sitnianske andezity; je doprevádzaná priečnymi poruchami SV—JZ smeru, ktoré vznikali paralelne s tvorbou hlavných tektonických zón a oživovali sa najmä pri poklesoch, ktoré sa zväčšujú smerom k juhu. Svedčí o tom vzrastajúca mocnosť pyroklastík, ktorá v obvode Hontianskych Nemiec presahuje 600 m.

Hlavné tektonické poruchy v smere SZ—JV majú súvislý priebeh o smernej dĺžke 5—6 km, so sklonom 80—90°, zväčša orientovaným na JZ, ojedinele na SV. V strednej a južnej časti územia poruchové zóny slúžili ako výstupné cesty postvulkanických roztokov a podmienili takto intenzívnu lokálnu metamorfózu, kontaminujúcu staršie typy hornín, vrátane komplexu pyroxenických andezitov, kde hydrotermálna metamorfóza vyznieva.

Bloková poklesová tektonika mala najintenzívnejší priebeh po sformovaní

hruboporfyrického dacitoidného andezitu a granatického andezitu (zachyteného vrstvom PK-5 v hĺbke 350 m). V tom čase došlo k značným poklesom, ktoré dali podnet k vytvoreniu širšej intravulkanickej depresie, postupne vyplňovanej pyroklastickým materiálom pyroxenicko-amfibolického andezitu. Súčasne dochádzalo k výlevom niekoľko metrov mocných lávových prúdov, striedajúcich sa so subakválnymi pyroklastikami rovnakého zloženia, ktoré postupne vyrovnávali vzniklú depresiu. Na takto uložený materiál pozdejšie sedimentovali mladšie aglomeratické a subaglomeratické pyroklastiká pyroxenického andezitu, porušené opakujúcimi sa tektonickými pohybmi, ktoré ich rozbili na jednotlivé kryhy. Blokovaná tektonika najintenzívnejšie sa prejavila v lalokovitých výbežkoch južnej časti pokryvu v oblasti Širokej Lúky a celého pruhu na JV až k Prenčovu.

Severo-južný smer tektonických zón asi vznikol na báze starších tektonických pohybov, ktoré pôvodne podmienili vznik výstupových ciest prenikajúcich magmatogénnych mäs; neskôr i pod vplyvom periodického ožiovovania pulzov eruptívnej činnosti dochádzalo k ich systematickému obnovovaniu.

Hoci vekový vzťah medzi jednotlivými systémami porúch nie je ešte úplne vyjasnený, na základe viacerých faktov považujeme generálny, S—J smer za najstarší. Dokazuje to najmä väzba postvulkanickej propylitizácie na tento smer, i fakt, že premeny tohto druhu sa v nadložných komplexoch dosiaľ nenašli.

V krátkom príspevku snažili sme sa podať prehľad geologickej stavby územia v spojitosti s tektonickou činnosťou. Otázkami postvulkanickej činnosti, bližším popisom, charakterom a priebehom hydrotermálneho metamorfizmu i možnosťou vzniku rudných koncentrácií budeme sa zaoberať na inom mieste. Záverom ďakujem za cenné rady prof. dr. M. Kuthana a pg. A. Mihalikovej, ktorá z väčšej časti vypracovala mikroskopické rozborý hlavných typov hornín.

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Čajková M., 1955: Geologicko-petrografické pomery južne od Banskej Štiavnice. Geolog. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [2] Fiala F., 1937: Hlavné formy rozpadu sopečných hornín Slovenského stredohoria. Věda přírodní, Praha. — [3] Karolus K., 1954: Petrografický popis niektorých pyroklastík Banskostíavnického pohoria. Geolog. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [4] Karolus K., 1954: Zpráva o geologickom výskume územia Banská Štiavnica—Ilja—Anton. Geolog. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [5] Krist E., 1955: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Prenčovom a Belujou južne od Banskej Štiavnice. Geolog. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [6] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geolog. práce, Zošit 49, Bratislava. — [7] Lukáč R., 1955: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Sitna južne od Banskej Štiavnice. Geolog. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [8] Lukáč R., 1956: Niektoré problémy neovulkanizmu v širšom okolí Banskej Štiavnice. Geol. sborník VII/1—2, Bratislava.

GEOLOGY OF THE VOLCANIC COMPLEX SOUTH OF SITNO MOUNTAIN

Submitted below are the results of the first stage of studies concerning the geology of the district of Preňčov—Beluj—Ilija—Anton villages south of the Sitno Mt. (1011 m. a. s. l.).

The units taking part are the products of Tertiary volcanic activity with an apparent strato-volcanic structure.

Both field observations and core-drilling enabled the following determination of the volcanic members: (From the oldest down to the youngest)

Ist Phase of andesitic volcanism: 1. Coarse-porphyrific propylitized dacitoid andesite with garnet and its overlying tuffs; 2. Coarse-porphyrific propylitized pyroxene-hornblende andesite and equivalent agglomerate — pyroclastic.

IInd Phase of andesitic volcanism: 1. Pyroxene andesite with variable amount of hornblende and underlying pyroclastics; 2. Hybrid pyroclastics with fragments of pyroxene andesite and hornblende — biotite andesite at the IInd and IIIrd andesitic phase.

IIIrd Phase of andesitic volcanism: 1. Agglomerate pyroclastics of dacitoid hornblende — biotite andesite with syngenetic pumice tufts of Biely Kameň type as well as thin layers of lahar type pelites; 2. Thin flows and dykes of dacitoid hornblende — biotite andesite; 3. Pyroxene andesite with variable amount of biotite — type „Sitno“.

IIIrd Phase of rhyolitic volcanism: Rhyolite dyke cutting through the IIIrd phase andesites in the northern part of the studied area.

Ist Phase andesites occur exclusively near Preňčov and Beluj villages forming a tectonically limited island of a destructed relief appearing in an environment of subaqueous pyroclastic of the IInd phase andesites.

Pyroxene andesites form more or less continuous lavaflows flooded over its pyroclastics and displaced only by N—S block-tectonics into a horst-graben structure with blocks submerging to the south. Structural lines over 6 kms long led postvolcanic agents causing an intense alteration of neighbouring rocks (propylitization, carbonatization, zeolitization, kaolinization) without valuable mineralization.

On the destructed relief of IInd phase andesites are resting mixed pyroclastics gradually replaced by clastic products of the IInd phase andesites the products of which in this area are free of hydrothermal alteration. Separate position is held by the pyroxene andesite with biotite forming the top of Sitno Mt and several other higher points as relicts of lava flow. Resting on the IIIrd phase andesites it may represent a product of differentiation from more acid members of the IIIrd phase to somewhat more basic andesites in a transition to later basaltoid andesites and final basalts.

Block-tectonics effected mainly destruction of pyroxene andesite complex forming a series of local intravolcanic depression filled later by younger volcanic material. Maximum amplitude of throw observed was about 350 m,

North-southern strike of tectonic zones originated on the basis of older disjunctive structures serving as vents for the release of magmatic masses which were later several times repeated. The same strike is being observed with the rhyolite dykes breaking through the products of IIIrd phase andesites.

The age relations among particular volcanic phases, however, has not been definitively determined so far for the studied area.

Vysvetlivky k tab. IX—XII

Tab. IX

Obr. 1. Propylitizovaný hruboporfyrický dacitoidný andezit. Q — intrateluricky korodovaný kremeň. Zväčš. 12×, Nikoly II. Vrt BB-1, hĺbka 235 m. Foto: Vrbovský. — Obr. 2. Ryolit. Tmavé šmuhy — radiálne sferolity v základnej hmote. Q — kremeň, β — biotit. Pravá strana Ilijského potoka, juhozápadne od osady Bažanica. Zväčš. 12×, nikoly II. Foto: Vrbovský.

Tab. X

Obr. 1. Pyroxenický andezit, kóta 404,5 severovýchodne od Kincelovho vrchu. Zväčš. 12×. Nikoly II. Foto: Vrbovský. — Obr. 2. Poloha psefiticko-psamitického tufitu s tenkou vrstvou pelitického materiálu. Zlatý vrch, vrt BB-5, hĺbka 69 m. Foto: Vrbovský.

Tab. XI

Obr. 1. Lávový prúd pyroxenického andezitu v kontakte s jeho pyroklastikom. Štátna cesta Prenčov—Antol, po pravej strane Štiavnického potoka, 600 m na JZ od kóty 350,6. Foto: Burian. — Obr. 2. Doskovitá odlučnosť v pyroxenickom andezite typu Sitno, pozdĺž horizontálnych laminárnych puklín. Bralá v západnom ohraničení Bieleho Kameňa. Foto: Burian.

Tab. XII.

Obr. 1. Zlomová puklina vyplnená drveným propylitizovaným andezitom a tektonickým ílom, na okrajoch slabo mineralizovaná pyritom, kalcitom a ryolitmi. Zmenšené 3×. Vrt BB-2, — Bardiná, hĺbka 126,2—126,7 m. Foto: Vrbovský. — Obr. 2. Otvorené pukliny v propylitizovanom pyroxenickom andezite. Zmenšené 3×. Vrt BB-2, hĺbka 92,2—92,7 m. Foto: Vrbovský. — Obr. 3. Otvorená puklina — detail, pokrytá 3 mm kôrkou kalcitu a chabazitu so sprievodným pyritom. Zmenšené 1,5×. Vrt BB-2, hĺbka 85,0—85,2 m. Foto: Vrbovský.

JOZEF PEVNÝ

BRACHIOPÓDY SEVERNEJ ČASTI MALÝCH KARPÁT

V severnej časti Malých Karpát našla sa za niekoľko rokov (1957—1962) bohatá brachiopódová fauna v týchto súvrstviach: a) *stredotriasové svetlé, bielosivé až biele celistvé, zriedka hrubolavicovité vápence* wettersteinského typu chočskej jednotky na lokalite Ostrý vrch; b) *tmavošedé organogénne vápence*, tvoriace vložky uprostred svetlých, najčastejšie masívnych, len v spodnejších častiach lavicovitých až doskovitých rétskych vápencov chočskej jednotky pri Plaveckom Petri; c) *vápence vysokej série krížňanskej jednotky* v okolí Kuchyne: sev. svah Vysokej — sivé až tmavosivé, zväčša slabo krinoidové spodnoliastové vápence s hojnými hniezdami tmavosivých i hnedastých rohovcov, tvoriacich nepravidelné hľuzy, alebo súvislé polohy; *Prístodolok* — *stredný a vrchný lias* — ružové, biele, ojedinele i červené krinoidové vápence, obyčajne väčšej hrúbky, jemno až hrubozrnné, s kalcitickými žilkami. Striedajú sa s polohami sivohnedých i sivých drobnozrnných krinoidových vápencov s ružovým nádychom. Uprostred vápencov sú často hnedosivé, ružovkasté a tmavošedé rohovce, prestúpené jemnými kalcitickými žilkami, tvoriace hľuzy, nepravidelné hniezda, miestami i súvislé polohy. V nadloží krinoidových vápencov na sev. svahu Prístodolka je poloha červených hľuznatých i brekciovitých, sčasti krinoidových, čiastočne doskovitých toarských vápencov. Hľuzy tvoria svetloružové vápence, základnú masu drobnozrnné červené krinoidové vápence. Prechod do podloží krinoidových vápencov nie je zreteľný. V dogeri sa vyskytujú biele a ružové krinoidové vápence, predstavujúce vyššiu časť komplexu, ktorého podstatná masa patrí liasu.

Fauna je v podobe fosílnych jadier. Triasové formy sú značne prekryštalizované a preto sme nemohli sledovať vnútornú stavbu brachiopódov. Vnútornú stavbu jurských foriem som neštudoval preto, lebo som mal k dispozícii len málo jedincov; okrem toho sú tiež prekryštalizované.

V jednotlivých súvrstviach sme zistili tieto druhy:

a) *svetlé stredotriasové vápence*, 300 m JJV od k. 385,0, Ostrý vrch:

<i>Zeilleria angusta</i> (Schlotheim)	<i>Spiriferina fragilis</i> Schlotheim
<i>Cruratula eudora</i> (Laube)	<i>Spiriferina pectinata</i> Bittner
<i>Cruratula carinthiaca</i> (Rothpletz)	<i>Mentzelia mentzelii</i> (Dunker)
<i>„Rhynchonella“ vivida</i> Bittner	<i>Tetractinella trigonella</i> (Schlotheim)

b) *organogénne tmavošedé vápence rétu* pri Plaveckom Petri, Hradište 350 m JZ od k. 377,5:

<i>Rhaetina gregaria</i> (Suess)	<i>Austrirhynchia cornigera</i> (Schafhäutl)
<i>Zeilleria cf. norica</i> (Suess)	<i>„Cyrtina“ kössenensis</i> (Zugmayer)
<i>Septaliphoria fissicostata</i> (Suess)	<i>„Cyrtina“ cf. uncinata</i> (Schafhäutl)
<i>„Rhynchonella“ subrimosa</i> (Schafhäutl)	

c) *jurské vápence* v okolí Kuchyne:

1. *severný svah Vyskej SZ* od k. 754,2, *spodnoliasové tmavosivé slabokrinooidové vápence*:

<i>„Rhynchonella“ belemnita</i> (Quenstedt)	<i>Zeilleria cf. alpina</i> (Geyer)
<i>„Rhynchonella“ fraasi</i> Oppel	<i>Lobothyris punctata</i> (Sowerby)
<i>Calcirhynchia plicatissima</i> (Quenstedt)	<i>Spiriferina tumida ascendes</i> Eudes-Desl.
<i>Cuneirhynchia retusifrons</i> (Oppel)	<i>Spiriferina alpina</i> Oppel
<i>Zeilleria mutabilis</i> (Oppel)	<i>Spiriferina rostrata</i> (Zieten)
<i>Zeilleria ewaldi</i> (Oppel)	<i>Spiriferina obtusa</i> Oppel
<i>Zeilleria subnumismalis</i> (Davidson)	

2. *Pristodolok: šedé, krinooidové vápence s polohami ružových*, SSV svah Pristodolka 300 m od k. 596,2 (pliensbach až domér):

pliensbach: *Lobothyris punctata* (Sowerby), *Lobothyris subovoides* (Deslongchamps);
pliensbach až domér: *Spiriferina obtusa* Oppel, *Spiriferina alpina* Oppel, *Rudirhynchia calcicosta* (Quenstedt);

domér: *Bibbirhynchia amalthei* (Quenstedt), *„Rhynchonella“ aff. bouchardi* Davidson,

3. *Pristodolok, sivý krinooidový vápenec*, SSV svah, 350 m od k. 596,2 (pliensbach až domér):

pliensbach: *Lobothyris punctata* (Sowerby), *Cirpa fronto* (Quenstedt), *„Rhynchonella“ magnicostata* Ormós;

pliensbach až domér: *Zeilleria alpina* (Geyer), *Spiriferina obtusa* Oppel, *Spiriferina tumida haueri* Suess;

domér: *Prionorhynchia serrata* (Sowerby).

4. *Pristodolok, ružový krinooidový vápenec*, SSV svah 350 m od k. 596,2 (domér až toark):

domér:

<i>„Terebratula“ adnethensis</i> Suess	<i>Cincta cf. numismalis subquadrifida</i> (Oppel)
<i>Zeilleria cornuta</i> (Sowerby)	<i>Zeilleria subnumismalis</i> (Davidson)
<i>Zeilleria quadrifida</i> (Lamarck)	<i>Lobothyris edwardsi</i> (Davidson)
<i>Zeilleria cf. mariae</i> (Orbigny)	<i>„Rhynchonella“ cf. de lottoi</i> Piaz
<i>Zeilleria waterhousi lunaris</i> (Schübler — Zieten)	<i>Pisirhynchia inversa</i> (Oppel)

domér až toark:

<i>Spiriferina alpina</i> Oppel	<i>Zeilleria alpina</i> (Geyer)
<i>Spiriferina rostrata</i> Zieten	<i>Gibbirhynchia amalthei</i> (Quenstedt)
<i>Spiriferina cf. tumida haueri</i> Suess	

toark: *Stolmorhynchia bouchardi* (Davidson)

5. Prístodolok: ružový krinoidový vápenec, SSV svah 320 m od k. 596,2, domér až aalen: domér:

<i>„Terebratula“ rudis</i> Gemmellaro	<i>Prionorhynchia serrata</i> (Sowerby)
<i>Zeilleria stapia</i> (Oppel)	<i>Tetrarhynchia cf. tetrahedra</i> (Sowerby)
<i>Homoeorhynchia aff. capitulata</i> (Tate)	

domér — toark: *Gibbirhynchia amalihei* (Quenstedt)

aalen: *Sphenorhynchia rubrisaxensis crassicostata* (Rothpletz).

6. Severný svah Prístodolka 300 m S od k. 596,2, bludný balvan v doline západne od posidoniových vápencov, na ceste v červených krinoidových vápencoch (bajos až bat):

bajos:

<i>Loboidothyris perovalis</i> (Sowerby)	<i>Globirhynchia subobsoleta</i> (Davidson)
<i>Zeilleria waltoni</i> (Davidson)	<i>Kallirhynchia mutans depressa</i> (Rothpletz)
<i>Rhactorhynchia subtetrahedra</i> (Davidson)	

bajos až bat:

<i>Linguithyris curviconcha</i> (Oppel)	<i>„Rhynchonella“ cf. coarctata miscella</i> Oppel
<i>„Rhynchonella“ zisa</i> Oppel	<i>„Rhynchonella“ aff. atla</i> Oppel
<i>„Rhynchonella“ cf. defluxa</i> Oppel	<i>Rhynchonelloidella cf. brentoniaca</i> (Oppel)

bat:

<i>Gnathorhynchia trigona</i> (Quenstedt)	<i>„Rhynchonella“ cf. subechinata</i> Oppel
<i>Gnathorhynchia voutensis</i> (Oppel)	<i>„Rhynchonella“ aff. penninica</i> Uhlig.
<i>„Rhynchonella“ berchta</i> Oppel	

7. Severný svah Prístodolka, 300 m SSZ od k. 596,2, na hrebienku západne od posidoniových vápencov (smerom k Vývratu) (bajos až bat):

bajos:

<i>Loboidothyris perovalis</i> (Sowerby)	<i>Nucleata bifida</i> (Rothpletz)
<i>Lobothyris ventricosa</i> (Hartmann)	<i>Zeilleria waltoni</i> (Davidson)

bajos až bat:

<i>„Rhynchonella“ zisa</i> Oppel	<i>„Rhynchonella“ atla polymorpha</i> Oppel
<i>„Rhynchonelloidella brentoniaca“</i> (Oppel)	<i>„Rhynchonella“ aff. defluxa</i> Oppel
<i>„Rhynchonella“ coarctata</i> Oppel	

8. Severný svah Prístodolka, 350 m SV od k. 596,2, najvýchodnejší hrebienok, ružový krinoidový vápenec (batu):

<i>„Terebratula“ fylgia</i> Oppel	<i>Kutchirhynchia concinna badensis</i> (Oppel)
<i>„Rhynchonella“ cf. coarctata</i> Oppel	

9. Južný svah Prístodolka 200 m južne od k. 596,2, odkryv č. 31, ružový krinoidový vápenec bajos až bat:

bajos až bat:

<i>„Rhynchonella“ coarctata miscella</i> Oppel	<i>Rhynchonelloidella brentoniaca</i> (Oppel)
<i>„Rhynchonella“ coarctata</i> Oppel	bat: <i>„Rhynchonella“ berchta</i> Oppel
<i>„Rhynchonella“ defluxa</i> Oppel	

POPIS DRUHOV FAUNY

Z nájdených faun popisujem bližšie len druhy, ktoré sú dosiaľ v Západných Karpatoch málo rozšírené, alebo nie sú zatiaľ známe na iných miestach v Západných Karpatoch.

Cruratula Bittner, 1890

Cruratula eudora (Laube, 1865)

Tab. IV, obr. 1 a—d

1865 *Waldheimia eudora*, Laube: St. Cassian, p. 8, pl. 11, fig. 12.

1886 *Aulacothyris eudora*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 84.

1890 *Waldheimia (Cruratula) eudora*, Bittner: Brach. d. alp. Trias, p. 67, pl. 1, fig. 14, pl. 7, fig. 27.

Rozmery v mm: D 19; 17, — Š 19; 17, — H 10,5; 10.

Materiál: 110 úplne zachovaných jadier.

Popis: obrys trojboký, šírka a dĺžka približne rovnaké. Klenutie na veľkej miske značné, malá miska plochá, v strednej časti po celej dĺžke prehĺbená. Prehĺbeniu odpovedá ohyb čelnej väzby oproti veľkej miske. Vrchol je silne ohnutý, čiastočne prekrýva deltidium malej misky. Vrcholové hrany nie sú vyvinuté.

Stratigrafické rozšírenie: ladin až karn.

Miesto výskytu: Ostrý vrch, 300 m JJV od k. 385,0.

Geografické rozšírenie: Rakúsko.

Cruratula carinthiaca (Rothpletz, 1886)

Tab. IV, obr. 2 a—b

1886 *Terebratula carinthiaca*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 116, pl. 15, fig. 2—3.

1890 *Waldheimia (Cruratula) carinthiaca*, Bittner: Brach. d. alp. Trias, p. 127, pl. 4, fig. 17.

Rozmery v mm: D 21; 17,2, — Š 11; 14,1, — H 11,5, 11.

Materiál: 15 úplne zachovaných jadier.

Popis: obrys trojboký az zaoblený, dĺžka väčšia ako šírka, veľká miska značne klenutá, v strednej časti po dĺžke vyvýšená, pri vrchole vybieha do kýlu; malá miska po dĺžke prehĺbená. Od čelných rohov zbiehajú sa smerom k vrcholu na oboch miskách tupé hrany, ktoré oddeľujú stredné časti misiek od bočných. Vrchol je silne ohnutý a stlačený.

Stratigrafické rozšírenie: ladin až karn.

Miesto výskytu: Ostrý vrch, 300 m JJV od k. 385,0.

Geografické rozšírenie: Rakúsko, Taliansko.

Cyrtina Davidson, 1858 s. l.

„*Cyrtina*“ *kössenensis* (Zugmayer, 1880)

Tab. IV, obr. 4 a—b

1854 *Spirifer Münster*, Suess: Brach. d. Köss. Schichten, p. 22, pl. 2, fig. 1—3.

1880 *Spiriferina kössenensis*, Zugmayer: Unters, über Rhät. Brach. p. 28, pl. 3, fig. 2, 3, 13.

Rozmery v mm: D 24; Š 19; H 18.

Materiál: 9 úplne zachovaných jadier.

Popis: obrys lichobežníkový, hrúbka značná, na veľkej miske vyvinutý sinus, na malej výrazné sedlo v podobe silného stredného rebra. Po oboch stranách od sinu a sedla po 6 rebier. Rebrá sú silné, v podobe lomeného oblúka, alebo ostré; vrchol mierne ohnutý, pod ním dlhá trojboká area.

Stratigrafické rozšírenie: rét.

Miesto výskytu: Hradišteck pri Plav. Petri, 350 m JZ od k. 377,5.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Vysoké Tatry (Hybe), Maďarsko, Rakúsko.

„*Cyrtina*“ cf. *uncinata* (S c h a f h ä u t l, 1851)

Materiál: 1 neúplné, z bokov silne stlačené jadro.

Popis: obrys trojboký, veľká miska 3× dlhšia ako malá, s pretiahnutou dlhou areou, úzkym sinom v strednej časti, ktorému na malej miske odpovedá sedlo v podobe silného stredného rebra. Po stranách po 4 rebrách.

Miesto výskytu: Hradišteck pri Plav. Petri, 350 m JZ od k. 377,5.

Lobothyris Buckman, 1914

Lobothyris subovoides (D e s l o n g c h a m p s, 1869)

1869 *Terebratula numismalis ovulum*, Quenstedt: Brachiopoden, p. 325, pl. 46, fig. 34—39.

1869 *Terebratula* cf. *resupinata*, Quenstedt: Brachiopoden, p. 353, pl. 47, fig. 67.

1905 *Terebratula* (*Epithyris*) *subovoides*, Rau: Brach. d. mittl. Lias Schwabens, p. 50, pl. 3, fig. 1—6, 14.

Rozmery v mm: D 15, Š 12,5, H 7,5.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys suboválny, dĺžka o niečo väčšia ako šírka, klenutie väčšie na veľkej miske, malá miska je plochá. Vázba je priama, vrchol značne ohnutý so zreteľnými hranami.

Pozn. a vzťahy: niektoré vyobrazenia Raua a Quenstedta majú na malej miske plytký sinus, ktorý sa však nemusí vyskytovať.

Stratigrafické rozšírenie: spodný a stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 300 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Nemecko, Francúzsko.

Lobothyris edwardsi (D a v i d s o n, 1851)

1851 *Terebratula Edwardsii*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 30, pl. 6, fig. 11, 13, 15.

1871 *Terebratula numismalis ovulum*, Quenstedt: Brachiopoden, p. 325, pl. 46, fig. 33.

1905 *Terebratula Edwardsii*, Rau: Brach. d. mittl. Lias Schwabens, p. 49, pl. 3, fig. 11—13.

Rozmery v mm: D 33, Š 25, H 26.

Materiál: 2 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys oválny, dĺžka väčšia ako šírka. Charakteristická pre tento druh je značná hrúbka schránky a nakopenie prírastkových čiar okolo väzieb. Klenutie značnejšie na veľkej miske; vrchol silne ohnutý, s krátkymi výraznými hranami. Chrbát vrcholu je vyvýšený do slabého kýlu.

Stratigrafické rozšírenie: lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Košecké Rovné), Anglicko, Francúzsko, Západné Nemecko.

Zeilleria, B a y l e, 1878

Zeilleria subnumismalis (D a v i d s o n, 1851)

Tab. IV, obr. 3 a—b

1851 *Terebratula numismalis* var. *subnumismalis*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 38, pl. 5, fig. 10.

1878 *Waldheimia subnumismalis*, Davidson: Suppl., p. 162, pl. 21, fig. 1—7.

1905 *Waldheimia subnumismalis*, Rau: Brach. d. mittl. Lias Schwabens, p. 66, pl. 5, fig. 10.

Rozmery v mm: D 21, Š 19, H 9.

Materiál: 3 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys oválny až päťboký, klenutie na oboch miskách značné, na veľkej miske o niečo väčšie. Čelná väzba tvorí malý ohyb oproti malej miske. Vrchol je široký, mierne ohnutý, s krátkymi a ostrými hranami.

Stratigrafické rozšírenie: spodný a stredný lias.

Miesto výskytu: severný svah Vysokej, SZ od k. 754,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Kostelec, Trenčianska Teplá), Rakúsko, Bavorsko, Taliansko, Anglicko, Francúzsko.

Zeilleria quadrifida (L a m a r c k, 1819)

Tab. V, obr. 2

1851 *Terebratula quadrifida*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 28, pl. 3, fig. 8—10.

1878 *Waldheimia quadrifida*, Davidson: Suppl., p. 157, pl. 21, fig. 20.

Rozmery v mm: D 18, Š 20, H 8,3.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys päťboký, šírka väčšia ako dĺžka; zámková väzba tvorí polovicu obvodu misiek, ostatnú časť tvoria 3 záhyby, oddelené štyrma výbežkami (2 bočné a 2 čelné), z ktorých smerom k temenu vybiehajú slabo výrazné, zaoblené chrby, medzi nimi sú tri sinusy. Klenutie na oboch miskách je slabé, vrchol mierne ohnutý s ostrými hranami.

Poznámky a vzťahy: Náš exemplár predstavuje prechodnú formu k *Zeilleria cornuta* (S o w e r b y), ktorá má však väčšiu dĺžku ako šírku, je viac klenutá; preto sa pre tvarovú odlišnosť typických foriem vyčleňuje ako samostatný druh.

Stratigrafické rozšírenie: stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Francúzsko, Anglicko.

Zeilleria cf. mariae (Orbigny, 1849)

Materiál: 2 neúplne zachované jadrá, z nich jedno deformované.

Popis: obrys oválny, dĺžka a šírka približne rovnaké, malej veľkosti, klenutie slabé, misky sú ploché a hrubé. Vrchol je mierne ohnutý, s ostrými hranami.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 350 m od k. 596,2.

Zeilleria waterhousi lunaris (Schubler-Zieten)

1905 *Waldheimia Waterhousi lunaris*, Rau: Brach. d. mittl. Lias Schwabens, p. 75, pl. 4, fig. 49–50.

Rozmery v mm: D 12,8, Š 10, H 8.

Materiál: jedno úplne zachované jadro.

Popis: obrys trojboký, dĺžka väčšia ako šírka, klenutie väčšie na malej miske, hlavne na jej temene. Na čele sú obe misky prehĺbené. Charakteristický pre túto variету je priebeh čelnej väzby, umiestnenej v jednej rovine s bočnou väzbou; len v strednej časti tvorí malý oblúk oproti veľkej miske, kde mu odpovedá slabé vyvýšenie v prehĺbenej čelnej časti. Vrchol nízky, slabo ohnutý s ostrými hranami.

Stratigrafické rozšírenie: stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Nemecko, Francúzsko, Rakúsko.

Rhynchonella Fischer, 1809, s. l.

„Rhynchonella“ vivida Bittner, 1890

1890 *Rhynchonella decurtata vivida*, Bittner: Brach. d. alp. Trias, p. 10, pl. 32, fig. 11–12.

Rozmery v mm: D 12, Š 12, H 6,5.

Materiál: 3 jadrá, jedno úplne a dve neúplne zachované.

Popis: obrys päťboký, šírka a dĺžka približne rovnaké, klenutie malé, na malej miske niečo väčšie ako na veľkej. Rebrá silne ostré (počet 8–9, v sine 2, na sedle 3) nesiahajú do vrcholovej časti, ktorá je hladká. Sedlo dosť nápadné, oddelené od bokov dvoma brázdami. Vrchol vzpriamený.

Stratigrafické rozšírenie: stredný trias.

Miesto výskytu: Ostrý vrch, 300 m JJV od k. 385,0.

Geografické rozšírenie: Rakúsko.

„*Rhynchonella*“ *subrimosa* (Schafhäutl, 1851)

1854 „*Rhynchonella*“ *subrimosa*, Suess: Brach. d. Köss. Sch., p. 54, pl. 4, fig. 5—11.

1880 *Rhynchonella subrimosa*, Zugmayer: Unters. über Rhät. Brach., p. 37, pl. 4, fig. 22—28.

Rozmery v mm: D 14, Š 15, H 9.

Materiál: 2 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys okrúhly až päťboký, klenutie väčšie na malej, sinus zas na veľkej miske; sedlo je na malej miske dosť výrazné. Rebrá vyvinuté len v čelnej časti, nedosahujú ani polovicu dĺžky misiek; počet 9—10, v sine 3, na sedle 4. Vrchol je len nepatrne ohnutý.

Poznámky a vzťahy: naša forma sa podobá druhu *Septaliphoria fissicostata* (Suess), od ktorého sa líši kratšími rebrami, nesiahajúcimi do vrcholovej časti.

Stratigrafické rozšírenie: rét.

Miesto výskytu: Hradište pri Plaveckom Petri, 350 m JZ od k. 377,5.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Vysoké Tatry, Rakúsko.

„*Rhynchonella*“ *fraasi* O p p e l, 1861

1861 *Rhynchonella fraasi*, O p p e l: Brach. d. unt. Lias, p. 543, pl. 12, fig. 3.

1889 *Rhynchonella fraasi*, Geyer: Brach. d. Hierlatz, p. 52, pl. 4, fig. 18—24.

1906 *Rhynchonella fraasi*, Piaz: Fauna Lias. di Sospirolo, p. 31, pl. 2, fig. 7.

Rozmery v mm: D 17, Š 18, H 10.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys päťboký, šírka väčšia ako dĺžka, klenutie väčšie na malej miske, najväčšie vo vrcholovej časti. Na veľkej miske je široký a plytký sinus, ktorému na malej odpovedá slabo výrazné sedlo. Rebrá pod vrcholom sú jemné, v čelnej časti lepšie vyvinuté, zaoblené; počet 16—17, v sine 5, na sedle 6. Najsilnejšie sú rebrá ohraničujúce sinus. Miestami sa rebrá vetvia, alebo sa vkladajú medzi ne nové rebrá. Vrchol je mierne ohnutý s tupými hranami, na bokoch prehĺbené areoly len na malej miske.

Stratigrafické rozšírenie: spodný a stredný lias.

Miesto výskytu: severný svah Vysokej, SZ od k. 754,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Košecké Rovné, Košeca), Rakúsko, Taliansko.

„*Rhynchonella*“ *magnicostata* O r m ó s, 1937

Tab. IV, obr. 5 a—c

1937 *Rhynchonella magnicostata*, O r m ó s: Kékhegy — Brachiopoden..., p. 26, pl. 1, fig. 10.

Rozmery v mm: D 28; 29, — Š 34; 31, — H 19,5; 19 u vyobrazeného jedinca.

Materiál: 7 úplne zachovaných, 1 neúplné jadro.

Popis: obrys päťboký, šírka väčšia ako dĺžka, klenutie mierne, najväčšie okolo temien (väčšie na malej miske); sinus i sedlo málo výrazné, ploché a široké.

Rebrá sú silné, široké; počet 9—15, v sine 3—7, na sedle 4—8. Rebrá v sine sú slabšie vyvinuté ako na bokoch, rebrá na sedle sú silnejšie ako na bokoch. Vrchol je nízky, široký, silne ohnutý, s výraznými hranami. Na bokoch eliptické konkávne areoly, rozpoltené bočnou väzbou.

Poznámky a vzťahy: tento druh podobá sa „*Rhynchonella*“ *polyptycha* O p p e l, je však väčší a má silnejšie a širšie rebrá.

Stratigrafické rozšírenie: spodný a stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Maďarsko.

„*Rhynchonella*“ *zisa* O p p e l, 1863

1863 *Rhynchonella zisa*, O p p e l: Posidoniomyen-Gesteine ..., p. 210, pl. 6, fig. 6—7.

1961 *Rhynchonella zisa*, Ferrari: Brach. Giurassici ..., p. 132,,

Rozmery v mm: D 15; Š 16; H 8,5.

Materiál: 2 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys tvaru pravidelného trojuholníka, klenutie mierne, v čelnej časti veľkej misky slabý sinus; malá miska je plochá, vrchol nízky, mierne ohnutý.

Stratigrafické rozšírenie: bajós-bat.

Miesto výskytu: severný svah Prístodolka, 300 m S od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Rakúsko, Taliansko.

„*Rhynchonella*“ *coarctata miscella* O p p e l, 1863

1863 *Rhynchonella coarctata miscella*, O p p e l: Posidoniomyen-Gesteine ..., p. 210, pl. 6, fig. 5.

Rozmery v mm: D 20; Š 20; H 12.

Materiál: 2 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys päťboký, šírka a dĺžka približne rovnaké, klenutie väčšie na malej miske; na veľkej miske je vyvinutý výrazný sinus, vybiehajúci v podobe laloka oproti malej miske. V čelnej časti malej misky je vyvinuté výrazné sedlo. Čelná väzba tvorí lomený oblúk oproti malej miske. Vrchol je malý, mierne ohnutý, bez výrazných hrán.

Stratigrafické rozšírenie: stredný doger.

Miesto výskytu: južný svah Prístodolka, odkryv č. 31, 200 m J od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Rakúsko, Taliansko.

„*Rhynchonella*“ *coarctata* O p p e l, 1863

Tab. VI, obr. 3 a—c

1863 *Rhynchonella coarctata*, O p p e l: Posidoniomyen-Gesteine ..., p. 209, pl. 6, fig. 4.

Rozmery v mm: D 14; 13, — Š 15,5; 15 — H 11; 8,2 u vyobrazeného jedinca.

Materiál: 10 jadier, z toho 2 úplné a 8 neúplných.

Popis: obrys päťboký; na veľkej miske je vyvinutý hlboký a výrazný sinus, na malej výrazné sedlo v čelnej časti. Čelná väzba vybieha v strednej časti do ostrého záhybu oproti malej miske. Vrchol je nízky, mierne ohnutý, bez výrazných hrán.

Stratigrafické rozšírenie: stredný doger.

Miesto výskytu: južný svah Prístodolka, odkryv č. 31, 200 m J od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Č. Lehota), Zvolenská vrchovina (lom Drienkyňa), Rakúsko, Taliansko.

„Rhynchonella“ defluxa O p p e l, 1863

Tab. VI, obr. 4 a—c

1863 *Rhynchonella defluxa*, O p p e l: Posidoniomyen-Gesteine..., p. 212, pl. 7, fig. 1—4.

1961 *Rhynchonella defluxa*, Ferrari: Brachiop. giurassici..., p. 126, pl. 9, fig. 7.

Rozmery v mm: D 19,5; Š 19; H 9.

Materiál: 9 úplne zachovaných jadier.

Popis: obrys trojboký, šírka a dĺžka približne rovnaké, klenutie silnejšie na veľkej miske, na malej je vyvinutý sinus. Rebrá sú silné, ostré; počet 5—7; v sine 1—2, v strednej časti veľkej misky 2—3. Vrchol je nízky, mierne ohnutý s hranami.

Stratigrafické rozšírenie: bajós-bat.

Miesto výskytu: južný svah Prístodolka, odkryv č. 31, 200 m J od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Č. Lehota), Rakúsko, Taliansko.

„Rhynchonella“ berchta O p p e l, 1853

Tab. VI, obr. 5 a—c

1863 *Rhynchonella berchta*, O p p e l: Posidoniomyen-Gesteine... p. 207, pl. 5, fig. 7—8.

Rozmery v mm: D 17; Š 14; H 7,5.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys oválny až trojboký, klenutie mierne, značnejšie na malej miske; na oboch miskách sú stredné sploštené časti oddelené od bočných jemnými hranami, zbiehajúcimi sa smerom k vrcholu. Veľká miska je v strednej časti slabo prehlbená. Povrch misiek býva hladký, bez rebier, vrchol vzpriamený, ostrý. Čelná väzba tvorí slabý ohyb oproti malej miske.

Stratigrafické rozšírenie: stredný doger.

Miesto výskytu: južný svah Prístodolka, odkryv č. 31, 200 m J od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Rakúsko.

Rudirhynchia Buckman, 1914

Rudirhynchia calcicosta (Quenstedt, 1852)

1871 *Terebratula calcicosta*, Quenstedt: Brachiop., p. 51, pl. 37, fig. 82–91.

1878 *Rhynchonella calcicosta*, Davidson: Suppl.: p. 220, pl. 28, fig. 110–119.

Rozmery v mm: D 10,2; Š 12; H 6.

Materiál: 2 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys štvorboký až oválny, klenutie na oboch miskách rovnomerné; na veľkej je vyvinutý široký a plochý sinus, na malej mierne sedlo. Rebrá ostré, silné; počet 8–13, v sine 3–6, na sedle 4–7. Vrchol málo ohnutý s ostrými krátkymi hranami.

Stratigrafické rozšírenie: spodný a stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 300 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Stratenská hornatina (Lipovec), západné Nemecko, Francúzsko, Anglicko.

Prionorhynchia Buckman, 1914

Prionorhynchia serrata (Sowerby, 1825)

Tab. V, obr. 1 a–c

1851 *Rhynchonella serrata*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 85, pl. 15, fig. 1–2.

1956 *Prionorhynchia serrata*, Ager: Liassic. Rhynchonellidae, p. 44, pl. 2, fig. 10–12.

Rozmery v mm: D 35; 22, — Š 34; 20, — H 26; 14.

Materiál: 3 úplne zachované jadrá.

Popis: obrys trojboký až okrúhly, šírka a dĺžka skoro rovnaké, klenutie značné; väčšie na malej miske. Sinus a sedlo sú málo výrazné, rebrá silné (počet 14–18); vrchol nízky, silne ohnutý, s výraznými hranami. Na bokoch pod vrcholom sú prehĺbené areoly.

Stratigrafické rozšírenie: stredný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Prístodolka, 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Strážovská hornatina (Predhorie), Anglicko, Francúzsko.

Stolmorhynchia Buckman, 1914

Stolmorhynchia bouchardi (Davidson, 1851)

Tab. V, obr. 3

1851 *Rhynchonella Bouchardi*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 82, pl. 15, fig. 3–5.

1878 *Rhynchonella Bouchardi*, Davidson: Suppl., p. 205, pl. 29, fig. 19.

Rozmery v mm: D 15; 14, — Š 19; 16, — H 10; 9,5.

Materiál: 13 úplne zachovaných jadier.

Popis: obrys oválny, šírka trochu väčšia ako dĺžka, klenutie väčšie na malej miske. V čelnej časti veľkej misky je široký plochý sinus, ktorému na malej miske odpovedá výrazné sedlo. Rebrá sú vyvinuté len v čelnej časti misiek, silne zaoblené (počet 5—7, na sedle 2—3, v sine 1—2). Vrchol býva nízky a široký, málo ohnutý, s málo výraznými hranami.

Poznámky a vzťahy: tomuto druhu sa veľmi podobá „*Rhynchonella*“ *prona* Oppel zo stredného liasu i „*Rhynchonella*“ *adunca* Oppel zo stredného dogeru. Rothpletz všetky 3 druhy zahrňuje do Prona-Sippe.

Stratigrafické rozšírenie: vrchný lias.

Miesto výskytu: SSV svah Pristodolka, 350 m od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Anglicko.

Rhactorhynchia Buckman, 1914

Rhactorhynchia subtetrahedra (Davidson, 1851)

Tab. V, obr. 4 a—b

1851 *Rhynchonella subtetraedra*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 95, pl. 16, fig. 9—12.

1886 *Rhynchonella subtetraedra*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 149, pl. 10, fig. 16.

Rozmery v mm: D 17; 13,5, — Š 18; 15, — H 10; 9.

Materiál: 3 úplne, 9 neúplne zachovaných jadier.

Popis: obrys oválny, šírka väčšia ako dĺžka, klenutie mierne (väčšie na malej miske); na veľkej miske je vyvinutý široký, plochý sinus, ktorému na malej odpovedá ploché sedlo. Rebrá sú ostré, počet 14—16, v sine 4—5, na sedle 5—6. Vrchol je mierne ohnutý.

Stratigrafické rozšírenie: spodný doger.

Miesto výskytu: Pristodolok, 300 m S od k. 596,2 v doline Z od posidoniových vápencov.

Geografické rozšírenie: Anglicko, Francúzsko, Rakúsko, Západné Nemecko.

Globirhynchia Buckman, 1915

Globirhynchia subobsoleta (Davidson, 1851)

Tab. V, obr. 5 a—c

1851 *Rhynchonella subobsoleta*, Davidson: Brit. ool. lias. Brach., p. 91, pl. 17, fig. 14.

Rozmery v mm: D 14; Š 14; H 9,2.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys okrúhly, šírka a dĺžka rovnaké i klenutie na oboch miskách; sinus i sedlo sú nevýrazné, rebrá hrubé, ostré (počet na oboch miskách 12, v sine 3, na sedle 4). Vrchol málo ohnutý, čelná väzba tvorí slabý oblúk oproti malej miske.

Stratigrafické rozšírenie: spodný doger.

Miesto výskytu: Prístodolok, 300 m S od k. 596,2, v doline Z od posidoniových vápencov.

Geografické rozšírenie: Anglicko.

Kallirhynchia Buckman, 1914

Kallirhynchia mutans depressa (Rothpletz, 1886)

Tab. VI, obr. 1 a—c

1886 *Rhynchonella mutans* var. *depressa*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 141, pl. 9, fig. 34—36, 39—41, 43—46.

Rozmery v mm: D 14; Š 19; H 7.

Materiál: 2 úplne a 2 neúplne zachované jadrá.

Popis: obrys oválny, šírka väčšia ako dĺžka, klenutie slabé, sinus i sedlo ploché a široké. Rebrá sú zaoblené (počet 12—14, v sine 4—5, na sedle 5—6), vrchol značne ohnutý, s neostrými hranami.

Poznámky a vzťahy: od typu druhu sa naša varieta líši väčšou šírkou, menšou hrúbkou, oválnym obrysom (typ má viac kruhovitý obrys). Podobá sa *Calcirh. plicatissima* (Quenstedt) z liasu a „*Rh.*“ *pugilla* Rothpletz zo stredného dogeru.

Stratigrafické rozšírenie: spodný doger.

Geografické rozšírenie: Rakúsko, Taliansko.

Miesto výskytu: Prístodolok, 300 m S od k. 596,2 v doline Z od posidoniových vápencov.

Gnathorhynchia Buckman, 1914

Gnathorhynchia trigona (Quenstedt, 1851)

Tab. VI, obr. 2 a—c

1871 *Terebratula trigona*, Quenstedt: Brachiopoden, p. 145, pl. 40, fig. 70—74.

1886 *Rhynchonella trigona*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 153, pl. 12, fig. 11—12.

Materiál: 2 neúplne zachované jadrá.

Popis: obrys trojboký, šírka väčšia ako dĺžka; misky sú ploché; nemajú sinus ani sedlo. Väčšie prehĺbenie malej misky na jednom jadre vzniklo pravdepodobne poškodením misky počas jej rastu. Rebrá sú ostré (počet 14), na čelnej väzbe zapadajú na oboch miskách zúbkovite do seba. Vrchol je mierne ohnutý, na bokoch sú vyvinuté pozdĺžne areoly.

Poznámky a vzťahy: *Gn. voutlensis* (Oppel) sa líši od tohto druhu menšou šírkou, hrubšími a menej početnými rebrami.

Stratigrafické rozšírenie: bat.

Miesto výskytu: Pristodolok, 300 m S od k. 596,2 v doline Z od posidoniových vápencov.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — Biele Karpaty (Dohňany — Lazy), Strážovská hornatina (Čierny vrch), SSSR, Rakúsko, Západné Nemecko.

Kutchirhynchia Buckman, 1914

Kutchirhynchia concinna badensis (Oppel, 1875)

1886 *Rhynchonella concinna badensis*, Rothpletz: Vilser Alpen, p. 144, pl. 12, fig. 7—9.

Rozmery v mm: D 17, Š 18, H 15.

Materiál: 1 úplne zachované jadro.

Popis: obrys okrúhly až oválny, klenutie značné, najmä vo vrchnej tretine malej misky; sinus veľkej misky je plytký, široký, málo výrazný; sedlo malej misky trochu výraznejšie. Rebrá sú silné, ostré (počet 16—17, v sine 4, na sedle 5), vrchol mierne ohnutý, s tupými hranami.

Stratigrafické rozšírenie: bat.

Miesto výskytu: S svah Pristodolka, 350 m SV od k. 596,2.

Geografické rozšírenie: Francúzsko, Rakúsko.

Lektoroval pg. M. Rakús.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Ager D. V., 1956: A Monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. Paleontographical Society, Vol. CX, London. — [2] Bittner A., 1890. Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [3] Böse E., 1897: Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Palaeontographica, Bd. 44, Stuttgart. — [4] Buckman S. S., 1918: The Brachiopoda of the Namyau Beds, Northern Shan States, Burma. Palaeont. Indica, III/2, Calcutta. — [5] Davidson T., 1851: A Monograph of British Oolitic and Liasic Brachiopoda. Palaeontographical Society, Vol. 6. London. — 1876—78: Supplement to the British Jurassic and Triassic Brachiopoda. Palaeontographical Society, Vol. 30—32, London. — [6] Ferrari A., 1960—61: Brachiopodi giurassici dei dintorni di Roveretto (Trentino). Giornale di Geologia. Annali del Museo Geologico di Bologna. — [7] Geyer G., 1889: Über die liasischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abh. d. k. k. geol. R. A., XV/1, Wien. — [8] Haas H., 1885, 1887, 1891: Étude monographique et critique des Brachiopodes Rhétiens et Jurassiques des Alpes Vandoises. Mem. Soc. Pal. Suisse, Vol. XI, XIV, XVIII, Genève. — [9] Laube G., 1865: Die Fauna der Schichten von St. Cassian II. Brachiopoden und Bivalven. Denkschr. d. Akad. der Wissenschaften XXV, Wien. — [10] Martelli A., 1906: Brachiopodi del Dogger Montenegriano. Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. XXV, Roma. — [11] Nucubidze K. Š., 1949: Ljasskije brachiopody periferii Dzirul'skogo massiva. Akad. nauk Gruzinskoj SSR. Trudy geol. instituta, ser. geol. 5 (10), Tbilisi. — [12] Oppel A., 1861: Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft XIII/4,

Berlin. — [13] O p p e l A., 1863: Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidoniomyen-Gesteinen in den Alpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft XV/1, Berlin. — [13] O r m ó s E., 1937: Die Brachiopoden-Fauna der unteren Lias in Kékhegy (Bakonyerwald). Abh. min. geol. Inst. Univ. Debrecen. — [14] P i a z G. D., 1907: Sulla fauna liasica delle tranze di Sospirolo I. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXXIII, Genève. — [15] Q u e n s t e d t F. A., 1868—71: Petrefactenkunde Deutschlands; II. Brachiopoden, Leipzig. — [16] R a u K., 1905: Die Brachiopoden d. mittl. Lias Schwabens mit Ausschluss der Spiriferinen. Geol. paläont. Abh. X (N. F. VI), Jena. — [17] R o t h p l e t z A., 1886: Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica, Bd. XXXIII, Tübingen. — [18] S u e s s E., 1854: Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. VII, Wien. — [19] U h l i g V., 1881: Ueber die Fauna des rothen Kelloweykalkes der penninischen Klippe Babbierzowka bei Neumarkt (Westgalizien). Jahr. d. geol. R. A. Bd. 31, Wien. — [20] Z u g m a y e r H., 1880: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. zur Paläontol. Österreich-Ungarns, Bd. I, Wien.

JOZEF PEVNÝ

ON BRACHIOPODS FROM NORTHERN LITTLE CARPATHIANS

In northern Little Carpathians a rich mesozoic brachiopod fauna was found. The Fauna is very rich on species. In this paper are described species till now little known in the Western Carpathians, mainly in Doggerian. The fauna comes from following rocks:

a) *Middle Triassic light to white compact limestones of wetterstein* — type from the Choč-unit at the locality Ostrý Grúň with *Crurātula eudora*, *C. carinthiaca*, „*Rhynchonella*“ *decurtata vivida*, *Tetractinella trigonella*.

b) *Organogene dark-grey limestone intercalations* in the midst of light massive Rhaetic limestones from the Choč-unit near Plavecký Peter with „*Rhynchonella*“ *subrimosa*, *Austrirhynchia cornigera*, *Cyrtina kössenensis*.

c) *Crinoid limstones* from the Vysoká-Series of the Krížná-unit in the vicinity of the village Kuchyňa. There are dark — grey weakly crinoid Lower Liassic limestones at the northern slope of Vysoká with „*Rhynchonella*“ *fraasi*, *belemnitica*, *Zeilleria subnumismalis*, *ewaldi*, *Spiriferina obtusa*; Middle and Upper Liassic white, pink and red, fine to coarse grained crinoid limestones with *Zeilleria quadrifida*, *Z. waterhousi lunaris*, *Gibbirhynchia amalthei*, *Stolmorhynchia bouchard* at the locality Prístodolok, alternating with grey fine grained crinoid limestones with *Rhynchonella magnicostata*, *Prionorhynchia serrata*, *Cirpa fronto*. The white and pink crinoid limestones continue in Doggerian with *Rhactorhynchia subtetrahedra*, *Globirhynchia subboleta*, *Kallirhynchia mutans depressa*, „*Rhynchonella*“ *defluxa*, „*Rhynchonella*“ *coarctata*, *Gnathorhynchia trigona*.

Geological Institute of Dionys Štúr
in Bratislava

Vysvetlivky k tabuľkám.

Tab. IV

1 a—d — *Crurātula eudora* (Laube). Ostrý vrch. Zväčš. 1,5×; 2 a—b — *Crurātula carinthiaca* (Rothpletz). Ostrý vrch. Zväčš. 1,5×; 3 a—b — *Zeilleria subnumismalis* (Davidson). Sev. svah Vysokej. Zväčš. 1,5×; 4 a—b — „*Cyrtina*“ *kössenensis* (Zugmayer). Plavecký Peter. Zväčš. 1,5×; 5 a—c — „*Rhynchonella*“ *magnicostata* O r m ó s. Prístodolok. Prir. veľkosť.

Tab. V

1 a-c — *Prionorhynchia serrata* (Sowerby). Prístodolok. Prir. veľkosť; 2 — *Zeilleria quadrifida* (Lamarck). Prístodolok. Zväčš. 1,5×; 3 — *Stolmorhynchia bouchardi* (Davidson). Prístodolok. Zväčš. 1,6×; 4 a-b — *Rhactirhynchia subtetrahedra* (Davidson); Prístodolok. Zväčš. 1,5×; 5 a-c — *Globirhynchia subobsoleta* (Davidson). Prístodolok. Zväčš. 1,8×.

Tab. VI

1 a-c — *Kallirhynchia mutans depressa* (Rothpletz). Prístodolok. Zväčš. 1,5×; 2 a-c — *Gnathorhynchia trigona* (Quenstedt). Prístodolok. Zväčš. 1,6×; 3 a-c — „*Rhynchonella*“ *coarctata* Oppel. Prístodolok. Zväčš. 1,6×; 4 a-c — „*Rhynchonella*“ *defluxa* Oppel. Prístodolok. Zväčš. 1,6×; 5 a-c — „*Rhynchonella*“ *berchta* Oppel. Prístodolok. Zväčš. 1,6×.

Snímky vyhotovil F. Vrbovský. Vyobrazené jedince sú uložené v zbierkach Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

ANNA ONDREJÍČKOVÁ

EOCÉNNE MÄKKÝŠE Z LOKALITY SKAČANY

Úvod

Centrálnokarpatský paleogén pri severnom okraji Nitrianskej pahorkatiny, ktorý tvorí nesúvislý pruh na južnej strane Strážovskej hornatiny, je paleontologicky málo preskúmaný. Z tejto oblasti podávam výsledky paleontologických výskumov eocénnej makrofauny z lokality Skačany, na ktorú ma upozornila E. Brestenská.

Eocénna makrofauna pochádza zo sivohnedých slieňov a umelého odkryvu pri cintoríne na SV od Skačian (okres Partizánske). Paleogén pri južnom okraji Strážovskej hornatiny (Čechovič — Brestenská 1959) transgreduje na morfolologicky značne členené mezozoické podložie bazálnymi zlepcami, miestami až brekciami. Zlepence sú hrubo až jemnozrnné, šedé alebo biele. Valúny sa skladajú z materiálu podložných vrstiev (vápence, dolomity, kremence, bridlice). Vo vrchnej časti bazálneho súvrstvia sú polohy numulitových vápencov a miestami i sivožltých piesčitých slieňov s faunou. Nad týmto súvrstvím striedajú sa vo flyšovom vývoji jemnozrnné pieskovce a slieňo-ílovce, ktorými paleogénna sedimentácia končí.

V najbližšom okolí lokality Skačany je takýto sled vrstiev (zdola hore): v záreze cesty pri kostolíku asi 150 m južne od lokality, je asi 2 m mocná poloha numulitových vápencov, prechádzajúcich do vápnito-slienitých pieskovcov až pieskovcov s hojnou numulitovou faunou. Z tejto polohy určil prof. F. Bieda z Krakowa veľké foraminifery: *Numulites perforatus sismondai* Archiac, forma B; *Asilina spira* de Roissy, forma A, B; *Asilina exponens* Sowerby, forma A, B. Nad vápnitými pieskovecami sú slieňe sivohnedožltej farby, bohaté na mäkkýše a koraly.

Vývoj eocénu v okolí Skačian geneticky súvisí s eocénom Horného Ponitria, odkiaľ poznáme zatiaľ jediný výskyt fauny (Bojnice) z tejto časti centrálnokarpatského paleogénu. Makro a mikrofaunu z Bojníc určili D. Andrusov (1938, 1953), M. Cizancourt (1948), J. Alloiteau (1949).

Na lokalite Skačany sa zistila táto makrofauna:
 Lamelibranchiáta: *Cardium* sp., *Aloidis exarata* (Deshayes).
 Scaphopoda: *Dentalium* cf. *grande* Deshayes, *Dentalium* sp.

Gastropoda:

<i>Campanille cornucopiae</i> (Sowerby)	<i>Turritella</i> cf. <i>funiculosa</i> Deshayes
<i>Potamides vulcani</i> (Brogniart)	<i>Turritella lamarcki</i> Defrance
<i>Tympanotonus ajkaensis ballegghi</i> Andrusov	<i>Ampullina rustica</i> (Deshayes)
<i>Pyrazus arapovicensis</i> (Oppenheim)	<i>Ampullina ponderosa</i> (Deshayes)
<i>Diastroma variculosa</i> Deshayes	<i>Ampullina forbesi</i> (Deshayes)
<i>Turritella imbricataria</i> Lamarck	<i>Cypraea elegans</i> Defrance
<i>Turritella carinifera</i> Deshayes	<i>Pleurotoma granifera</i> Deshayes

POZNÁMKY K SYSTEMATIKE A MORFOLÓGII

Tanatocenóza lokality Skačany predstavuje spoločenstvo solitérnych hexakoralov a mäkkýšov, z ktorých sú najviac zastúpené gastropódy (14 druhov), lamelibranchiáty (2 druhy) a scaphopódy (2 druhy). Stav zachovania fosilií nie je rovnaký. Okrem niekoľkých úplných exemplárov (prevažne ulity so silnou schránkou; napr. rody: *Campanile*, *Ampullina*) sú fosílie značne polámané a deformované.

Pri systematike a nomenklatúre som sa pridrižovala A. I. Korobkova (1954, 1955), I. Thieleho (1935) a V. Ložka (1956). Morfológiu rodu *Turritella* prebrala som od K. Idu (1952).

LAMELLIBRANCHIATA — CORBULIDAE

Corbula Brugière, 1791

Aloidis exarata (Deshayes, 1824)

Tab. XIV, obraz 7, 8, 9

- 1824 *Corbula exarata* Nob. f. G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles etc., sv. 1. str. 48, tab. VII, obr. 4—7, tab. VIII, obr. 4.
 1886 *Corbula exarata* Desh., F. Frauscher: Das Unter-Eocän der Nordalpen etc., str. 234.
 1954 *Corbula* (*Bicorbula*) *exarata* Desh., R. Malaroda: 11 Luteziano di Monte Postale, str. 23.

Materiál: tri úlomky schránky dospelých jedincov z vrchnej časti lastúry a deväť mladých celých foriem. Dospelé lastúry sú strednej veľkosti, vo vrchnej časti trojuholníkového a na spodnej konvexného tvaru. Juvenilne formy majú široko trojuholníkovitý tvar.

Rozmery mladých foriem:

- exempl. č. 1 v = 9 mm, dl = 11 mm, š = 8 mm
 č. 2 v = 9 mm, dl = 12 mm, š = 8 mm
 č. 3 v = 8 mm, dl = 11 mm, š = 8 mm

Približné rozmery dospelého jedinca: výška 30 mm, dĺžka 27 mm.

G. P. Deshayes (1824) uvádza, že mladé formy druhu *Aloidis exarata* sú buď hladké, alebo len nepatrne ryhované.

Stratigrafické rozšírenie: Deshayes (1824) ho uvádza z lutétu Parížskej panvy (lokality Mouchy, Saint Félix, Chateau-Rouge, okolie Beauvais), Cossman — Pissarro (1910—13) z lokality Chaumy uvádza rozpätie lutét až barton; F. Frauscher (1886) ho spomína aj z eocénu Maďarska, Talianska, Malej Ázie, Egypta a Švajčiarskych Álp.

Cardium sp.

Jeden neúplný exemplár so zavretými miskami, s porušenou skulptúrnou ozdobou. Pre deformovanie schránky nedá sa zistiť presný obrys lastúry. Vrchol leží približne v strede lastúry, ohnutý k prednej časti. Na ľavej i pravej miske je 15—16 výrazných hladkých rebier.

SCAPHOPODA — DENTALIIDAE

Dentalium Linné, 1758

Dentalium cf. *grande* Deshayes, 1825

- 1825 *Dentalium grande* N. b. G. P. Deshayes: Monogr. du genre Dent. str. 45, tab. 3, obr. 1—3.
1864 *Dentalium grande*, Desh.; G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertebres etc. sv. II., str. 205, tab. II, obr. 1—4, 23—26.

Materiál: štyri fragmenty ulít so značne porušenou skulptúrou. Najväčší úlomok ulity je 20 mm vysoký. Na povrchu je zdobený radiálnymi rebrami, ktoré oddeľujú veľmi plytké ryhy.

Stratigrafické rozšírenie: G. P. Deshayes (1864) uvádza druh z Parížskej panvy z vrstiev „sables moyens“ z lokalít: Acy, Mary, Caumont, Beauval, Chery-Chartreuve a z južného Francúzska: Nice, Biarritz; M. Cossman — G. Pissarro (1910—1913) z bartonu Parížskej panvy z lokality La Quepelle, Cossman (1888) z eocénu Belgicka (Wemmel).

Dentalium sp.

Sedem ulít, ktoré sú mierne zahnuté a majú hladký povrch bez rebier. Značnou hrúbkou, hladkým povrchom a zahnutím podobajú sa druhu *Dentalium brongniarti* Desh.

Campanile Bayle & Fischer, 1884*Campanile cornucopiae* (Sowerby, 1818)

Tab. XIII, obr. 1

- 1818 *Cerithium cornucopiae* Sowerby: Mineral Concholog, tab. 188, obr. 1, 3, 4 (non vidi) fide G. P. Deshayes (1864).
 1864 *Cerithium cornucopiae*, Sow.; G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertebres etc. Sv. 3, str. 119, tab. VIII, obr. 1.
 1912 *Campanile cornucopiae* Sow.; J. Boussac: Essai sur l'evolution des Cérithidés etc. str. 27, tab. VII, obr. 2, 3, 4, 5, 6, 13, tab. 10, obr. 2.

Materiál: 3 ulity, 2 veľkých rozmerov bez ústia a bez vrcholu, z ktorých jedna má dobre zachovanú skulptúru, kým druhá má povrch veľmi opracovaný. Tretím jedincom je fragment z vrcholovej časti ulity.

Poznámky: popisovaný druh patrí medzi najväčšie formy čelade *Cerithidae*. J. Boussac (1912) zahrňuje všetky príbuzné druhy rodu *Campanile* do skupiny (groupe) *Campanile cornucopiae* Sowerby. Sú to: *Campanile paratum* Deshayes, *Campanile elongatum* Boussac, *Campanile ligoti* Cossmann, *Campanile benechi* Bayan.

Podľa Boussaca majú *C. cornucopiae* a *C. benechi* podobný ráz ústia a skulptúry ulity; vyvodzuje z toho, že *C. benechi* je len varietou druhu *C. cornucopiae* Sowerby.

Stratigrafické rozšírenie: G. P. Deshayes (1864) a J. Boussac (1912) uvádzajú ho z lutétu Parížskej panvy z vrstiev „calcaire grossier“ a hamshirskej panvy z auversien (ledien) z Cotentin. Deshayes (1864) uvádza aj lokality: Boury, Volognes, La Palarea, Ronca.

POTAMIDIDAE

Potamides Brongniart, 1810*Potamides vulcani* (Brongniart, 1823)

Tab. XIV, obr. 4

- 1823 *Terebra Vulcani* A. Brongniart: Memoires sur les terrains etc. str. 67, tab. III, obr. 11.
 1894 *Cerithium Potamides Vulcani* Brongniart, Oppenheim: Die Eocene Fauna des Monte Pulli etc. str. 386, tab. XXIV, obr. 5—6.
 1919 *Potamides* (?) *Vulkani* Brongniart: G. Dainelli: Fosili eocenici della Croazia Costiera, str. 35.
 1953 *Potamides vulcani* Brongniart; D. Andrusov: Nové paleontologické nálezy etc. str. 445, tab. LXIX, obr. 7, tab. LXX, obr. 3.

Materiál: 5 ulít, z ktorých ani jedna nie je úplne zachovaná, chýba buď vrchol, alebo bazálna časť s ústím. Všetky ulity sú hodne z boku stlačené.

Poznámky: D. Andrusov (1953) uvádza u *P. vulcani* 15–17 rebier na záвите, P. Oppenheim (1894) 16–20, A. Brogniart vyobrazuje na originále 12 rebierok. Náš exemplár má na každom záвите po 17 rebierok.

Stratigrafické rozšírenie: vrchný lutét severného Talianska: vrstvy SV od Ronca, z lokalít Monte Pulli, Gnata, ďalej z južného Francúzska, Juhoslávie (Chorvátsko) a z centrálneokarpatského paleogénu.

Tympanotonos Schumacher, 1817

***Tympanotonos ajkaënsis ballegghi* Andrusov 1953**

Tab. XIV, obr. 6

- 1944 *Tympanotonos ajkaënsis* n. sp. (ex *Cerithium Ajkense* Munier-Chalmas n. nud.) E. Szöts: Paläontol. Angaben zur Kenntnis etc. str. 77, tab. VII, obr. 13–14.
1953 *Tympanotonos ajkaënsis* Szöts, var. *ballegghi* nov. var.: D. Andrusov: Nové paleontologické nálezy etc. str. 447, tab. LXIX, obr. 17–18.

Materiál: 7 ulít s nedokonale zachovanou povrchovou skulptúrou. Na ulitách chýba vrcholová časť a ústie je často poškodené.

Naša forma sa úplne zhoduje tvarom, veľkosťou a ozdobou s novou varietou *T. ajkaënsis ballegghi* Andrusov 1953. Od typu druhu *T. ajkaënsis* líši sa radom hrbolčiekov v hornej časti závitú, ktorý *T. ajkaënsis* nemá. Náš exemplár sa podobá *T. imperialis* Oppenheim, nemá však ozdobu tak výraznú. *T. imperialis* má hrbolčeky široko trňovité, 7–10 na záвите (viď G. Dainelli 1919) a hodne vyčnievajúce z roviny závitú.

Stratigrafické rozšírenie: lutét — centrálneokarpatský paleogén.

Pyrazus Monfort, 1810

***Pyrazus arapovicensis* (Oppenheim 1908)**

Tab. XIV, obr. 3

- 1908 *Cerithium arapovicensis* nov. sp.; P. Oppenheim: Über eine Eocänfauna von Ostbosnien und Hercegovina, str. 337, tab. XI, obr. 5, tab. XIV, obr. 5–6.
1919 *Pyrazus arapovicensis* Oppenheim; G. Dainelli: Fosili eocenici della Croazia Costiera, str. 49, tab. II, obr. 25.

Materiál: 1 ulita, ktorej chýba vrcholová časť a ústie je veľmi poškodené.

Stratigrafické rozšírenie: eocén Juhoslávie (Bosna a Chorvátsko).

DIASTOMIDAE

Diastoma Deshayes, 1861

Diastoma variculosa Deshayes, 1864

- 1864 *Diastoma variculosa* Desh.; G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertebres etc., sv. II, p. 414, tab. XXV, obr. 2—4.
 1919 *Diastoma variculosum* Deshayes; G. Dainelli: Fosili eocenici della Croazia Costiera, str. 49, tab. I, obr. 4.
 1910—13 *Diastoma variculosum* Desh.; M. Cossmann—C. Pissarro: Iconographie etc., sv. II, tab. XXVI, obr. 138—4.

Materiál: Väčšie množstvo ulít. Niektoré ulity majú poškodené ústie.

Rozmery: exemplár č. 1 v = 30 mm, š = 9 mm; č. 2 v = 27 mm, š = 8 mm; č. 3 v = 21 mm, š = 8 mm.

Poznámky: *Diastoma variculosum* Desh. sa často zamieňa s druhom *Diastoma costellatum* Lamarck. Líšia sa však rozmermi a ozdobou. *D. costellatum* dosahuje len asi $\frac{1}{3}$ výšky druhu *D. variculosa* a má skulptúrne rebrá hrubšie a viac zaoblené.

Stratigrafické rozšírenie: cuisien (ypres) Francúzska a eocén Juhoslávie (Chorvátsko). G. Deshayes (1864) uvádza hromadný výskyt z lokality Ais — Lamotte z Parížskej panvy.

TURRITELLIDAE

Turritella Lamarck, 1799

Turritella imbricataria Lamarck, 1805

Tab. XIII, obr. 4

- 1805 *Turritella imbricataria* Lamarck: Memoires sur les fossiles etc. p. 216, tab. XVIII, obr. 1 (non vidi) fied G. P. Deshayes (1824).
 1824 *Turritella imbricataria* Lamk.: G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles etc., sv. II., p. 271—73, tab. XXXV, obr. 1—2, tab. XXXVI, tab. XXXVII, obr. 9—10, tab. XXXVIII, obr. 1—2, obr. 7—8.
 1924 *Turritella imbricataria* Lamk.; L. Guillaume: Classification des Turritelles etc. p. 292, tab. XI, fig. 1, 2, 3, 4.
 1925 *Turritella imbricataria* Lamk.; I. Schlosser: Eocaenfaunen etc., p. 92, tab. II, obr. 7.

Materiál: väčší počet fragmentov a ulít prevažne len s apikálnou časťou. Bazálna časť sa nezachovala ani na jednom jedinci.

Rozmery: exemplár č. 1. (6 závitov) v = 37 mm, š = 12 mm, v. u. = 6,52°;
 č. 2. (6 závitov) v = 32 mm, š = 11 mm, v. u. = 5,44°;
 č. 3. (6 závitov) v = 33 mm, š = 11 mm, v. u. = 8,12°.

Sklon prírástkovej čiary (merané na ulite č. 3) — $6,35^\circ$. Hĺbka prírástkovej čiary (merané na ulite č. 3) — $3,5^\circ$.

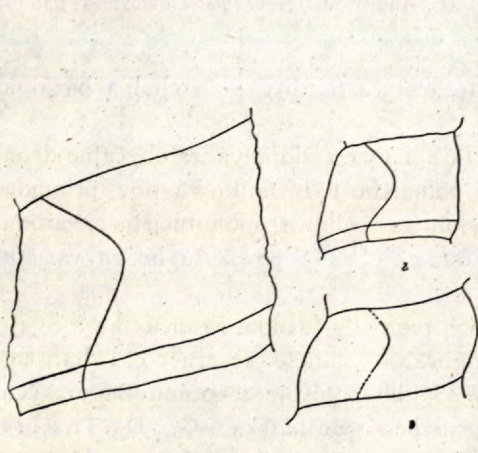
Poznámky: Klasifikácia turitel bola dlho sporným problémom. Morfologické znaky rodu *Turritella* (tvar ulity, profil závit, spôsob nasadzovania závitov a skulptúra) sú veľmi variabilné. M. Cossmann (1912) zhodnotil všetky predchádzajúce klasifikácie, a poukázal na dôležitý diagnostický znak „prírástkové čiary“, hoci sám tento znak nepoužil pri klasifikácii. Niektoré druhy s prírástkovými čiarami identickými, alebo veľmi príbuznými, radí totiž do rôznych skupín (druhy *T. hybrida* Desh., *T. subangulata* Brong.) a naopak, druhy s prírástkovými čiarami veľmi rozdielnymi sú v jednej skupine.

L. Guillaum (1924) na základe priebehu prírástkových čiar rozdelil všetky európske turitely do piatich skupín. Skupinu *Turritella imbricataria* Lamarck charakterizuje takto:

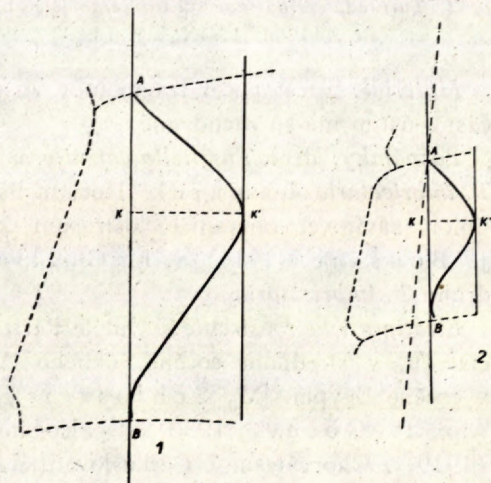
„Les lignes d'accroissement des formes de ce groupe présentent un sinus sensiblement plus ouvert que dans le groupe précédent. Les points d'inflexion sont plus rapprochés des sutures et situés respectivement vers le quart antérieur et le cinquième postérieur des tours. La courbure du sinus est en général plus forte à l'avant qu'à l'arrière. La „corde“ des stries d'accroissement (droite joignant les points d'arrivée aux sutures) est assez fortement oblique par rapport à l'axe, et dirigée de la droite en arrière, vers la gauche, en avant.“

V tejto skupine rozlišuje L. Guillaume tri vetvy (rameau): *Turritella solanderi* Mayer — Eymar, *Turritella imbricataria* Lamarck, *Turritella interposita* Deshayes.

Turritella imbricataria Lamarck podľa autora pochádza asi z druhu *T. montensis* Brongniart, ktorý je zastúpený v spodnom landene (thanetien) v Parížskej panve (sables de Braucheux).



Obr. 1. Priebeh prírástkovej línie u druhu *Turritella carinifera* Desh.; 2 — *T. imbricataria* Lmk., 3 — *T. cf. funiculosa* Desh.



Obr. 2. Hĺbka prírástkovej línie u druhu *Turritella carinifera* Desh. (AB/KK'); 2 — hĺbka a sklon prírást. línie u *T. imbricata*.

Merriam (1941) rozdelil turitely z pacifického pobrežia Severnej Ameriky do 12 kmeňov a poznamenáva, že prírástkové čiary ako primárny diagnostický znak sa nesmú brať izolovane, ale v spojení s ostatnými morfologickými znakmi ako sú: tvar ulity, profil závit, apikálny a pleurálny uhol a pod. Tejto zásady sa pridržiaval aj japonský paleontológ K. Ida (1950), ktorý na bohatom recentnom materiáli z Japonska rozpracoval podrobne všetky morfologické znaky, dôležité pri určovaní druhov rodu *Turritella*. O prírástkových čiarami poznamenáva, že sa dajú použiť ako klasifikačný znak nielen pre jednotlivé skupiny, ale i pre jednotlivé druhy.

Stratigrafické rozšírenie: *T. imbricataria* je pomerne značne rozšírená, hlavne v Parížskej panve Grignon, Parnes, Chaumont, Mouchy-le-Châtel, Saint Felic, Courtagnon (lutét a led); v južnom Anglicku; Newnham, Highgate, Bracklesham, Barton (lutét až wemmel); ďalej v švajčiarskych Alpách; v Belgicku: Rouge-Chaître, Affighem, Assche; v južnom Francúzsku (Biaritz) v Taliansku (Roncá, Sangonini), v eocéne Chorvátska, Egypta (mokattan), na Kryme a v Západných Karpatoch.

Turritella carinifera Deshayes 1824

Tab. XIII, obr. 2, 3

- 1824 *Turritella carinifera* Nob.: G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles etc. sv. II, str. 273—274, tab. XXXVI, obr. 1, 2.
 1864 *Turritella carinifera* Desh.: G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertèbres etc., sv. II, str. 311.
 1915 *Turritella carinifera* Deshayes; G. Dainelli: l'Eocène Friulano etc. str. 536.
 1924 *Turritella imbricataria* Lmk. var. *carinifera* Desh.; L. Guillaume Classification des Turritella etc. str. 281, tab. XI, obr. 5.
 1925 *Turritella carinifera* Desh., M. Schlosser: Die Eocenfaunen etc. str. 93, tab. II, obr. 27.
 1953 *Turritella (Haustator) carinifera* Desh.; D. Andrusov: Nové paleontologické nálezy etc., str. 443, tab. LXIX, obr. 14.

Materiál: väčší počet fragmentov zo strednej časti ulity — vrchol a bazálna časť s ústím nie sú zachované.

Poznámky: druh *Turritella carinifera* Deshayes doprevádza obyčajne druh *T. imbricataria* Lamareck. Hoci sa líši pomalším narastaním závitov, priamou líniou závitovej obrysnice, ostrejšým kylom a celkove mohutnejším tvarom, J. Boussac (1911) a L. Guillaume (1924) považujú ho za variету druhu *T. imbricataria*.

Stratigrafické rozšírenie: v lutéte Parížskej panvy, v južnom Francúzsku a Švajčiarsku, v strednom eocéne južného Anglicka, v lutéte severného Talianska, v eocéne Egypta. M. Schlosser (1925) ho popisuje z eocénu Bavorských Álp, P. Gočev (1933) z paleogénu južného Bulharska, G. Dainelli (1919) z Chorvátska. Z Československa bol popísaný z lutétu Bojníc a z Heršpic u Slavkova.

Turritella cf. funiculosa Deshayes, 1824

Tab. XIV, obr. 11

- 1824 *Turritella funiculosa* Nob.; Deshayes: Description des coquilles fossiles etc., sv. II, P. 276, tab. XXXVII, obr. 5, 6.
 1864 *Turritella funiculosa* Desh.; Deshayes: Description des animaux sans vertèbres etc. sv. II, str. 316.
 1910—13 *Turritella funiculosa* Desh.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc., sv. II, tab. XXI, obr. 125—15.

Materiál: 20 fragmentov ulít bez bazálneho závitú a vrcholu.

Stratigrafické rozšírenie: Deshayes (1864) ho spomína z lokality Hérouval, Parnes a Damery; M. Cossmann (1888) z lokality Bois-Gouet (Bre-tansko); M. Cossmann—G. Pissarro (1919) z cuisieny (ypres) a lutétu lokality Damery, z Parížskej panvy.

Turritella lamarcki De France, 1828

Tab. XIII, obr. 5

1888 *Turritella Lamarcki* De Fr.; M. Cossmann: Catalogue illustré etc. sv. III, p. 302.

1910—13 *Turritella Lamarcki* Desh.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. XX, fig. 125—12.

Materiál: 10 fragmentov ulít s pomerne dobre viditeľnou skulptúrou, bez bazálneho závitú a bez vrcholu.

Stratigrafické rozšírenie: druh sa uvádza z Francúzska z ypresu až wemmelu (partim); G. P. Deshayes (1864) ho spomína z Parížskej panvy z vrstiev „calcaire grossier“, lokality Maule, Hermonville, Chaumont. M. Cossmann—G. Pissarro (1910—1913) z lokality Crésnes, M. Cossmann (1888) z lokality Chambros.

AMPULLINIDAE

Ampullina (Lamarck, 1821)

Ampullina rustica (Deshayes, 1864)

Tab. XIV, obr. 2

1864 *Natica rustica* Desh.; G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertèbres, sv. III, str. 65, tab. XLIII, obr. 16, 17.

1910—13 *Ampullina rustica* Desh.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. X, obr. 64—13.

1925 *Ampullina* cfr. *rustica* Desh.; M. Schlosser: Die Eocaenfaunen etc. p. 85.

1953 *Ampullina* (*Ampullina*) *rustica* (Desh.); D. Andrusov: Nové paleontologické nálezy etc. p. 454, tab. LXVII, obr. 7.

Materiál: 1 ulita mierne z boku stlačená s poškodeným ústím. Rozmery: $v = 47$ mm, $\bar{s} = 29$ mm.

Poznámky: druh *A. rustica* z čsl. lokalít popísal D. Andrusov (1953) a L. Lorenc (1950). Rozdiely sú len vo veľkosti ulít; Andrusov uvádza rozmery: $v = 39$ mm, $\bar{s} = 29$ mm; Lorenc: $v = 33$ mm, $\bar{s} = 29$ mm. Druh je tvarove veľmi blízky *A. ponderosa* Desh., je však štíhlejší, pretiahlejší a špicatejší.

Stratigrafické rozšírenie: lutét až wemmel Parížskej panvy, z lokalít Vaudancourt, le Fayel (Cossmann 1888) z eocénu Bavorských Álp, lokality: Siegesdorf, Kressenberg a Maďarska (urkútsky slieň).

Ampullina ponderosa (Deshayes, 1824)

Tab. XIV, obr. 1

- 1824 *Ampullaria ponderosa* Nob.; G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles etc., sv. II, p. 140, tab. XVII, obr. 13, 14.
1864 *Natica ponderosa* Desh.; Deshayes: Description des animaux sans vertèbres etc. sv. III, str. 72.
1910—13 *Ampullina (Crommium) ponderosa* Desh.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. XI, obr. 64—18.

Materiál: 1 ulita s porušenou spodnou časťou ústia, bez najstaršieho vrchového závitu.

Poznámky: M. Cossmann (1888) poznamenáva, že spomínaný druh javí určité rozdielnosti (nehovorí bližšie) podľa toho, v akom stratigrafickom horizonte sa nachádza (calcaire grossier, sables moyens).

Stratigrafické rozšírenie: vo Francúzsku v lutéte a lede (Parížska panva; lokality: Moneville, Léveumont, Mary; Auvers, Vendrest, Beauval, Chéry-Chartreuve), v južnom Anglicku (Hamshirská panva — spodné vrstvy brackleshamské), a v Taliansku, lokalita La Palarea.

Ampullina forbesi (Deshayes, 1864)

- 1864 *Natica Forbesi* Desh.; G. P. Deshayes: Description des animaux sans vertèbres etc. sv. III., p. 69, tab. LXVII, obr. 16, 17.
1910—13 *Ampullina Forbesi* Desh.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. X, obr. 64—9.
1925 *Ampullina Forbesi* Desh.; M. Schlosser: Die Eocaenfaunen etc. p. 85, tab. II, obr. 5—6.

Materiál: väčšie množstvo ulít s porušeným ústím. Niektoré ulity sú deformované tlakom.

Rozmery: exemplár č. 1. v = 29 mm, š = 23 mm;
č. 2. v = 35 mm, š = 26 mm;
č. 3. v = 23 mm, š = 15 mm.

Poznámky: náš exemplár tvarom a veľkosťou pripomína druh *A. parisiensis* Orbigny, od ktorého sa líši len tvarom ústia. M. Cossmann (1888) uvádza, že *A. forbesi* je veľmi hojná na lokalite Creil (Francúzsko), kde často sa zamieňa s druhmi: *A. intermedia* a *A. semipatula*.

Stratigrafické rozšírenie: v yprese (lokalita Cuis) a lutéte Francúzska, v eocéne Švajčiarska (Einsiedeln) a Bavorských Álp (Sandnock).

CYPRAEIDAE

Cypraea Linné, 1758

Cypraea elegans De France, 1819

Tab. XIV, obr. 10

- 1824 *Cypraea elegans* De fr.; G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles etc. sv. II, p. 725, tab. XCVII, obr. 3, 4, 5, 6.
1880—17 *Cypraea (Cypraedia) elegans* De fr.; G. Vasseur: Faune de Bois Gouet etc. Atlas, tab. I, obr. 20, 21, 22.
1910—13 *Cypraea (Cypraedia) elegans* De fr.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. XXXIII, obr. 162—13.

Materiál: 3 ulity rôzne poškodené. Len jedna má zachované ústie, skulptúra je miestami úplne porušená.

Rozmery: $v = 16-17$ mm, $\bar{s} = 10-11$ mm.

Stratigrafické rozšírenie: lutét a wemmel (partim) Francúzska: v Parížskej panve, na lokalite Chaussy, Mouchy, Grignon, Parnes, Caumont, Hérouval, Acy Hauteville; v eocéne Belgicka a Arménska.

PLEUROTOMIDAE

Pleurotoma L a m a r c k, 1799

Pleurotoma granifera Deshayes, 1824

Tab. XIV, obr. 5

- 1824 *Pleurotoma granifera* No b.; G. P. Deshayes: Description des coquilles fossiles sv. II, p. 473, tab. LXV, obr. 27, 28, 29.
1910—13 *Pleurotoma (Eopleurotoma) granifera* Des h.; M. Cossmann—G. Pissarro: Iconographie etc. sv. II, tab. II, obr. 224—27.

Materiál: 1 ulita s porušeným ústím a vrcholovým závitom.

Poznámky: naša fauna veľmi pripomína druh *P. bicatena* mut. *pezanti* C o s s m a n n, ktorý má skulptúru jemnejšiu a nemá rad jemných hrbolčekov pod suturálnym švom.

Stratigrafické rozšírenie: lutét až wemmel (partim) Francúzska: Parížska panva lokality: L'Orme, Beyne, La Guépell.

*

V systematickej časti uvádzam podrobné stratigrafické a geografické rozšírenie jednotlivých druhov. Pôvodné názvy lokalít spomínam preto, že staršie práce (napr. Deshayes 1828, 1864), ktoré boli základom k určovaniu a k stanoveniu stratigrafického rozšírenia fosílií, neboli revidované a ich stratigrafická príslušnosť je do určitej miery problematická. Z práce A. P a p p a (1959) prevzala

som delenie eocénu a porovnala s názvami stratigrafických stupňov užívaných staršími autormi: *sables inférieurs* — cuisien = *yprèsien*; *calcaire grossier* — lutetien = *lutétien*; *sables moyens* — auversien = *ledien*; bartonien — *wemmelien* (partim).

Tanatocenózu lokality Skačany môžeme vekove porovnať s faunou lokality Bojnice a s preplavenou faunou z lokality Heršpíc na Morave; zložením má skačanská fauna bližšie k tanatocenóze heršpovickej, hlavne čo sa týka charakteru zachovania a prevahy gastropódov. Pri regionálnom porovnaní najbližšie vzťahy nájdeme s faunou anglo-parížskej panvy. Z celkového počtu 16 druhov je 13 druhov zhodných v oboch spoločenstvách. Podľa toho usudzujeme, že v období eocénu, presnejšie lutétu muselo existovať spojenie anglo-parížskej panvy s centrálnokarpatským paleogénom.

Podľa doterajších znalostí toto spojenie medzi karpatským paleogénom a severskou bioprovinciou mohlo byť cez mediteránnu oblasť, na čo by poukazovali aj niektoré spoločné druhy z Talianska a Juhoslávie. Avšak presný smer spojenia nie je známy. Závisí od objasnenia otázky či centrálnokarpatský paleogén mal spojenie s panónskym vývojom, alebo len cez alpsko-karpatskú geosynklinálu.

Tanatocenóza z lokality Skačany, ktorá je len lokálne premiestnená, predstavuje spoločenstvo sesílného a vagílného bentosu. Neprítomnosť väčšieho množstva pseudosesílného bentosu by sme mohli vysvetliť nevhodným litologickým charakterom substratu, t. j. tým, že slienité morské dno mohlo byť príliš pevné pre život zahrabávajúcích sa lamelibranchiátov. Je však tiež možné, že tenkostenné schránky lamelibranchiátov boli pri vzniku tanatocenózy transportom zničené. Množstvo jednotlivých koralov poukazuje skôr na neritickú hĺbku, kým bylinožravé gastropódy boli svojím životom viazané na pásмо fytálu. Je pravdepodobné, že fauna pozostáva ako tanatocenóza, buď z komponentov neritickej a hlbšej sublitorálnej biocenózy, alebo ide o biocenózu, ktorá žila na rozhraní fytálu a neritika.

Celkový charakter fauny, hlavne prítomnosť numulitov, solitérnych koralov, turitel a ampulín poukazuje na normálnu slanost prostredia. Veľké množstvo ceritiidných foriem len zdanlivo pôsobí dojmom zníženej slanosti morského prostredia (v recentných moriach môžeme pozorovať tiež obdobné ceritiové spoločenstvá pri normálnej slanosti).

Záver

Rozbor makrofauny centrálnokarpatského paleogénu z lokality Skačany ukázal, že fauna, súdiac podľa jej nedokonalého zachovania, je lokálne premiestnená. Je pravdepodobné, že pozostáva buď z komponentov neritickej zóny (solitérne hexakoraly) a hlbšej sublitorálnej zóny (bylinožravé gastropódy), alebo (ak uvažíme podmienky života v pôvodnom biotope) žila na rozhraní fytálu a neritika. Celkový charakter fauny (turitely, ampuliny, korale, numulity) poukazuje na normálne slané morské prostredie. Stratigrafické rozšírenie mäkkýšov a numulitov určených

na tejto lokalite hovorí, že vrstvy môžeme zaradiť do stredného eocénu, pravdepodobne vyššieho lutétu. Z oblasti Západných Karpát vekove môžeme túto faunu korelovať s lokalitou Bojnica a s preplavenou faunou z lokality Heršpice pri Slavkove. Pri regionálnom porovnaní najbližšie vzťahy má s faunou anglo-parížskej panvy.

Lektorovala dr. E. Brestenská.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [2] Boussac J., 1912: Essai sur l'Evolution des Cérithides dans le mézonummulitique du bassin de Paris. Annales Hébert VI, Paris. — [3] Cizancourt M., 1948: Nummulitidae a Orbitoidae eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku. Práce ŠGÚ, Zoš. 17, Bratislava. — [4] Cossmann M., 1886: Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. Paris. — [5] Cossmann M., 1888: Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. Bruxelles. — [6] Cossman M., 1912: Paléoconchologie comparée. Paris. — [7] Cossmann M. — Pissarro G., 1910—13: Iconographie complète des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris, Paris. — [8] Dainelli G., 1915: L'Eocène Friuliano. Monograf. geologica et paleontologica Mem. geographiche. Firenze. — [9] Dainelli G., 1919: Fossili eocenici della Croazia Costiera. Atti soc. Toscana di Scienze Naturali. Piza. — [10] Deshayes G. P., 1824: Description des coquilles fossiles environs de Paris. I—II, Paris. — [11] Deshayes G. P., 1864: Description des animaux sans vertèbres découverts dans le bassin de Paris I—III, Paris. — [12] Edwards E., 1891: British Oligocene and Eocene Mollusca (In British Museum Natural history), London. — [13] Frauscher F., 1886: Das Unter-Eocän der Nordalpen und seine Fauna. Akademie der Wissenschaften, Wien. — [14] Guillaume L., 1924: Essai la classification des Turritelles ainsi que sur leurs évolution et leurs migrations, depuis le début des temps tertiaires. Bulletin de la Soc. Géol. de France. Paris. — [15] Ida K., 1952: A Study of Fossil Turritella in Japan. Geological Survey of Japan, Tokyo. — [16] Korobkov I. A., 1954: Spravočnik i metodičeskoje rukovodstvo po treťimym moljuskam; Platinčatožabernyje. Leningrad. — [17] Korobkov I. A., 1955: Spravočnik i metodičeskoje rukovodstvo po treťimym moljuskam; Brjuchonogije. Leningrad. — [18] Lorenc L., 1950: Eocenní fauna z Heršpic u Slavkova. Sborník ŠGÚ XVII, Praha. — [19] Ložek V., Klíč československých měkkýšů. SAV, Bratislava. — [20] Malaroda R., 1954: Il Lutenziano di Monte Postale. Padova. — [21] Marwick J., 1957: Generic Revision of the Turritellidae. Proc. of the Malac. Soc. of London. — [22] Oppenheim P., 1894: Die eocaene Fauna des Monte Pulli bei Valdarno im Vicentino. Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft, Berlin. — [23] Oppenheim P., 1896—1897: Die Eocaenfauna des Monte Postale bei Bolca. Paleontographica XLIII, Stuttgart. — [24] Oppenheim P., 1906: Über einige Fossilien der Côte des Basques bei Biarritz. Monatsberichte der deutschen geol. Gesellschaft, Berlin. — [25] Oppenheim P., 1908: Über eine Eocänfauna von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Hercegowina. K. K. geol. Reichsanstalt, Wien. — [26] Papp A., 1959: Tertiär I. Grundzüge Regionaler Stratigraphie. Handbuch der Stratigrafischen Geologie Bd. III, Wien. — [27] Schlosser M., 1925: Die Eocänfaunen der bayerischen Alpen. Die Faunen des Unter und Mitteleocän. Abhandlungen der Bayer. Akad. der Wissenschaften, München. — [28] Szöts K. E., 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. Geologica hungarica 9, Budapest. — [29] Szöts

K. E., 1944: Paleontologische Angaben zur Kenntnis der *Cerithium baconicum* — Schichten und des Urküter Mergels. *Annales Hist. Nat. Musei nationalis hungarici*, Budapest. — [30] Thiele I., 1929: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. Jena. — [31] Vasseur G., 1880—1917: Faune de Bois — Gouel — Eocène de Bretagne. *Atlas paleontologique*. Paris. — [32] Vinassa de Regny P. E., 1897: Synopsis dei molluschi terziari delle Alpi venete. Parte prima III. *Paleontographica Italica* II, Pisa. — [33] Wenz W., 1938—1940: *Gastropoda* 1—6; in *Handbuch der Paläozoologie*, Berlin.

ANNA ONDREJČKOVÁ

EOZÄNE MOLLUSKENFAUNA VON SKAČANY

Während der Kartierungsarbeiten wurde im zentralkarpatischen Paläogen im südlichen Teil der Strážov-Gebirge bei der Gemeinde Skačany, Bezirk Partizánske auch die Mollusken-Makro-Fauna gesammelt. In diesem Beitrag sind Ergebnisse der makrofaunistischen Studien veröffentlicht.

Die Makrofauna besteht aus soliteren Texakorallen und Mollusken und stammt aus den graubraungelben Mergeln, die im Hangenden der stark kalkigen Sandsteine bis Sande lagern. Aus der reichen Nummulitenfauna aus diesen Schichten hat Prof. F. Bieda (Kraków) folgende Arten festgestellt:

Nummulites perforatus sismondai d'Archiac, Form B

Asilina exponens Sowerby, Form A, B

Asilina spira de Roissy, Form A, B.

Das Eozän dieses Gebietes (Umgebung von Skačany) hängt genetisch mit dem Eozän aus dem Oberneutra-Tal zusammen, von wo nur eine einzige Lokalität mit der Mikro- und Makrofauna bisher bekannt ist (Bojnice; Andrusov 1938, 1953; M. de Cizancourt 1948; I. Alloiteau 1949).

Aus unserem Fundort haben wir folgende Molluskenarten festgestellt:

Lamellibranchiata: *Cardium* sp., *Aloidis exarata* Desh.

Scaphopoda: *Dentalium grande* Desh., *Dentalium* sp.

Gastropoda:

Campanille cornucopiae (Sow.),

Turritella funiculosa Desh.

Potamides vulcani (Brong.),

Turritella lamarcki Defr.

Tympanotonus ajkaënsis baleghi Andrusov

Ampullina rustica (Desh.)

Pyrarus arapovicensis (Oppenh.)

Ampullina ponderosa (Desh.)

Diastoma variculosum Desh.

Ampullina forbesi (Desh.)

Turritella imbricataria Lam.

Cypraea elegans Defr.

Turritella carinifera Desh.

Pleurotoma granifera Desh.

Der Erhaltungszustand der Makrofauna (teilweise Beschädigung der Skulptur, zerbrochene schlanke *Turritellen*-Exemplare, wie auch die teilweise Deformation einiger Exemplare) weist auf die örtliche Versetzung (Transport) der Fauna hin. Die Fauna setzt sich aus sessilem und vagilen Benthos, wie auch aus zwei Vertretern des pseudosessilen Benthos zusammen, dessen ziemlich arme Vertretung entweder durch den nicht ganz geeigneten lithologischen Charakter des Substrates (zu fester mergeliger Meeresboden, der für die Lebensart der pseudosessilen Formen nicht geeignet ist), oder aber durch Vernichtung der dünnchaligen Formen während des Transports zu erklären ist.

Ziemlich reiche Vertretung der soliteren Hexakorallen weist darauf hin, dass die Faunen die neritische Zone bewohnt haben; die Anwesenheit der pflanzenfressenden Gastropoden weist aber

auf die phytale Zone hin. Deshalb ist es wahrscheinlich, dass die Fauna — als Thanatocoenose — aus den Elementen der neritischen und der tieferen sublitoralen Zone besteht, oder aber — wenn wir die Lebensbedingungen der Fauna im ursprünglichen Biotop berücksichtigen, lebte sie an der Grenze zwischen der phytalen und der neritischen Zone.

Aus der stratigraphischen Verbreitung der gefundenen Nummuliten- und Molluskenfaunen geht hervor, dass die studierten Schichten von Skačany dem *Mitteloozän*, wahrscheinlich dem höheren Lutetien angehören. Diese Fauna kann man mit der von Bojnice und mit der überschwemmten Fauna von Heršpice bei Slavkov altersmässig vergleichen.

Im breiteren regionalen Raum ist sie der Fauna aus dem anglo-pariser Becken am nächsten; einige gemeinsame Arten finden wir auch im mediterranen Raum (Italien, Jugoslawien). Aus dieser Tatsache folgt dann, dass im eoänen Zeitabschnitte (besser gesagt im Lutetien) eine Verbindung des anglo-pariser Beckens mit dem zentralkarpatischen Paläogen, am wahrscheinlichsten über den mediterranen Raum existieren musste. Allerdings ist uns die Richtung dieser Verbindung derzeit nicht bekannt. Ihre Feststellung hängt in der ersten Reihe von der Lösung der Frage ab, ob nämlich das zentralkarpatische Paläogen die Verbindung mit der pannonischen Entwicklung, oder nur über das alpin-karpatische Gebiet hatte.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Vysvetlivky k tabuľkám

Tab. XIII.

1. *Campanile cornucopiae* Sowerby prirodz. vel. — 2.—3. *Turritella carinifera* Deshayes zv. 1,5×. — 4. *Turritella imbricataria* Lamarck zv. 1,5×. — 5. *Turritella lamarcki* De-france zv. 1,5×.

Tab. XIV.

1. *Ampullina ponderosa* (Deshayes) zv. 1,3×. — 2. *Ampullina rustica* (Deshayes) zv. 1,2×. — 3. *Pyrazus arapovicensis* (Oppenheim) zv. 1,5×. — 4. *Potamides vulcani* (Brogniart) zv. 2,4×. — 5. *Pleurotoma granifera* Deshayes, zv. 1,5×. — 6. *Tympa-notonos ajkaënsis ballegghi* Andrusov, zv. 1,4×. — 7.—8. *Aloidis exarata* (Deshayes) juv. zv. 2,8×. — 9. *Aloidis exarata* (Deshayes) zv. 1,6×. — 10. *Cypraea elegans* De-france zv. 2,5×. — 11. *Turritella* cf. *funiculosa* Deshayes zv. 1,4×.

LADISLAV JAKUBEC

ZNÍŽENIE PRIEPUSTNOSTI RIEČNYCH ŠTRKOPIESKOV

Úvod

Inundačné (zátopné) územia tvoria obyčajne rovinaté plochy, ktorých priľahlé okrajové pásy treba chrániť pred veľkými a vzdutými vodami, aby sa hydrogeologické pomery (presnejšie režim hladiny podzemnej vody) nezmenili. Ak sú zmeny nevyhnutné, je treba obmedziť ich len v takej miere, aby boli ovládateľné používanými, prípadne plánovanými prostriedkami.

Keďže vodonosné vrstvy tvoria na takýchto územiach hlavne aluviálne štrky a štrkopiesky, často s pomerne nepriepustným neogénnym podložím, bolo potrebné preskúmať možnosť tesnenia týchto vrstiev prvkom, vzniklým mechanickým pri-miešaním tesniacich častíc tak, aby sa pritom využili miestne zeminy s požadovanými vlastnosťami. V prvom rade sa mali využiť väzné a nepriepustné zeminy priamo z inundácie riek, aby doprava tesniaceho materiálu zbytočne nezdružovala spôsob tesnenia. V inundáciách totiž možno ľahko nájsť miesta s dostatočným množstvom zemín vhodných pre tieto účely. Pre naše výskumy vybrané boli hliny jemne piesčité, hliny ílovité a íly. Ich miešaním s vodonosnými štrkami a štrkopieskami chceli sme získať také zmesi, ktoré by prakticky vodu neprepúšťali. Fyzikálne hodnoty skúmaných zemín sú uvedené na tab. 1, krivky zrnitosti na obr. 1.

Krivka zrnitosti u vz. 6232 predstavuje zeminu pripravenú z troch vzoriek bývalého štrkoviska v starom, morfológicky výraznom štrkovom vale. Štrk tu neobsahuje takmer žiaden piesok; reprezentuje pomerne nepriaznivý prípad (pri miešaní nutno počítať aj s určitou prímiesou piesku). Preto sa uvažovalo aj so zeminou z pieskoviska, ako doplnkom chýbajúcich frakcií medzi štrkom a väznými zeminami. V tomto prípade sa vodotesná zmes pripravuje takým spôsobom, že priepustné sypké zeminy sa pomiešajú s miestnymi väznými zeminami z povrchových pokryvných vrstiev inundačného územia (pokiaľ by na ten účel vyhovovali), alebo z blízkeho okolia, bez chemickej prípravy, pri dostatočnej bezpečnosti tesniaceho elementu proti vyplavovaniu jemných častíc.

Fyzikálne hodnoty zemín vybraných na tesnenie dunajských štrkopieskov a štrkov

Č. vz.	Druh zeminy	Prir. vlhkosť w %	Špec. váha ρ_v g/cm ³	Objem. váha ρ_o	Atterberg. medze		Maxim. molek. vlhkosť w_{mol} %
					w_l %	w_p %	
6195	hlina jemne piesčitá	12,52	2,749	1,410	29,5	15,52	16,16
6195	hlina jemne piesčitá	14,54	2,743	1,747	29,1	16,71	14,34
6196	šľovitá zemina	19,20	2,742	1,833	51,3	21,44	20,63
6197	hlina jemne piesčitá	15,90	2,680	1,532	35,5	22,61	16,59
6201	íl	38,08	2,654	1,419	61,35	23,38	26,55
6231	jemný piesok		2,655				
6200							
6232	štrk		2,702				
6199							
6198							

Teoretická príprava

Zeminy miešame za tým účelom, aby sa zmenili niektoré ich vlastnosti vzhľadom na ich použitie. V našom prípade chceme zo sypkej priepustnej zeminy (krivka zrnitosti zeminy č. 6232 na obr. 1) primiešaním málo priepustnej, alebo nepriepustnej zeminy väznej, získať novú zeminu — nepriepustnú, aby jemné častice sa z nej nevyplavovali. Z takého zorného uhlu musíme predpokladať či predurčovať aj vlastnosti zmesi tiež v súvislosti s tým, že ide len o mechanické zaplnenie pórov sypkej priepustnej zeminy.

Aby sa jemné častice tesniacej zeminy z vodotesnej zmesi nevyplavovali, musí byť vodotesná zmes pre jemné častice zeminy obráteným filtrom. Spätným postupom výpočtu obráteného filtra (vychádzajúc z priepustnej sypkej zeminy ako základnej zložky vodotesnej zmesi) obdržíme zákonitosti granulometrickej stavby tesniacich zemín a tým aj vodotesnej zmesi samotnej. Podľa J a k u b c a (1957)

$$M_f \geq M_z \quad (1)$$

keď M_f je miera zrnitosti filtra, M_z miera zrnitosti chránenej zeminy.

Miera zrnitosti (M) je daná obecné výrazom

$$M_{10(n-1)} = \frac{d_{10(n+1)}}{d_{10n}}, \quad (2)$$

kde $n = 0-9$, keďže krivka zrnitosti má len 10 úsekov 10 %. Každá zemina môže mať ma 10 mier zrnitosti, čo do číselnej hodnoty rozličných; väčšina z nich však bude pre zeminu charakteristická, pokiaľ sklon krivky zrnitosti pretínajúcej jednotlivé frakčné skupiny, bude rovnaký. Vyplýva to zo skutočnosti, že obyčajne 2 frakčné skupiny reprezentujú vyše 50 % obsahu častíc, a teda určujú druh zeminy.

Podľa predošlej rovnice, ak poznáme mieru zrnitosti a veľkosť častice d_{10n} , bude

$$d_{10(n+1)} = d_{10n} \cdot M_{10(n+1)} \quad (3)$$

Dosaďme teraz pre n postupne 0—9, za predpokladu, že $M_{10(n+1)} = \text{konšt.} = M_z$.

$$d_{10} = d_0 \cdot M_{10}$$

$$d_{20} = d_{10} \cdot M_{20} = d_0 \cdot M_z \cdot M_z = d_0 \cdot M_z(1+1) = d_0 \cdot M_z^2$$

$$d_{30} = d_{20} \cdot M_{30} = d_0 \cdot M_z^3$$

$$d_{100} = d_{90} \cdot M_{100} = d_0 \cdot M_z^{(1+1)} = d_0 \cdot M_z^{10}$$

Ak teda poznáme najmenšiu časticu zeminy, odpovedajúcu 0% obsahu, (čiže počiatočnú časticu d_0) a mieru zrnitosti (M_z), môžeme vypočítať veľkosť najväčšej častice podľa rovnice

$$d_{100} = d_0 \cdot M_z^{10} \quad (4)$$

$$\text{a obrátene } d_0 = \frac{d_{100}}{M_z^{10}} \quad (5)$$

alebo obecné $d_{10(n+1)} = d_0 \cdot M_z^{(n+1)}$ n rovnaké ako v prípade rovnice (2)

$$d_0 = \frac{M_z^{(n+1)}}{d_{10(n+1)}}$$

Podľa rovnice (4) a (5) môžeme stanoviť k ľubovoľnej chránenej zemine obrátený filter tak, aby bola zachovaná nerovnosť (1) a obrátene, k ľubovoľnej zemine, predpokladanej ako obrátený filter, zeminu, ktorú je v stave chrániť proti vyplavovaniu. Vezmime konkrétne krivku zrnitosti vz. 6232 (viď obr. 2). Stanovíme mieru zrnitosti pre úsek častíc väčších ako 7 mm (odpovedá 11 %):

$$M_{21} = \frac{d_{21}}{d_{11}} = \frac{9,7}{7} = 1,384$$

$$M_{31} = \frac{d_{31}}{d_{21}} = \frac{14,0}{9,7} = 1,432$$

$$M_{41} = \dots = 1,251$$

alebo priamo

$$M_{51} = \dots = 1,235$$

$$M_z^{(n+1)} = \frac{d_{11}}{d_{97}}, \text{ keď } n = 8,1$$

$$M_{61} = \dots = 1,167$$

$$M_{71} = \dots = 1,225$$

$$M_z^{9,1} = \frac{45,0}{7,0} = 6,43$$

$$M_{81} = \dots = 1,234$$

$$M_z = {}^{9,1}\sqrt{6,43} = 1,23$$

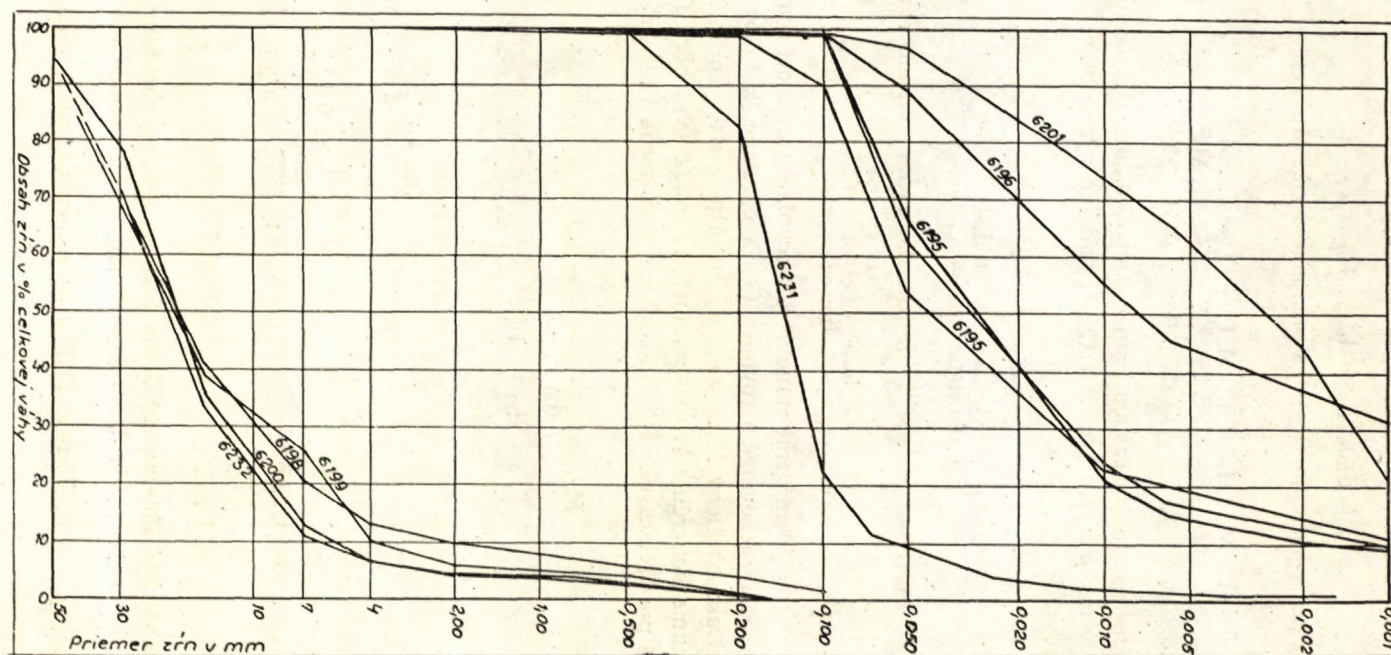
$$M_{91} = \dots = 1,217$$

$$\text{Potom príslušné } d_0 = \frac{7,0}{1,23} = 5,69 \text{ mm.}$$

$$M_z \text{ priemerné} = 1,262$$

Táto častica môže byť súčasne najväčšou časticou zeminy chránenej zeminou vz. 6232 proti vyplavovaniu, teda $d_0 = d_{100}$. Potom podľa rovnice (5) ľahko vypočítame $d_0 = \frac{5,69}{1,23^{10}} = 0,725 \text{ mm}$. Ďalším výpočtom zistíme aj veľkosť jemnejších častíc:

Obr. 1. Krivky zrnitosti zemín vybraných na prípravu vodotesnej zmesi.



$$d_o' = d''_{100}; \quad d_o'' = \frac{0,725}{1,23^{10}} = 0,0922 \text{ mm}; \quad d_o''' = 0,01175 \text{ mm, atd.}$$

Takto sme získali 4 druhy zemín, ktoré pomiešané s pôvodnou zeminou v rovnakom pomere dajú vodotesnú zmes, pre ktorú zemina vz. 6232 bude obráteným filtrom, zabráňujúcim vyplavovanie jemných častíc (viď obr. 2).

Ďalší predpoklad je, aby póry sypkej zeminy boli vyplnené vodotesnou zeminou, čím sa stane celá zmes nepriepustnou.

Viaceri autori uvádzajú (B a b k o v a kol. 1954; J a k u b e c 1957), že veľkosť pórov závisí od pomeru množstva jednotlivých frakcií a sleduje zákonitosť granulometrickej stavby (R h o d e 1959; J a k u b e c 1957). Ostáva teda problémom, koľko pórov treba utesniť vodotesnou zeminou, aby sa zmes stala nepriepustnou, prípadne aké množstvo vodotesnej zeminy je potrebné na tento účel. Keďže nepoznáme pórovitosť sypkej zeminy, ani zmesi, treba túto otázku preveriť laboratórne. Podľa zbežnej úvahy ak pórovitosť priepustnej sypkej zeminy je 35 % a nepriepustnej zeminy 40 %, v zmesi by malo byť asi 30 % nepriepustnej zeminy. K takému výsledku približne dôjdeme, ak pomiešame zeminy vz. 6232 a 1, 2, 3, 4 rovnakým dielom; vidíme, že výsledná krivka zrnitosti V. má asi 33 % častíc menších než 0,05 mm (obr. 2).

Laboratórna previerka teoretických záverov

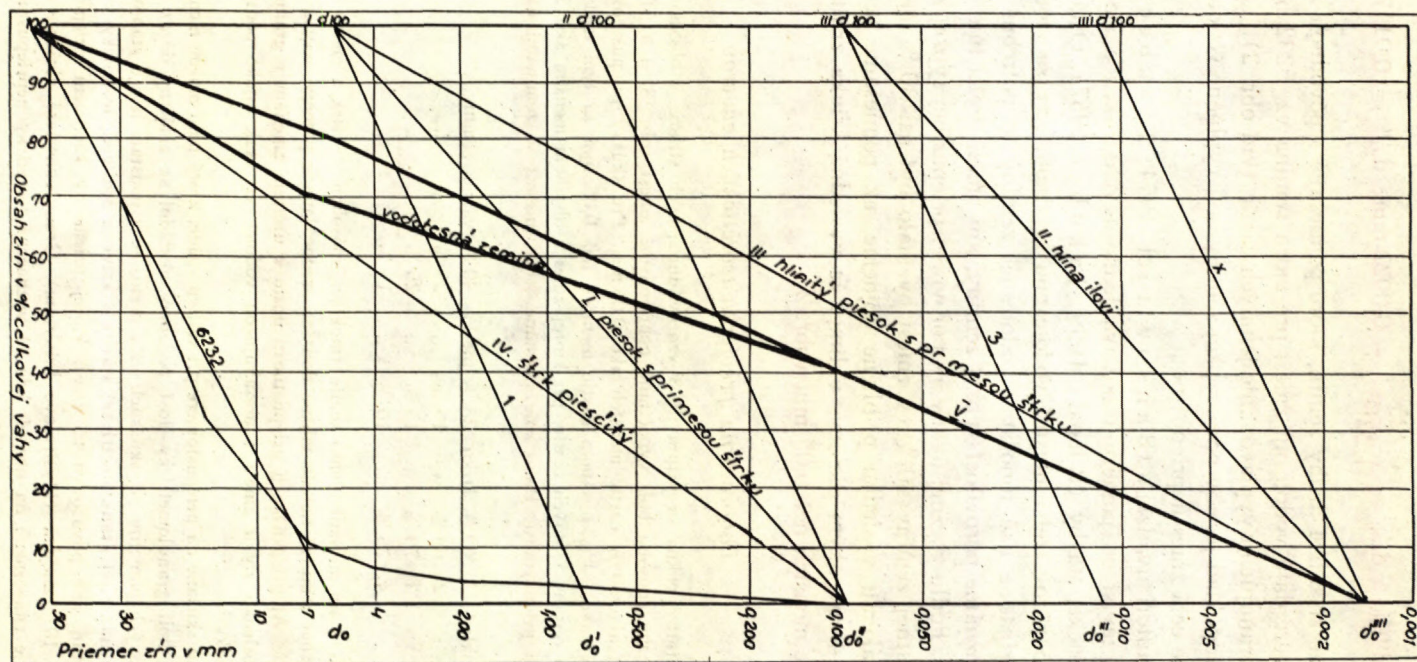
Pre laboratórny pokus sa pripravili 3 vzorky dunajských štrkov, s obsahom piesku 4–9 %. Podľa uvedeného spôsobu boli vypočítané nepriepustné zmesi (obr. 3, 4 a 5), z ktorých každá obsahuje viac ako 30 % častíc menších ako 0,05 mm. Pre skúšky priepustnosti sa pripravili aj zmesi s menej ako 30 % obsahom častíc menších než 0,05 mm za tým účelom, aby sa zistila krajná medza obsahu jemných častíc, pri ktorej zmes s obsahom menším ako 30 % by podstatne zmenila svoju priepustnosť. Preto sme skúmané štrky miešali so zeminami uvedenými v tab. 1 v pomeroch:

Predpoklad:	1	32 %	štrku,	28 %	piesku,	40 %	váznej zeminy,
	2	60 %	„	15 %	„	25 %	„ „
	3	70 %	„	15 %	„	25 %	„ „
	4	75 %	„	10 %	„	15 %	„ „

Pri laboratórnom miešaní týchto zemín (mokrým spôsobom — štrk a piesok sa miešali s kašou príslušnej väznej zeminy) nebolo možné dodržať predpokladané pomery, najmä čo sa týka obsahu jemných častíc. Aj pri skúškach priepustnosti došlo k určitým zmenám v granulometrickej stavbe (hlavne v dôsledku styku zmesi s presakujúcou vodou), čo však nijako podstatne neovplyvnilo získané výsledky.

Zmeny boli skúšané na priepustomere pri stálom spáde, ktorý bolo možné meniť ($I = 8,3-0,1$). Keďže zmesi boli granulometricky dosť podobné, nekládol sa zvláštny dôraz na dodržanie rovnakých spádových pomerov pri skúškach už i preto, že v podstate išlo o stanovenie nepriepustnej zmesi a porovnanie jej granulometrickej stavby s krivkou zrnitosti, teoreticky vypočítanou. Pritom za nepriepustnú sme považovali tú zmes, ktorej priemerný koeficient priepustnosti neprekročil hodnotu $2,0 \cdot 10^{-2}$ cm/deň (Myslivcovo kritérium). Granulometrické zloženie zmesi so zeminou vz. č. 6194 je znázornené na obr. 4, kde sú vyznačené teoreticky nepriepustné zmesi ako pred-

Obr. 2. Vyznačenie vodotesnej zeminy ako zmesi 6232 so 4 druhmi jemnejších zemín
(stanovených výpočtom).



poklad 1 i ďalšie predpokladané zmesi pod č. 2, 3, resp. 4; ďalej sú označené príslušné zmesi po skúške.

Už z charakteru zemín použitých pri miešaní sa dalo usudzovať, že sotva bude možno dosiahnuť stálu mieru zrnitosti skutočných zmesí (čo sa markantne prejavilo aj na príslušných hystogramoch). Z hystogramu vyplýva (obr. 5), že nedostatok častíc 0,01 mm bol takmer plne nahradený prebytkom frakcie 0,01 — 0,05 mm, takže asi pri 30 % obsahu častíc menších ako 0,05 mm (viď tab. 2) bola zmes takmer nepriepustná. Z krivky zrnitosti a z hystogramu ďalej vyplýva, že by bolo bývalo správne pridať frakcie 0,2—7,0 mm, čím by sa skutočná krivka zrnitosti ešte viac priblížila predpokladanej krivke. Podľa výsledkov skúšiek bolo možné stanoviť približnú závislosť priepustnosti na obsahu častíc menších ako 0,05 mm, $D_{0,05}^{opt. \%}$, ku skutočnému obsahu častíc menších ako 0,05 mm v skúmanej zmesi $d_{0,05} \%$). Teda

$$k_f \text{ cm/deň} = f \frac{D_{0,05}^{opt. \%}}{d_{0,05} \%} \quad (6)$$

Rovnica závislosti (6) mala u skúmaných zemín približne nasledujúci tvar:

$$\text{zmes vz. č. 6195} \quad 100 k_f \text{ cm/deň} = \left(\frac{30,8 \%}{d_{0,05} \%} \right) 4,01 \quad (7)$$

$$6196 \quad \text{,,} \quad = \left(\frac{36,6 \%}{d_{0,05} \%} \right) 6,4 \quad (8)$$

$$6197 \quad \text{,,} \quad = \left(\frac{29,9 \%}{d_{0,05} \%} \right) 6,2 \quad (9)$$

$$6201 \quad \text{,,} \quad = \left(\frac{51,5 \%}{d_{0,05} \%} \right) 5,55 \quad (10)$$

$$6194 \quad \text{,,} \quad = \left(\frac{36 \%}{d_{0,05} \%} \right) 6,32 \quad (11)$$

Uvedené hodnoty dokazujú odchýlny charakter častíc menších ako 0,05 mm len u zemin vz. 6195, resp. 6201 (v poslednom prípade ide o iné stratigrafické začlenenie ako u ostatných zemín).

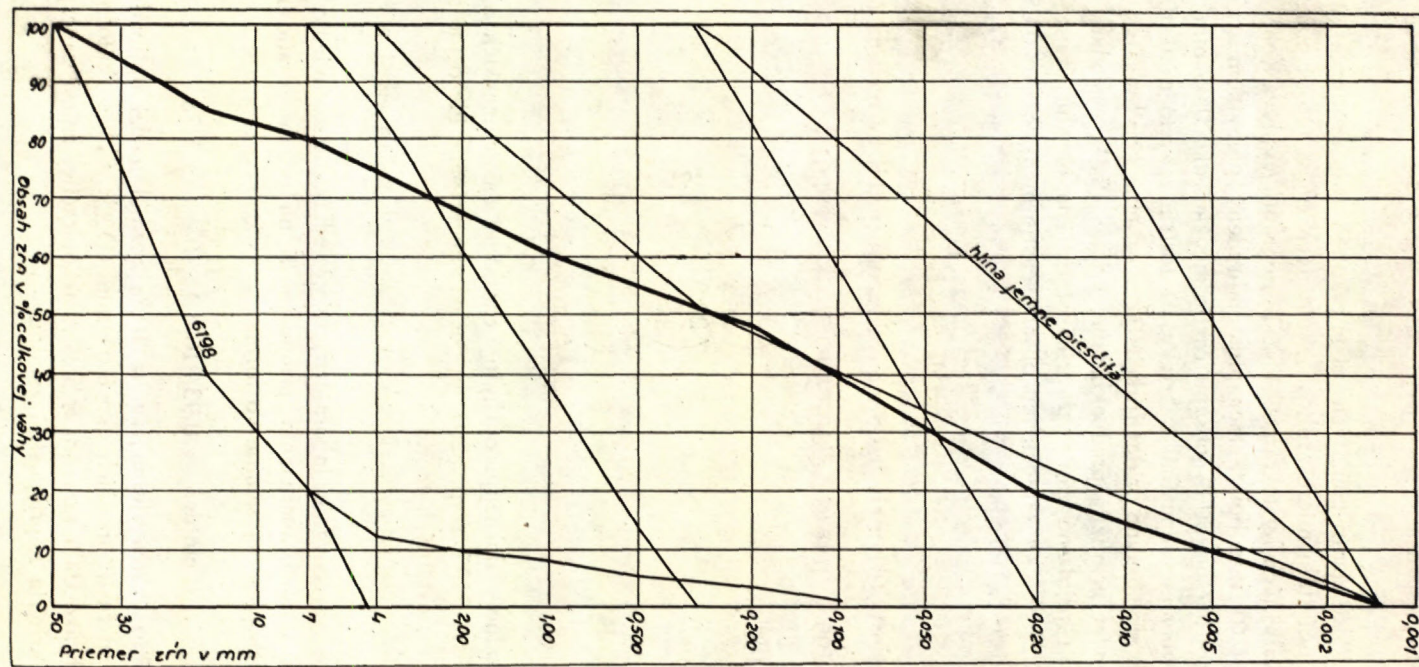
Z tabuľky vidíme, že priepustnosť vodotesných zmesí sa znížila oproti priemernému štrku takmer 10^5 razy.

Matematické spracovanie laboratórnych výsledkov nás doviedlo k poznatku o zákonitej závislosti koeficienta priepustnosti na obsahu častíc menších ako 0,05 mm v štrkopiesčitej zemine vo forme

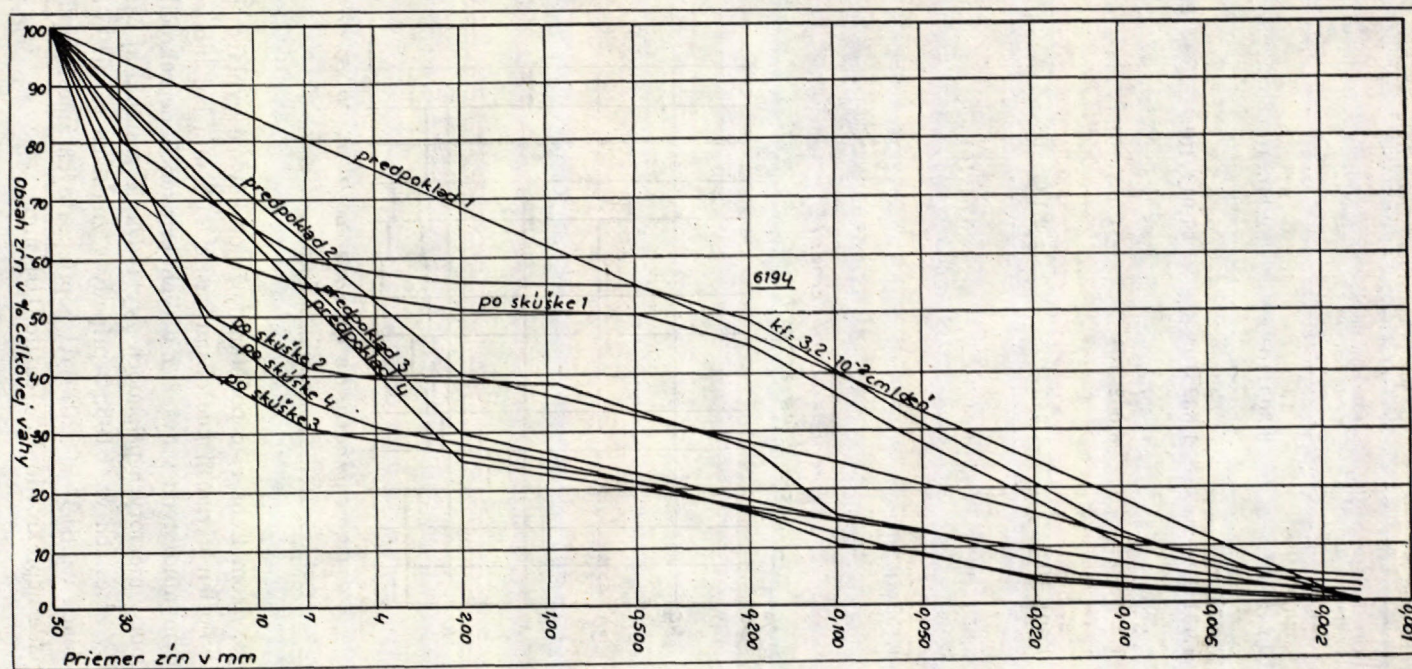
$$k_f \text{ cm/deň} = 0,93 \cdot 10^{-2} \left(\frac{D_{0,05}^{opt. \%}}{d_{0,05} \%} \right) 5,78 \quad (12).$$

Z analýzy tohto vzorca vidíme, že už 10 % rozdiel medzi optimálnym vypočítaným obsahom častíc menších ako 0,05 mm ($D_{0,05}^{opt. \%}$) a skutočným obsahom častíc menších ako 0,05 mm ($d_{0,05} \%$) v štrkopiesčitej zmesi zabezpečuje podľa Myslivcovho kritéria nepriepustnú zeminu.

O b r. 3. Príklad teoret. návrhu nepriepustnej zmesi zo zeminy vz. 6198.

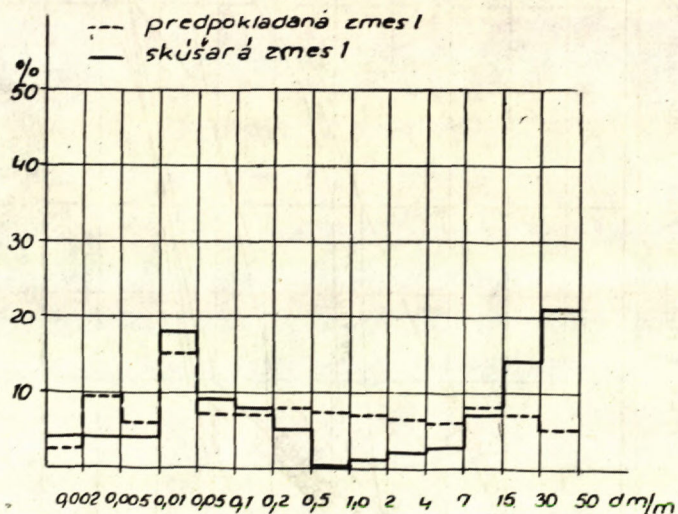


O b r. 4. Granulometrické zloženie zmesi zo zeminy vz. 6194.



Priebeh laboratórnych skúšok priepustnosti znázorňuje tabuľka:

Vzorka č.	Obsah častíc priepustnosti	0,05 mm v cm/deň		Poznámka
6194	30 % $3,21 \cdot 10^{-2}$	13 % $3,305 \cdot 10^0$	8 % $2,116 \cdot 10^2$	
6195	27,5 % $1,431 \cdot 10^{-2}$	9 % $1,632 \cdot 10^0$	5,5 % $1,014 \cdot 10^1$	4,5 % $2,436 \cdot 10^1$
6196	33 % $1,253 \cdot 10^{-2}$	7 % $6,062 \cdot 10^2$	6 % $1,065 \cdot 10^4$	
6197	27,5 % $1,401 \cdot 10^{-2}$	7 % $1,945 \cdot 10^2$	5,5 % $2,196 \cdot 10^2$	
6201	37 % $5,858 \cdot 10^{-2}$	8 % $4,24 \cdot 10^{-1}$	3,4 % $5,53 \cdot 10^4$	
6232	0,0 % $1,155 \cdot 10^3$			



Obr. 5. Hystrogram nepriepustnej zmesi vz. 6194.

K našim výsledkom treba ešte podotknúť, že očakávané vyplavovanie jemných častíc sa prejavilo len u zmesí, kde obsah častíc 0,05 mm bol hlboko pod teoreticky stanoveným množstvom; avšak i v tých prípadoch neprekročil 4 % častíc 0,01 mm, pričom v niektorých prípadoch vyplavovanie zasiahlo aj častice 1,0 mm (jeden prípad v zmesiach vz. 6195, 2 prípady v zmesiach vz. 6196 a po jednom prípade v zmesiach vz. 6197 a 6201). U nepriepustných zmesí vyplavovanie ani v jednom prípade neprekročilo 1 % častíc 0,01 mm.

Z toho možno usudzovať, že v prípade plynulejšej granulometrickej stavby (dodanie frakcii 0,5–7,0 mm) by sa vyplavovanie ešte viac znížilo. Výsledky získané skúškami priepustnosti a rozborom granulometrického zloženia potvrdzujú, že teoretické predpoklady výpočtu granulometrickej stavby vodotesných zmesí sú správne.

Geologický prieskum, Žilina

LITERATÚRA

- [1] Babkov V. F. — Bykovskij N. I. — Gerburt — Gejbovič A. V. — Tulajev A. J., 1954: Nauka o zeminách a mechanika zemín. SNTL, Praha. — [2] Babkov V. F. — Gerburt — Gejbovič A. V., 1958: Osnovy gruntovvedenija i mechaniky gruntov. Avto-transizdat, Moskva. — [3] Rode A. A., 1952: Podzemnaja vlaga: A. N. Izdat, Moskva. — [4] Jakubec L., 1957: Obrátené filtre. Sborník ÚSG, Praha. — [5] Jakubec L.: Terénny pokus vybudovania štetovej steny z vodotesnej hlinito-štrkopiesčitej zmesi. Rukopis; Geol. prieskum, n. p., Turč. Teplice, závod Žilina.

V. DOROTJAK—I. VAŠKOVSKÝ

BEDINGUNGEN UND URSACHEN DES ERDRUTSCHES IN DER SIEDLUNG RIEČNICA

Einleitung

Zu den Naturerscheinungen, die ziemlich häufig im Gebiete der Westkarpaten vorkommen und unserer Wirtschaft grössere Schäden verursachen, gehören Erdbeben. In einigen Fällen erreicht ihre Entwicklung katastrophale Ausmasse. Solchen Verlauf hatten die Erdbeben am SO Hange von Handlová Mitte Dezember 1960 und der Rutsch in der Siedlung Riečnica (Bezirk Čadca) Ende Mai 1962.

Während der Geländeuntersuchungen zur Zeit der Katastrophe arbeiteten wir eng zusammen mit Prof. Dr. Ing. Danišovič, und Prof. Mach, denen wir unseren Dank für die Mitarbeit ausdrücken.

Beim Studium der Rutschung von Riečnica gingen wir von den Erfahrungen aus, die bei der Erforschung der aktiven Rutsche in Handlová gewonnen wurden. Am Anfang wurde eine geologisch-geographische Karte des Rutsches und seiner nächsten Umgebung im Maßstabe 1:2500 und eine Detailkarte des Rutsches mit wichtigsten Deformationen des Reliefs, Rissen, dem hydrographischen Netz, Quellen, Sümpfen, usw. fertig gemacht. Erhöhte Aufmerksamkeit wurde den hydrogeologischen Verhältnissen, dem Regime der Quellen, der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers usw. gewidmet. Bei den entnommenen Proben wurden ihre physikalisch-chemischen Eigenschaften, disperse Mineralen, Pollen-Analysen und petrographische Zusammensetzung studiert. Die Schnelligkeit der rutschenden Massen wurde anfangs visuell, später durch geodetische Messungen in 7 Profilen (durchgeführt von ÚGK in Žilina) beobachtet.

Das Gebiet des aktiven Rutsches befindet sich in der Umgebung der Gemeinde Riečnica (Bezirk Čadca) am rechten Hange des Baches Riečnica (wo die Siedlung Lieskovo lag) und in der Talflur desselben Baches bei der Siedlung „do Buchov“. Der rechtsseitige Talhang ist durch die Wasserscheidelinie begrenzt

(K. 803,8; 790,9 und 798,5 m ü. d. M.). Der Rutschhang ist nach Süden geneigt, die Wasserscheidelinie liegt in der Richtung W—O. Die absolute Höhe des Haupttalgrundes in der Umgebung des Rutsches ist 616,4 m. Am Grunde des Bachtals Riečnica befinden sich zwei deutliche Stufen mit einer niederen holozänen und einer höheren Talflur von relativer Höhe 1—1,5 m. Die Ableitung des Oberflächen- und teilweise auch des Grundwassers aus dem Gebiete besorgt Riečnica, welche in das Flüsschen Bystrica unterhalb der Siedlung Mackurovia mündet.

Die Hänge des Haupttales sind durch Seitentäler (Erosionsfurchen) unterbrochen, in welchen viele Bächlein fliessen. Die Seitentäler haben die Form eines umgekehrten Trichters, welcher sich in der Richtung zum Haupttale verengt. In den breiteren Teilen der Seitentäler (Amphitheater) befinden sich gewöhnlich die Abrissgebiete der Rutsche in verschiedenen Stadien ihrer Entwicklung. Die Hänge sind in der Regel mit eluvial-deluvialen Sedimenten bedeckt, nur einzeln kommen halbfelsige Gesteine des Flysch zutage. Bedeutenden Anteil an der Formierung der Talhänge hatte die erosive Tätigkeit des Baches Riečnica und seiner Zuflüsse, bzw. ihre grosse Transportfähigkeit, besonders in den Zeiten grösserer Niederschläge. Dazu kommt noch die Seitenerosion, besonders wenn aus den Seitentälern Rutsche heraustreten, welche das Bachbett zum gegenüberliegenden Hange vdrängen. Diese Tätigkeit beobachteten wir auch an dem neu entstandenen Rutsche — an seiner Stirn — und am alten Rutsche (etwa 500 m höher gegen dem Strom). Die Hangmodellierung beeinflussten auch die Verwitterungsprozesse.

Die Alterseingliederung der Rutsche stösst auf grosse Schwierigkeiten, auf ihre Anwesenheit weisen verhältnismässig deutliche Formen. Der grösste Teil der Rutsche ist stabilisiert. Von genetischem Standpunkte unterscheiden wir da meistens Strömungs- und Flächenrutsche. Der Grad ihres Nachlassen, resp. Aktivierung ist verschieden.

Die Umgebung von Riečnica zeichnet sich durch ein humides Klima kontinentalen Charakters aus, das durch die Morphographie, geographische Lage, höhe Windverhältnisse u. ä. bedingt ist.

Die durchschnittliche Jahrestemperatur (1901—1950) in der Umgebung der Riečnica ist 6,2 °C. Das Wasser in den Hangsedimenten wurde vom Anfang Dezember bis Ende Februar eingefroren und das Schmelzen begann anfangs März. Die Schneedecke war im Februar (durchschnittlich 25 cm) am höchsten. Im Allgemeinen dauert die Schneedecke im Jahr 97 Tage). Die durchschnittlichen Werte der Niederschläge (für 1901—1950, den Schnee miteingerechnet) betragen 969 mm. Etwa in 126 Tagen beträgt die Niederschlagsmenge täglich 1,0 mm und mehr. Bei grösserer Sinsenkung des Niederschlagswassers in den Abhang muss es nicht immer zu direkten Rutschungsprozessen kommen, manchmal bilden sich nur Klüfte, wie es am Hange in Svrčinovec 1960 (Vaškovec—Hanzel 1962) und auch in Riečnica in den Jahren 1960—1961 geschah.

Der Vergleich der Durchschnittswerte der Verdunstung und der Niederschläge (1901—1950) in der Umgebung von Stará Bystrica (nach den Angaben des HMÚ und VÚV in Bratislava).

Monat:	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Zusammen I—XII
Durchschnittswerte der Verdunstung in mm	12	17	27	46	60	76	82	71	51	36	21	12	511
Durchschnittswerte der Niederschläge in mm	64	56	59	64	79	111	128	114	83	77	70	64	969
Unterschiede in mm	52	39	32	18	19	35	46	43	32	41	49	52	458

Die Niederschlagsverhältnisse beeinflussen auch die Wasserdurchflussmengen des Baches Riečnica und seiner Zuflüsse. Der mittlere Jahresdurchfluss des Baches Riečnica schwankt um 500 L/Sec., zu Zeit des Hochwassers bis 15 m³/Sec. Bei wiederholendem Hochwasser des Jahrhunderts erreicht er den Maximalwert von 80 m³/Sec.

Die geologischen Verhältnisse des Rutschgebietes

Das beobachtete Gebiet gehört zur Randzone der Westkarpaten und wurde von vielen Geologen studiert, z. B.: D. Štúr (1859, 1864), Fr. Babánek (1864, 1866), K. M. Paul (1877, 1890), V. Uhlig (1903), W. Zuber (1907, 1908, 1909), von neueren R. Kettner (1921), J. Jahns, L. Čepék (1934, 1938), O. Kodym (1931), D. Andrusov (1928, 1930, 1931, 1932, 1938, 1943, 1945) und in der letzten Zeit besonders A. Matějka und Zd. Roth (1947, 1948, 1949). Hydrogeologische Studien stammen von C. Mach (1957) und J. Srnánek (1961).

Am geologischen Baue des Rutschhanges und seiner Umgebung beteiligen sich paläogene Schichtfolgen des Magura-Flysches, welche den Zliner Schichten der Bystrica-Serie angehören (A. Matějka und Zd. Roth 1949). Von den jüngeren Formationen sind es Sedimente des Quartärs.

Paläogene Zliner Schichten treten im Liegenden der quartären Sedimente auf, wie auch in den Aufschlüssen, an den Rücken und im Bachtale der Riečnica. Sie sind durch feste blaugraue und dunkelgraue Schiefertone und Schiefermergel mit häufiger Lamellierung, anderswo mit polyedrischem Zerfall vertreten. Sie enthalten verkohlte Pflanzenreste. Unter den Schiefertönen und Schiefermergeln kommen häufig Übergangstypen vor; sie wechseln mit Lagen von bänkigen, grau-blauen, fein und grobkörnigen, bröckeligen, glaukonitischen, kalkigen und quarzigen Sandsteinen. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt zwischen 20—200 cm.

Die *quartären Ablagerungen* sind durch eluvial-deluviale, fluviale und proluviale Sedimente, Rutsche und Travertine vertreten. Eluvial-deluviale Sedimente sind da am meisten verbreitet. Sie entstehen durch mechanische und chemische Verwitterung der paläogenen Schichten an den Rücken und Hängen, ihre Mächtigkeit ist veränderlich (bis 15 m an den unteren Teilen der Hänge und in den Seitentälern). Sie bestehen aus sandigen und tonigen Lehmen mit Bruchstücken von Schiefermergeln, Schiefertönen und Sandsteinen. Stellenweise bilden sie lehmigsteinigen Schutt. Fluviale Sedimente (bis 5 m) bilden eine höhere und niedere Talflur mit dem Höhenunterschiede von 1–1,5 m. Das Material besteht aus Flusschotter sand, über welchem lehmige Anschwemmungen liegen. Die Schotter sind schwach abgerundet; die Grösse schwankt von einigen cm bis Blockgrösse. Ihre petrographische Zusammensetzung ist monoton, da der Bach Riečnica nur Gesteine des Magura-Flysch durchfliesst. Die Oberfläche der Talflur ist uneben. In den Oberflächensenkungen, im ursprünglichen alten Bachbette, ist Torf abgelagert.

Pinus-Reste bilden bis über 80 % des Inhaltes, selten sind *Picea*; von den Nadelhölzern sind *Abies* und *Larix* häufiger vertreten, von den Laubhölzern *Betula* und *Alnus*; *Salix* erreichte einen Wert um 26 %. Selten waren Pollenkörner von *Fagus* vertreten. Von den gemischten Eichenhölzern waren die häufigsten die Pollenkörner von *Tilia*, im jüngsten Teile auch *Quercus* und inmitten des Torflagers einzeln auch von *Ulmus*. Der Inhalt von *Corylus* übersteigt niemals die 3 % – Grenze.

Von den Pollenkörnern der übrigen Pflanzen weisen auf ein junges Alter des Torflagers die Pollenkörner der *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Atrémisia* und *Plantago*, wie auch synantrophe Elemente. Pollenkörner von Kulturgräsern wurden nicht gefunden. Von den Sporen waren häufig *Polypodiaceae* und auch *Equisetum*, *Sphagnum* und *Selaginella* anwesend. Die Kurve der Pollenkörner der Baumpflanzen erreicht im ganzen Torflager den Wert von etwa 90 %; die floristische Zusammensetzung der gegenwärtigen Waldpflanzen stimmt annähernd überein mit den aus dem Pollenspektrum rekonstruierten Gewächsen (Analysen von E. Krippel).

Proluviale Sedimente sind durch einen Dejektionskegel vertreten, welcher aus dem gegenüberliegenden Seitentale vor der Stirne des aktiven Rutsches ausläuft. Er ist durch das feinere tonige und sandige Material und gröbere Bruchstücke und Blöcke gebildet. Diese Wechsellagerung entstand infolge der Abwechslung von mässigen Regenfällen und Flutgewässern.

Rutsche kommen im untersuchten Gebiete in verschiedenen Entwicklungsstadien vor.

Wir teilen sie auf Grund ihrer Geomorphologie in folgende Gruppen ein:

- a) stabile Rutsche mit wenig deutlichen geomorphologischen Formen (ältere Rutsche);
- b) stabile Rutsche mit ausgeprägten geomorphologischen Rutschungsformen (jüngere Rutsche);
- c) Gebiet von Hängen mit kleineren aktiven Rutschen;
- d) Gebiet des aktiven Rutsches mit alten Abrissgebieten.

Das Material der Rutsche ist von bunter lithologischer Zusammensetzung, stark durchmischt und besteht aus lehmigsteinigen Schütten, Tonerden, welche häufig

durchnässt sind. Durch die Rutschung ist manchmal auch die Oberfläche des felsigen Liegenden abgerissen. Travertine wurden beim Austritt der Quellen nur in sehr kleiner Menge beobachtet. Sie sind sehr porös, dunkelgrau.

Das Gebiet des Rutsches und seiner Umgebung gehört der Bystrická-Einheit an (Matějka — Roth 1949) und zeichnet sich durch einen komplizierten tektonischen Bau aus; die Schichtfolgen sind intensiv gefaltet und umgebogen. An der Wasserscheidelinie bei der Kote 798,5 (oberhalb des Rutsches) ist eine Antiklinale, deren Achse NO—SW gerichtet ist. Der SO-Flügel hat eine Neigung bis 40°. In den Schichtfolgen der Antiklinale befinden sich radial gerichtete Klüfte, welche mit Kalzit ausgefüllt sind. Diese Antiklinale ändert in Richtung SW das Streichen ihrer Schichten und geht in eine Synklinale über. Die Lagerungsverhältnisse im SO-Flügel der Antiklinale haben einen günstigen Einfluss auf die Entwicklung des Rutsches, welcher entlang des Fallens der Schichten im Abrissgebiete sich schnell entwickelte.

Hydrogeologische Verhältnisse

Im Allgemeinen unterscheiden wir in diesem Gebiete Grundgewässer des Paleogens und des Quartärs. Die ersteren treten an die Oberfläche in den oberen Partien der Zliner Schichten in Form von Quellen auf, deren Regime von den Niederschlagsverhältnissen abhängig ist. Die meisten dieser Quellen trocken in der Trockenzeit aus. Im allgemeinen kann man Kluft- und Schichtquellen unterscheiden; in den Abrisswänden des aktiven Rutsches überwiegen die Kluftquellen. Der chemischen Zusammensetzung nach (Analysen von Ing. Gazda) in paläogenen Schichten sind es Kalzium-Bikarbonat-Gewässer.

Aus den Analysen ergibt sich, dass das Wasser der Quelle hinter der Kirche in Riečnica für paläogene (Kalzium-Bikarbonate Ia) und durch sekundäre Verunreinigung nicht beeinflusste Gewässer typisch ist. Die Gewässer des Abrissgebietes des Rutsches sind auch Kalzium-Bikarbonate IIa und von den erstgennanten unterscheiden sich durch das Fehlen von alkalischen Bikarbonaten, doch ist die zweite Salinität S_2 anwesend. Die Verunreinigung ist wahrscheinlich durch den Boden verursacht.

Die Gewässer des Quartärs sind in den eluvial-deluvialen Sedimenten an den Hängen wie auch in den Sedimenten der Talflur des Baches Riečnica enthalten. Die Gewässer in den eluvial-deluvialen Sedimenten bilden wahrscheinlich keinen einheitlichen Horizont. An die Oberfläche treten sie nur als kleine Quellen auf mit sehr veränderlicher Ergiebigkeit, die von den Niederschlagsverhältnissen abhängig ist.

Die chemische Analyse beweist, dass im Quartär es sich um einen gemischten Typ des Wassers handelt mit wesentlichem Gehalt von NO_3 und Anwesenheit von NH_4^+ , NO_2^- und HPO_4^{2-} ; der wesentliche Anteil von K^+ und niedere Werte von Na/K zeugen für eine starke sekundäre Verunreinigung des Wassers. Sie könnte durch die im Rutsche befindlichen Reste von zerstörten Bauanlagen, eventuell durch den Boden verursacht werden.

Ingenieur-geologische Charakteristik der Sedimente des Erdrutschgebietes

Die paläogenen Zliner Schichten der Bystrická-Serie sind durch sandig-mergelige Schiefertone vertreten mit einzelnen Lagen von Bänken fein- und mittelkörniger Sandsteine. Vom ingenieur-geologischen Standpunkte sind es halbfeisige Gesteine. In natürlichen Aufschlüssen sind sie geschichtet, vollkommen gefaltet, mit Klüften, die meistens in vertikaler Richtung zur Schichtung oder unter verschiedenem Fallen verlaufen, wie auch mit Verwitterungsklüften. Klüfte sind gewöhnlich mit Kalzit gefüllt.

Die Grösse der feinkörnigen Grauwackensandsteine beträgt über 0,2 mm, maximal 0,45 mm, bei den mittelkörnigen Grauwackensandsteinen 0,4 bis 1,6 mm und bei den sandigen mergeligen Schiefertönen ist eine pelitisch-psammitische Struktur (Đurkovič 1962) entwickelt. Die Grundmasse ist tonig-karbonatisch und enthält Quarz, Muskovit, Glaukonit, Plagioklas, Orthoklas, Biotit, mikrokörnigen Kalk.

Die Stelle der Probeentnahme	Granulometrische Zusammensetzung				Natür- liche Feuch- tigkeit in %	Plastizität			CaCO ₃ in %
	2 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,01	0,01		Plasti- zitäts- grenze in %	Fließ- grenze in %	Plasti- zitäts- index	
30 Transport-Zone, Mitte	13,51	8,98	18,00	59,52	44,98	24,07	53,12	29,05	
12 Gleitfläche	9,75	5,76	15,55	68,94	47,17	19,15	66,67	41,52	
2 Akkumulations- gebiet	10,57	12,98	19,23	57,33	18,38	21,37	54,97	33,60	35,5
1 Gleitfläche	11,45	4,58	19,83	64,14	39,15	31,58	61,07	29,49	27,0
3 Transport-Zone	8,01	6,61	17,34	69,04	15,10	17,77	55,85	38,08	27,2
17 Akkumulations- gebiet, rechter Rand	13,11	11,65	23,35	51,89	31,15	26,07	47,93	21,86	
5 dasselbe	12,05	6,33	20,56	61,06	42,26	35,39	62,04	26,65	

Die Entstehung von Erdrutschen ist durch ihre Lagerungsverhältnisse bedingt. Die physikalisch-mechanischen Eigenschaften der liegenden Gesteine können sich infolge der Verwitterungsprozesse, die besonders in der Nähe der Oberfläche intensiv sind, bzw. unter dem Einflusse der Rutschung, die mehr in die Tiefe reicht, ändern. Infolge der oben erwähnten Prozesse kommt es auch zur Zerstückelung der Gesteine, entstehen deluvial-eluviale und Rutschsedimente des Quartärs.

Die granulometrische Zusammensetzung der rutschenden Massen ist sehr bunt: von Bruchstücken der Schiefermergel, über sandige Lehme bis Tone. Die physikalisch-mechanischen Eigenschaften der rutschenden Massen unterscheiden sich von Deluvien, die von den Rutschungsprozessen nicht betroffen wurden. Die aus der aktiven Rutschung entnommenen Proben zeigen, dass die natürliche Feuchtigkeit bedeutend schwankt (15–47 %). Die Plastizitätsgrenze ist (nach Atterberg) 17–31 %, die Fluiditätsgrenze 48–67 %. Daraus folgt, dass einige der Proben sich im plastischen Zustande befanden und einige gingen in den Fliesszustand über. Die Proben enthielten grosse Menge von Wasser. Auch Anwesenheit von Illit-Montmorillonit (bestimmt durch Ing. Čížel), in der Fraktion $< 2 \mu$ hat zur Verschlechterung ihrer physikalisch-mechanischen Eigenschaften bei der Berührung mit Wasser geführt.

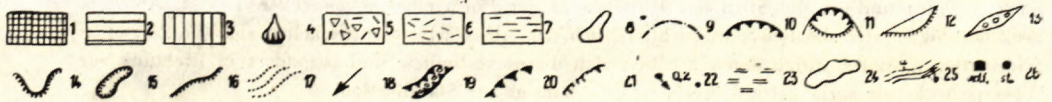
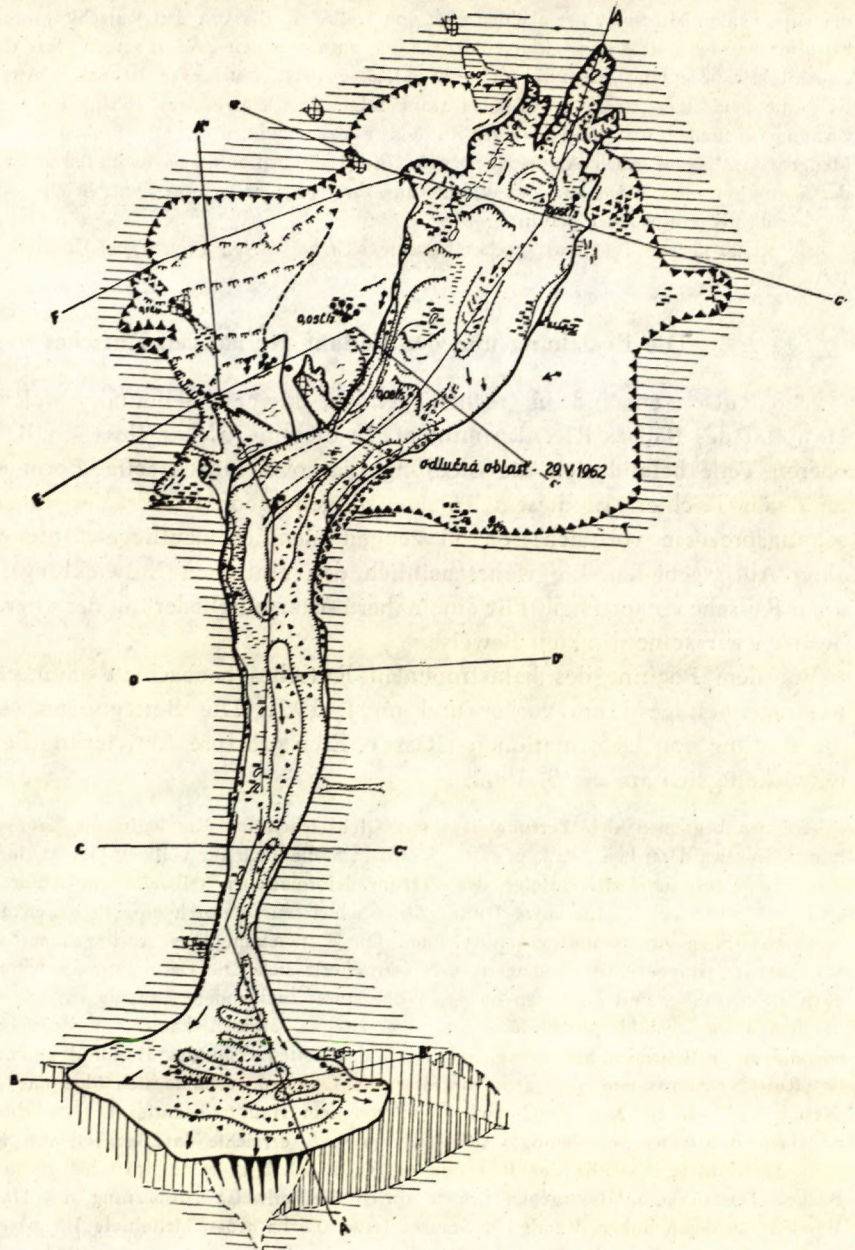
Die Kapazität des Ionenaustausches bewegte sich bei diesen Proben zwischen 10–35 mg auf 100 g Material.

Die Entstehung und der Verlauf des aktiven Rutsches

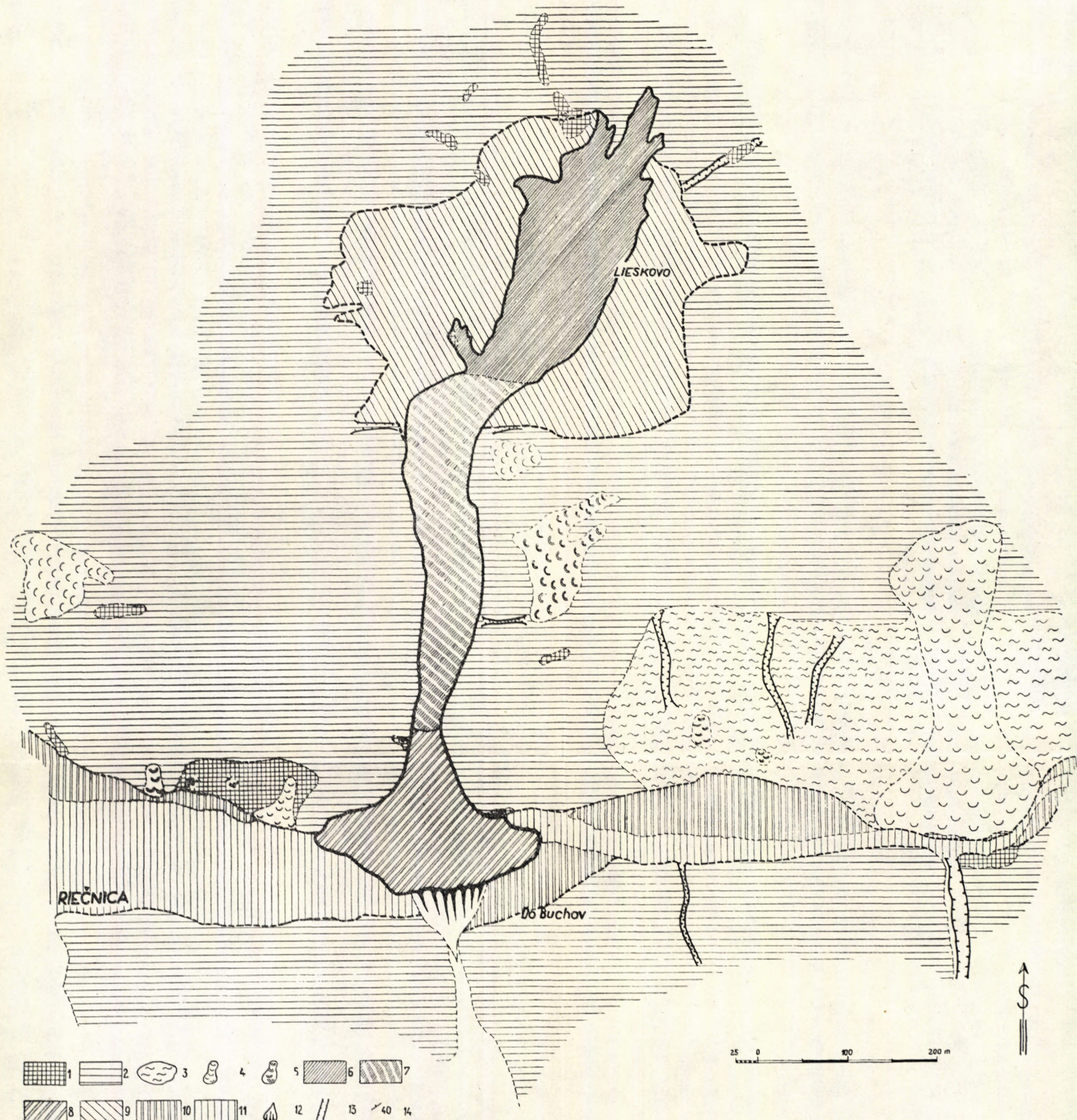
Der Rutsch entstand im rechtsliegenden, kleinen Seitental, welches in das Haupttal des Baches Riečnica mündet. In diesem Tälchen floss ein Bach und im oberen Teile befand sich die Siedlung Lieskovo. Durch seine Form erinnert es an einen Trichter. In diesem Tälchen gingen schon in der Vergangenheit Rutschungsprozesse vor sich; davon zeugen ziemlich deutliche Stufenwände von alten Abrissgebieten, die wahrscheinlich den einzelnen Entwicklungsphasen der alten Rutsche entsprechen. Für eine nähere Alterseingliederung der älteren Rutsche besitzen wir keine direkten Beweise.

Vor dem Beginne des katastrophalen Rutsches beobachtete man kleinere Bewegungen einige Jahre vorher und im J. 1961. Die Bewegungen verursachten die Bildung von Deformationen (Risse). Eine grössere Aktivierung des Rutsches entwickelte sich am 26. 5. 1962.

Anfangs begannen sich Zerrungsrisse mit Gleitflächen am Rande in der Transport-Zone zu bilden. In etwa derselben Zeit kam es an derselben Stelle auch zur völligen Devastation des Weges. Am 29. 5. formierte sich infolge der Zerrungsdeformationen teilweise ein Anfangsabrissgebiet unterhalb der Siedlung Lieskovo. Dieses Abrissgebiet wurde durch eine tiefe Senkung und eine halbkreisförmige Abrisswand gekennzeichnet. Die Entwicklung des Abrissgebietes setzte in der Richtung des Hanges fort, verlängerte und verbreiterte sich. Die Deformationen betrafen teilweise auch die Siedlung, und zerstörten hiesige Wohnhäuser und andere Bauanlagen. Die anfangs Juni in dem bisher gebildeten Abrissgebiete abgerissenen Massen kamen in Bewegung. Dadurch entstand ein rutschender Strom, welcher durch das Seitental in das Haupttal strömte. Die Stirn des Rutsches besass eine stets sich vergrössernde Laibform, erhöhte sich über das ursprüngliche Relief, und war am 2. 6. 1962 etwa 70 m von dem Haupttale entfernt. Die Schnelligkeit des rutschenden Stromes beschleunigte sich und am 4. 6. erreichte das Bachbett von Riečnica. Am 5. 6. verschüttete er völlig das Bett und am 6. 6. schob er seine Stirn bis 70 m jenseits des Baches. Das Akkumulationsgebiet bildete durch die teilweise Absperrung des Haupttales eine Barriere, an deren linkem Rande ein Stausee (etwa 0,5 ha gross, Mitteltiefe 1,5 m) entstand. Der Bach Riečnica umfloss die Stirn des Rutsches in der Form eines unregelmässigen Laufes. Ab 7. 6. 1962 beruhigten sich die Bewegungen allmählich. Im Abrissgebiete entwickelten sich die Zerrungsdeformationen weiter, durch deren Einfluss sich dieses verbreitete und besonders in Richtung zur Wasserscheidelinie verlängerte. Um 15. 6. 1962 kam es zur Stabilisation.



Geologische Karte des Rutschgebietes



1. PG2²⁻³zB — Aufschlüsse (am Hängen, Rücken und in den Tälern) von Schiefertönen, Schiefermergeln und Sandsteinen der Zlíner Schichten der Bystrická — Einheit von nachpaleogenen Alter; 2. Gebiete der durch die Rutschung nicht betroffenen Hänge, gebildet durch eluvial — deluviale Sedimente welche aus steinigem und steinig — lehmigem Schutte bestehen (dlQ), im Liegenden befinden sich die Zlíner Schichten; 3 Gebiete der durch die Rutschung, betroffenen Hänge — stabile Rutsche mit wenig deutlichen geomorphologischen Formen (ältere Rutsche); 4. Gebiete der durch die Rutschung be-

hoffenen Hänge — stabile Rutsche mit deutlichen geomorphologischen Formen — (jüngere Rutsche); 5. Hanggebiete mit kleineren aktiven Rutschen; 6. Abrissgebiet des aktiven Rutsches; 7. Transport-Zone des aktiven Rutsches; 8. Akkumulationsgebiet des aktiven Rutsches; 9. Alte Abrissgebiete des aktiven Rutsches mit deutlichen geomorphologischen Formen; 10. alQ^{IV}-höhere Talflur des Baches Riečnica und der Zuflüsse; 11. alQ^{IV}-niedere Talflur des Baches Riečnica und der seitlichen Zuflüsse; 12. prQ — proluviale Sedimente, 13. Erosionsfurchen, 14. Richtungen und Fallen der Schichten.

Deformationen des aktiven Rutsches

Die Füllung des Rutsches im Abrissgebiete ist durch lehmigsteinigen Schutt, weiter durch das mit tonartigem Material gemischte abgerissene halbfelsige Liegende gebildet. Die rechte Seite enthält mehr Ton als die Mitte und die linke Seite. In der Mitte überwiegt lehmig-steiniger Schutt. Die Dicke der rutschenden Massen schwankt etwa zwischen 4–7 m. Das Liegende bilden paleogene Gesteine.

Das neu gebildete Abrissgebiet des aktiven Rutsches besitzt eine mittlere Breite von 110 m, Länge von 348,0 m, Neigung von 13°, und eine verzerrte Form. Seine obere Begrenzung ist unregelmässig mit fingerförmigen Ausläufern, durch deutliche Zerrungswände mit Stufensenkungen begrenzt. Die Hanghöhe an den Zerrungswänden ist 3–12 m. Die ursprüngliche Höhe des Abrissgebietes über dem Meeresspiegel am 29. 5. 1962 war 716,25 m. Im Verlaufe der zyklischen Materialabnahme aus dem Abrissgebiete kam es zur weiteren Verlängerung wie auch Verbreiterung entgegen der Hangrichtung. Infolge der weiteren Zerrungsdeformationen kam es im Abrissgebiete zu neuen Anwachsen der rutschenden Massen. Diese Deformationen betrafen nicht nur die deluvialen, sondern auch die liegenden Sedimente. Das Liegende wurde, besonders im oberen Teile in Form von Schollen (von 3–8 m Grösse) abgerissen. Diese Schollen waren in der Regel durch tektonische Klüfte begrenzt und ihr Rutschen wurde auch durch ihre Lagerung beschleunigt. Das Rutschen entstand nämlich in der Richtung der Lagerung. Die Schichten des Liegenden streichen entlang des Hanges und fallen etwa 40° in Richtung des Tälchens. Die jetzige Kante des Abrissgebietes befindet sich in 782,24 m Höhe über dem Meeresspiegel, d. h. etwa 50 m von der Wasserscheidelinie.

Im ganzen Abrissgebiet überwiegen *Zerrungsdeformationen*; nur während der späteren Entwicklungsstadien zur Zeit des teilweisen Nachlassens der Bewegungen kamen auch *mässige Druckdeformationen* zum Vorschein. Die Zerrungs-

◀
Geologische Angaben: 1. PG²⁻³zB Aufschlüsse des Paleogens im und oberhalb des Abrissgebietes des Rutsches; 2. dlQ — der durch deluviale Sedimente bedeckte Hang; 3. alQ^{IV} — niedere Stufe der Talflur des Baches Riečnica; 4. prQ — proluviale Sedimente; 5 — dpQ^{IV} lehmig — steiniger Schutt im Rutsche; 6. dpQ^{IV} — lehmig-tonige Erden mit einzelnen steinigen Bruchstücken; 7. dpQ^{IV} — lehmig-steinige stark durchnässte Erden (weichplastische bis breiförmige). *Geomorphologische Angaben:* 8. die Begrenzung des aktiven Rutsches; 9. Die Abrisswand am 29. V. 1962; 10. Rissabriswand im Juli 1962; 11. Gesunkene Schollen im Abrissgebiete; 12. Gesunkene Schollen an den Rändern der Transport-Zone; 13. Aussere Randakkumulationswälle des Rutsches; 14. Die übrigen Wälle des Rutsches; 15. Die Depressionen zwischen den Wällen; 16. Die übrigen Risse; 17. Roladen; 18. Die Strömungsrichtungen der rutschenden Massen; 19. Der Rest des Bettes des namenlosen Baches; 20. Die Begrenzung des alten stabilen Abrissgebietes; 21. Die Kanten der Rutschschollen im alten Abrissgebiete.

Hydrologische Angaben: 22. Quellen — Ergiebigkeit in l/sek; 23. Sümpfe; 24. Kleine Seen; 25. Ströme: a) unorganisierte; b) organisierte; 26. Wasserbehälter Brunnen.

deformationen besitzen einen doppelten Charakter und sind von Zerrungs- und Senkungsklüften begleitet. Zerrungsklüfte kamen besonders in den ersten Bildungsstadien zum Vorschein; aus ihnen entwickelten sich meistens weiter Senkungsklüfte. Es kam zur Senkung entgegen dem ursprünglichen Relief mit dem Maximalwerte 6 m und an Stellen der Hinaufpressung hob sich das Relief bis um 3,5 m. Durch den Einfluss der gegenseitigen Schollensenkung kam es zur Bildung kleinerer Depressionen, welche sich mit Wasser füllten. An den Rändern der Abrisswände treten Quellen mit schwankender Ergiebigkeit auf.

Das Material der Abrisszone passierte die Transport-Zone. Die rutschenden Massen sind hier von ähnlichen Charakter wie im Abrissgebiete; sie unterscheiden sich meistens durch ihre Knetbarkeit und besitzen einen breitärmigen Charakter (besonders an der rechten Seite). Durch den Einfluss des Transportes der rutschenden Massen kam es zur Erosion in der Rutschrinne. An beiden Seiten der Transport-Zone sind die äusseren Rutschungswälle der Randakkumulation erhalten geblieben. Die angenommene Dicke der rutschenden Massen ist 8–10 m. Die Transport-Zone ist von verzerrter Form, im oberen Teile dehnt sie sich bis 100 m in die Breite, im unteren Teile verengt sie sich auf etwa 60 m. Die Länge der Transport-Zone ist 418,5 m, die Neigung 7°. An den Rändern ist sie durch deutliche Randgleitflächen begrenzt. In dieser Zone überwogen Zugdeformationen; nur im unteren Teile befinden sich sekundäre Druckdeformationen. Sie waren durch einige Kluftarten begleitet, doch ihr Charakter ist nicht erhalten geblieben, weil bei der grossen Geschwindigkeit es hier häufig zu Änderungen kam. Durch die Mitte der Transport-Zone läuft eine aus Schuttmaterial bestehende Anhöhe. An der rechten Seite des rutschenden Stromes treten einige Quellen auf und in den gegenüberliegenden Depressionen fliessen unorganisierte Ströme. Im oberen Teil ist die Senkung gegenüber dem ursprünglichen Relief bis 6 m, im unteren 1–2 m. Das Akkumulationsgebiet ist von Fächerform, sein unterer Teil liegt in der Talflur. In mittleren Streifen überwiegt das Schuttmaterial. Während der Rutschung bildeten sich 4 stufenförmige Akkumulationswälle. An der rechten und linken Seite lagerte sich toniges Material von breitärmiger Konsistenz ab. Infolge dessen kam es zum Zerfliessen des Materials entlang der Seiten. Darum ist hier auch die Neigung gering. Die angehäuften Massen erreichen eine Höhe von 16 m; die Neigung ist 6°, die Akkumulationslänge 199,20 m, die Akkumulationsbreite 302,20 m. Die Anhäufung der rutschenden Massen rief Druckdeformationen hervor, die sich in den Akkumulationswällen äusserten. Deutliche Typen von Klüften sind nicht erhalten geblieben.

Die Gesamtlänge des Rutsches beträgt 1001,70 m, die angenommene Menge der rutschenden Massen 1,000.000 m³.

Mittels der geodätischen Messungen, welche durch den Messtrupp der Zentrale für Geodäsie und Kartografie in Čadca (Blažíčka und Pujdes) durchgeführt wurden, verfolgte man die Bewegungen am Rutsch, um die Bewegungsgeschwindigkeit und Gesamtlänge des Schubes festzustellen

und den Verlauf der Stabilisation des Rutsches zu verfolgen. Am Anfange war die Geschwindigkeit der rutschenden Massen so gross, dass man sie mit freiem Auge beobachten konnte (bis 40 m pro Stunde). Da war es nicht möglich die Schubgeschwindigkeit in den Profilen zu verfolgen; deshalb wurden folgende Methoden benützt: das Übertragen des Apparates entlang der Basis, das Rayonvermessen der Bewegungsbahn und direkte Messung im Rutsch. Auf diese Weise wurde am 5. 6. 1962 in der Transport-Zone die Bewegungsgeschwindigkeit 30 m pro Stunde gemessen. Danach verminderte sie sich allmählich und am 8. 6. 1962 war sie ungleichmässig (max. 2,99 m pro Stunde); an den Stellen, wo es zum Blockieren der rutschenden Massen kam, wurde keine Bewegung mehr beobachtet. Ab 8. 6. 1962 verminderten sich im Allgemeinen die Bewegungen soweit, dass es möglich war zum Messen der Bewegungen in den Profilen zu schreiten. Damals wurden sieben Querprofile durch den Rutsch hergestellt: Profil I ist durch den Übergang zwischen Transport- und Akkumulationsgebiet geführt; Profil II in der Mitte der Transport-Zone, Profile III und IV durch den oberen Teil der Transportzone (Profil IV passiert das alte Abrissgebiet). Das Profil V befindet sich in der Mitte des Abrissgebietes, Profil VI im oberen Teile des Abrissgebietes und Profil VII oberhalb des Abrissgebietes. Anfangs wurden die Messungen täglich an allen Profilen durchgeführt, ab 15. 6. 1962 hörten die Messungen an den Profilen II, IV und VII auf, da der Rutsch nachliess.

Nach Ergebnissen der geodätischen Messungen verlief die Stabilisation des Rutsches allmählich, und zwar zuerst an den Profilen I und II, dann am Profil III, IV und später auch an den Profilen V und VI, wenn auch später kleinere Lokalbewegungen im Abrissgebiete beobachtet wurden.

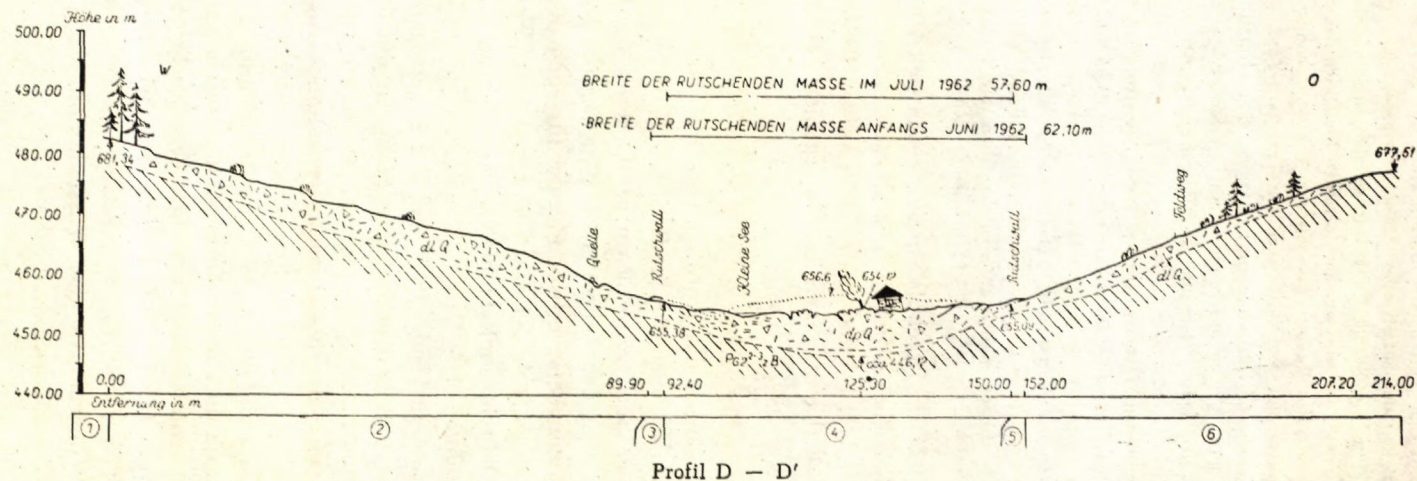
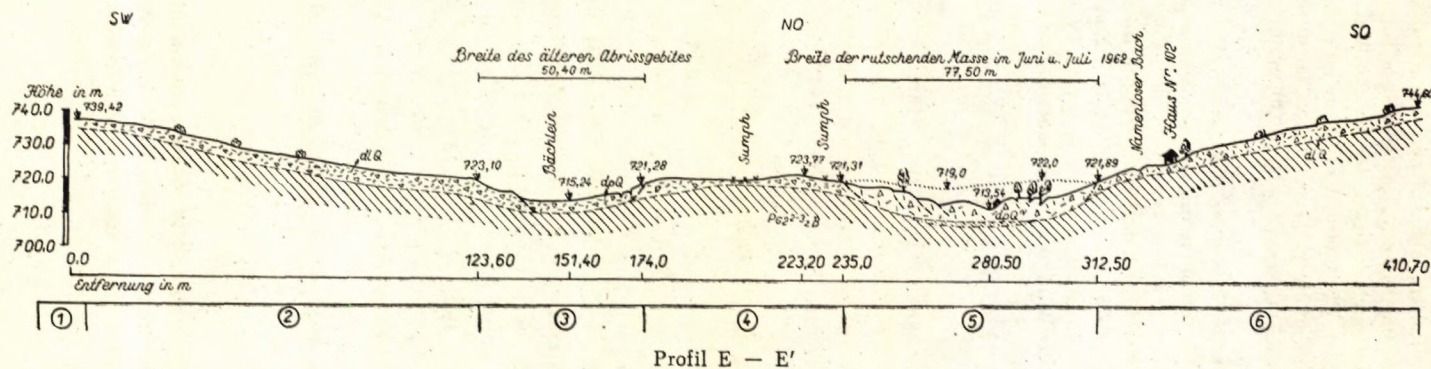
Ursache der Entstehung des Rutsches

Durch die Rutschung wurden deluviale Sedimente, welche auch während der vorhergehenden Stadien den Rutschungsprozessen unterworfen waren, betroffen und auch teilweise wurden Gesteine des Liegenden abgerissen.

Aus der Reliefanalyse ging hervor, dass es auch in der Vergangenheit zu Rutschungen kam, wodurch die für einen Rutsch charakteristischen Reliefformen am Hange gebildet wurden. Die Hauptgleitfläche verlief entlang des Kontaktes des Deluvium mit halbfelsigen Gesteinen, an einigen Stellen auch in paleogenen Gesteinen. Die Deluvial-Sedimente unterscheiden sich durch ihren Gesamtcharakter vom Liegenden, sie sind durch geringere Festigkeit, usw. gekennzeichnet. Dieser Unterschied erhöht ihre Fähigkeit die Oberflächenwasser aufzunehmen, wodurch sich ihre physikalisch-mechanischen Eigenschaften verschlechtern. Aus dem Vergleich der Niederschlagsverhältnisse für das Jahr 1961 und 1962 mit dem 50 jährigen Niederschlagsdurchschnitt in der Umgebung der Riečnica, geht hervor, dass ab Oktober 1961 bis zum Beginn des Rutsches die Niederschlagsmengen stets hoch über ihrem Durchschnittswert lagen.

Ähnlich hohe überdurchschnittliche Niederschlagswerte waren auch anfangs Juni (ab 1. — 6. 6. regnete es bis 61 mm), als es zum aktivsten Rutschungsvorgang kam. Dabei muss in Betracht genommen werden, dass während der Herbst- und Wintermonate die Wasserdampfbildung sehr gering ist. Die Gesamtmenge der Überdurchschnittsniederschläge für die erwähnten Monate beträgt 237 mm. Ein

DAS PROFIL DURCH DEN UNTEREN TEIL DER TRANSPORTZONE



besonders hoher Überdurchschnittswert von 109 mm wurde im Monat Mai erreicht. Ein Teil der Niederschläge ging in Wasserdampf auf oder floss ab, aber der wesentliche Teil sank in die Erde ein. Ausserdem hatte das Niederschlagswasser den Einfluss auf die Ergiebigkeit der Quellen und selbst das an den umgebenden Hängen und im Rutschgebiete auftretende Quellwasser sank in die rutschenden Massen ein. So stellten wir am 5. 6. 1962 unter den damaligen abnormalen Niederschlagswerten einen Gesamtwasserzufluss in den Rutsch von 35 L/Sec. fest. Diese eingesickerten Wassermassen aus den Quellen sowie von Niederchlägen hatten Einfluss auf die Veränderung der Grundwasserverhältnisse (einige Quellen besaßen mässig gespannten Wasserspiegel). Die natürliche Feuchtigkeit erreichte die Werte 15-0—80,4 %; dadurch vergrösserte sich der Inhalt des Gravitationswassers, welches durch sein Gewicht den Hang belastete und den mechanischen Druck — besonders in den oberen Hangpartien verstärkte. Daher gerieten die Rutschmassen in Bewegung.

Die durchgeführten Massnahmen hatten zum Ziel weitere Rutschungen zu verhüten; in erster Reihe war es notwendig das Quell- und Oberflächenwasser aus dem Rutschgebiete abzuführen. Im weiteren Verlauf wurde das Wasser aus dem entstandenen See hinter dem Akkumulationsgebiete abgeleitet. Die Trasse des Kanals folgte einer Oberflächendepression, welche das alte Bachbett der Riečnica war. Zur Verhütung der Zerfliessung der breiförmigen Massen von der rechten Seite des Akkumulationsgebietes in Talrichtung wurde ein geschütteter Steindamm errichtet.

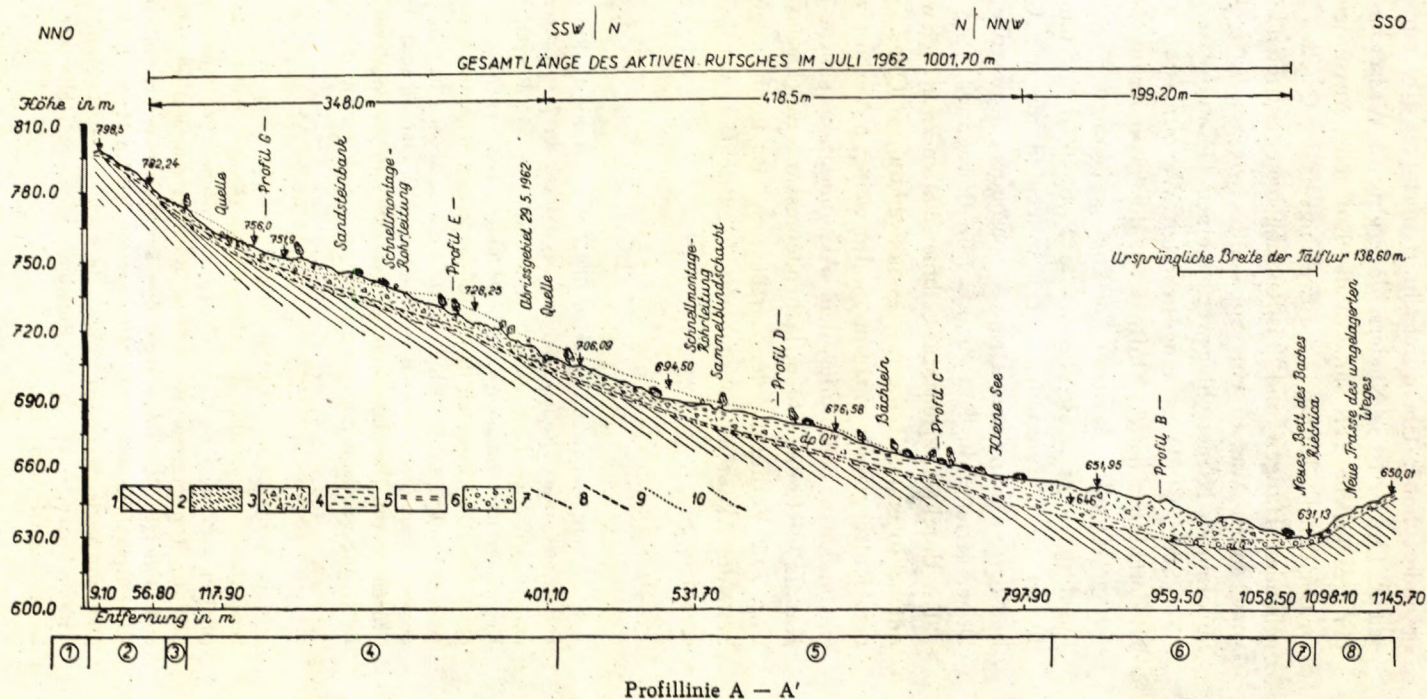
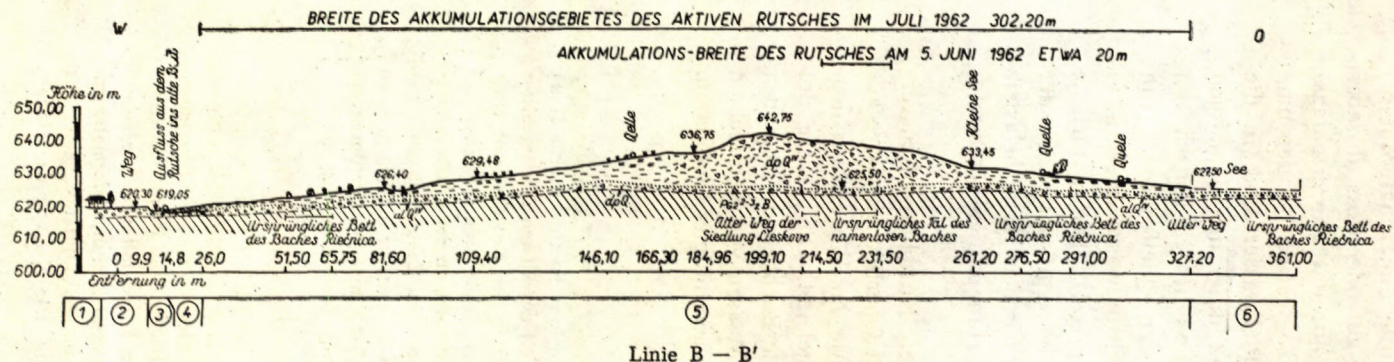
◁

Linie E — E'

1 — Geomorphologische Charakteristik; 2 — Der durch die Rutschung verschont gebliebene Hang mit Geländestufen (Raine); Neigung des Hanges 8°; 3 — Unterer Teil des älteren Abrissgebietes mit frischen Rissklüften am linken Rande; 4 — Ein Rücken inmitten des Rutsches mit einer Depression und Sümpfen; 5 — Der untere Teil des Abrissgebietes des aktiven Rutsches mit deutlichen Gleitflächen am Rande. An der rechten Seite sind Stufensekungen, an der linken hinaufgepresste Erden. In der Mitte des rutschenden Shomes ist eine Depression. Es überwiegen Rissdeformationen, verbunden mit Senkungen und es kommen auch Deformationen der hinaufgepressten Erdmassen vor. Die angenommene Dicke der rutschenden Masse ist 5—7 m; 6 — Der durch die Rutschung verschont gebliebene Hang mit Geländestufen. Die Neigung des Hanges ist 13°.

Linie C — C'

1 — Geomorphologische Charakteristik; 2 — Der durch die Rutschungstätigkeit verschont gebliebene Hang mit deutlichen Geländestufen (Raine); welche durch landwirtschaftliche Tätigkeit gebildet wurden; 3 — Randwölbung im Akkumulationsgebiet des Erdrutsches; 4 — Der untere Teil der Transportzone des aktiven Rutsches mit deutlichen Gleitflächen am Rande, seitlichen stufenförmigen Senkungen (besonders am Westrande der Rutschrinne) und mit mässiger sekundärer Hinaufpressung in der Mitte der rutschenden Masse. Es überwiegen Zerrungsdeformationen. Die rutschende Masse ist etwa 8 m hoch; 5 — Randwölbung im Akkumulationsgebiet des Erdrutsches; 6 — Durch die Rutschung verschont gebliebener Hang. Die Neigung des Hanges ist gleichmässig, etwa 20°.



LITERATUR

- [1] Abramov S. K. — Glazov N. V. a iní, 1940: Protiopolznevyje sooruzenija. VODGEO, Strojizdat, Moskva. — [2] Andrusov D., 1931: Poznámka o sesuvech v povodí Oravy na Slovensku. Věst. stat. geol. ústavu ČSR VII, Praha. — [3] Babanek F., 1866: Die nördlichen Teile des Trentschiner Comitatus. Jahrbuch. d. geol. Reichsanstalt, Wien. — [4] Blažíček L., 1962: Zpráva o meračskom sledovaní pohybov na zosuve pôdy I v Riečnici. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Čechovič V., 1941: Zpráva o zosuvoch pôdy na katastrálnom území obce Hándlová. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Čechovič V., 1961: Zpráva o geologických pomeroch v okolí zosuvu v Handlovej v r. 1960–1961. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Dorotjak V. — Gazda S. — Halouzka R. —

Linie B — B'

1 Geomorphologische Charakteristik: 2 Die untere Stufe der Talflur des Baches Riesčnica. 3. Altes Bachbett der Riečnica. 4 Aufgeschütteter Steindamm zum Schutze gegen das Zerfliessen der breiartigen Erden im Haupttale an der rechten Seite des Akkumulationsgebietes. 5 Akkumulationsgebiet des aktiven Rutsches, gekennzeichnet durch regelmässige mässige Neigungen 4–6°. An ihrer rechten und linken Seite liegen überwiegend breiige flüssig gewordene Erden. Die Gelände-Oberfläche ist blossgelegt ohne deutlichen Deformationen, mit einem System von Polygonalklüften. In den Depressionen bildeten sich Sümpfe. In der Mitte der Akkumulation befindet sich ein erhöhter Akkumulationswall mit unregelmässig gegliederter Oberfläche, bestehend überwiegend aus steinigem Materiale. Die maximale Dicke erreicht im Durchschnitt 16 m. 6 Ein Abschnitt des neuentstandenen Sees an der linken Seite des Akkumulationsgebietes. Wassertiefe 1,5 m.

Profillinie A — A'

Geologisch-lithologische Charakteristik der Längs- und Querprofile: 1 — Schiefertone, Schiefermergel, Sandsteine der Zliner Schichten der Bystrická — Einheit von paleogenem Alter (Pg^{22–3zB}); 2 — Schiefertone, Schiefermergel, Sandsteine der Zliner Schichten, abgerissen durch die Rutschungstätigkeit; 3 — lehmig — steiniger Schutt im Rutsche (dpQ^{IV}) und an den Hängen (dlQ); 4 — lehmig — tonige Erden mit einzelnen Bruchstücken; 5 — stark durchnässte lehmig — tonige Erden (weich-plastische bis breiartige); 6 — Schotterande der Talflur (alQ^{IV}); 7 — vorausgesetzte Hauptschubfläche; 8 — vorausgesetzte stratigraphisch-lithologische Grenze; 9 — Oberfläche des ursprünglichen Reliefs; 10 — vorausgesetzte Schubfläche des alten Abrissgebietes;

1 — Geomorphologische Charakteristik; 2 — Wasserscheidelinie über dem Rutsche und der durch die Rutschungstätigkeit verschont gebliebene Hang; 3 — Abrisswand; 4 — Abrissgebiet des Rutsches mit Rissdeformationen, Stufensenkungen. Im mittleren Teile ist eine sekundäre mässige Herauspressung mit wenig deutlichen Druckdeformationen. Die Senkung entgegen dem ursprünglichen Relief ist bis 6 m und die Herauspressung über das ursprüngliche Relief maximal 3,5 m. Die Neigung der gegenwärtigen Oberfläche ist 13°; 5 — Transportzone des Rutsches mit weniger deutlichen Zerrungsdeformationen. Im oberen Teile eine Senkung gegenüber dem ursprünglichen Relief bis 6 m, im unteren Teile 1–2 m. Die Neigung der Oberfläche ist 7°; 6 — Akkumulationsgebiet ist durch deutliche Druckdeformationen und stufenförmige Akkumulationsaufwällungen gekennzeichnet. Die Maximalanhäufung der Rutschmassen ist bis 16 m über das ursprüngliche Relief. Die Stirn des Rutsches liegt in der Talflur des Baches Riečnica. Die Neigung der Oberfläche ist 6°; 7 — Vorland des Rutsches (Rest der Talflur). 8 — Ein Teil des gegenüberliegenden Tales der Riečnica.

Skvarka L. — Vaškovský I., 1961: Zpráva o inžiniersko-geologickom výskume zosuvného územia JV od Handlovej. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Drannikov A. M., 1961: Opolzni Ukrajiny i opyt borby s nimi. Trudy pervogo ukrajinskogo gidrogeologičeskogo soveščanija. Tom II. Izdatel'stvo akademii nauk Ukrajinskej SSR, Kijev. — [9] Jemeljanova E. P., 1956: Metodičeskoje rukovodstvo po stacionarnomu izučeniu opolznej. Moskva. — [10] Jemeljanova E. P., 1956: O pričínach i faktorach opolznevyh procesov. Voprosy gidrogeologii i inž. geol., VSEGINGEO Moskva. — [11] Jemeljanova E. P., 1958: O prognoze opolznevyh procesov. Voprosy gidrogeologii i inž. geologii sb. 16, Moskva. — [12] Knore M. E. — Abramov S. K. — Ragorin I. S., 1951: Opolzni i mery borby s nimi. Moskva. — [13] Korženevskij I. B., 1961: K voprosu o roli podzemnyh vod v vozniknoveniji opolznej na juž. beregu Kryma. — [14] Krajev V. F. — Spasokurockij A. I., 1961: O prirode opolznej kanevsko-voopoloznovego rajona. Moskva. — [15] Leško B., 1954: Vývin východoslovenských jazier. Geograf. časopis IV/3—4, Bratislava. — [16] Lukniš M., 1951: Zosuvné územie na ľavom brehu Váhu medzi Hlohovcom a Sintavou. Zem. sbor. SAV III, Bratislava. — [17] Mach C., 1957: Vodné dielo Klubina—Dunajov. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Mach C. — Tužinský A. — Jakubec L., 1961: Inžiniersko-geologické a hydrogeologické pomery Handlovského zosuvu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Matějka Al. — Roth Zd., 1949: Geologie Magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. Sb. ŠGÚ ČSR XVI — Praha. — [20] Mencl V., 1955: Mechanika zemin. ČSAV, Praha. — [21] Myslivec A., 1951: Svážení silničních svahů a jejich zabezpečení. Praha. — [22] Nifantov A. P., 1953: Opolzni. Teoria i praktika ich izučenia. Krymskaja opolznevaia stancija. Sb. NO 2, ONTI. — [23] Pogrebov N. F., 1935: Ukazatel literatury po opolznem. ONTI. — [24] Popov I. V., 1946: Principy jestestvennoj klassifikacii opolznej. DAN SSSR, t. IX/2, Moskva. — [25] Popov I. V., 1959: Inžinernaja geologija. Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta, Moskva. — [26] Popov I. V., 1961: Zakonomernosti vozniknovenija i razvitiija opolznevyh procesov. Trudy laboratorii gidrogeologičeskich problem. im. F. P. Savarenskogo Tom XXXV, Moskva. — [27] Pržeseckij A. P., 1961: Morfologičeskaja charakteristika opolznej. Moskva. — [28] Paul K. M. — E. Tietze, 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, Wien. — [29] Rogozin I. S., 1939: Opyt isledovanija opolznej peščenko-glinitych porod. Tr. Mosk. geol. upr. vyp. 28, Moskva. — [30] Rogozin I. S., 1958: Voľskie opolzni. Trudy laboratorii Rogozin I. S., 1961: Opolzni Uljanovska i opyt borby s nimi. Izdatel'stvo akademii nauk SSSR, Moskva. — [32] Srnánek J., 1961: Inžiniersko-geologický prieskum pre vodné dielo Klubina. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [33] Štúr D., 1859: Wassergebiet der Waag in Ungarn. Verhandlungen der geolog. Reichsanstalt, Wien. — [34] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wasser-Gebietes der Waag-Neutra. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, Wien. — [35] Vaškovský I. — Dorotjak V. — Pikna V. — Mach C., 1960: Příčiny vývoja zosuvu v Handlovej 1960 a návrh opatrení 21. 12. 1960. Rukopis; archív GÚDŠ Bratislava. — [36] Vaškovský I. — Dorotjak V., 1962: Informatívna zpráva o stave zosuvu v obci Riečnica (okr. Čadca) ku dňu 9. VI. 1962. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [37] Vaškovský I. — Hanzel V., 1962: Zpráva o zosuve na ľavom svahu v obci Svrčinovec (okr. Čadca). Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [38] Záruba Q., 1922: Studie o sesuvných terénech na Vsetsku a Valašsku. Čas. Morav. zem. musea, Brno. — [39] Záruba Q., 1926: Sesouvání půdy v oblasti českého útvaru křídlového. Část I. Věstník SGÚ, Praha. — [40] Záruba Q., 1930 a: O sesouvání půdy v ČSR. Československá vlastivěda, Praha. — [41] Záruba Q., 1930 b: Objemové změny hornin a jejich vplyv na destrukci budov. Sborník Stát. geolog. ústavu IX, Praha. — [42] Záruba Q., 1938: Sesuvy v Lyskem průsmyku a jejich význam pro komunikační stavby. Techn. obzor, Praha. — [43] Záruba Q. — Mencl V., 1957: Inženýrská geologie (2. vyd.),

Nakl. ČSAV, Praha. — [44] Záruba Q. — Menci V., 1958: Rozbor sesuvu u Klačan na Váhu. Rozpravy ČSAV, roč. 68, seš. 5, Praha. — [45] Nemček J. — Pašek J. — Buruš J. — Rybář, 1961: Zpráva o inženýrsko-geologickom mapovaní Handlovskej kotliny 1:5000. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [46] Záruba Q., 1961: Zpráva o zaměření a geologickém zhodnocení profilů sesuvů u Handlové. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [47] Zolotarjev G. S., 1948: Vyvetřivanie glinistých porod Povolžja a jeho vlivanie na ústojčivosť prirodnych otkosov. Sov. geologija N: 35.

V. DOROTJAK—I. VAŠKOVSKÝ

PODMIENKY A PRÍČINY VÝVOJA ZOSUVU V OBCI RIEČNICA

V obci Riečnica (okr. Čadca) vznikol 26. V. 1962 zosuv, ktorý v počiatočných štádiách zničil 12 domov a hospodárske budovy v osade Lieskovo. Neskôr sa zosuvný prúd usmernil na osadu Do Buchov v údolnej nive potoka Riečnica a zahradil koryto potoka, pričom zničil ďalšie budovy.

Územie aktívneho zosuvu sa rozprestiera na pravom svahu údolia potoka Riečnica (osada Lieskovo) a na údolnej nive potoka (osada Do Buchov). Expozícia zosuvného svahu je na juh, rozvodnica má Z—V smer. Kóta rozvodnice nad zosuvným svahom 803,8; 790,9 a 798,5 m n. m. Svahy hlavného údolia sú prerušované bočnými údoliami (eróznymi rýhami) a pokryté eluviálno-deluviálnymi sedimentmi; len ojedinele na povrch vystupujú poloskalné horniny paleogénneho flyša. Na formovanie svahov vplýva erózna činnosť potoka Riečnica, jej prítokov, zvetrávacie zosuvné procesy atď. Okolie Riečnice sa vyznačuje humídnu klímou kontinentálneho charakteru. Zrážkové pomery vplývajú na prítlačné množstvo povrchových tokov a prameňov. Povrchové toky vôd sú odvádzané potokom Riečnica.

Územie budujú paleogénne súvrstvia magurského flyša a sedimenty kvartéru. Flyšové vrstvy sú zložené z jemných ílovcov a slieňovcov modrošedej a tmavošedej farby s nepravidelným polyedrickým rozpadom; nachádzajú sa v nich lavice vápnitých pieskocov. Kvartér zastupujú sedimenty eluviálno-deluviálne, fluviálne vyššej a nižšej údolnej nivy potoka Riečnica, proluviálne a napokon sedimenty zosuvov a travertíny. Územie zosuvu a okolie patrí bystrickej jednotke. Na rozvodnici pri k. 798,5 m n. m. (nad zosuvom) je antiklinála, SV—JZ smeru; jej JV krídlo má sklon 40°. Samotné údolie potoka Riečnica je zahľbené pravdepodobne v synklinále.

Vody paleogénu vystupujú na povrch najmä v odľučnej oblasti aktívneho zosuvu vo forme prameňov. Ich režim je priamo závislý na zrážkových pomeroch; po chemickej stránke (podľa inž. S. Gazdu) sú kalcium-bikarbonátového typu. Vody kvartéru sú viazané hlavne na eluviálno-deluviálne sedimenty; na povrch vystupujú vo forme prameňov. Ich režim je tiež závislý na zrážkových pomeroch. Po chemickej stránke sú to vody zmiešaného typu s podstatným podielom NO_3^- , ďalej NH_4^+ , NO_2^- a HPO_4^{2-} . Podstatný obsah K^+ a nízka hodnota H_2/K svedčia o značnom sekundárnom znečistení.

Poloskalné horniny magurského flyša sa podstatne líšia od sedimentov kvartéru majúciich horšie fyzikálno-mechanické vlastnosti. Prírodná vlhkosť u zosuvných hmôt kolíše od 15—47 %, medza plasticity podľa Alterberga 17—31 %, medza tekutosti 48—67 % atď.

Zosuv vznikol v pravostrannom malom bočnom údolí, ústiacom do hlavnej doliny potoka Riečnica. V tomto údolíčku tiekol menší potok a v hornej časti sa nachádzala osada Lieskovo. Údolie pripomína lievák a už v minulosti tu došlo k zosuvom. O ich existencii svedčia pomerne výrazné stupňovité steny starých odľučných oblastí, odpovedajúce asi jednotlivým vývojovým fázam zosuvov. O ich veku nemáme priame dôkazy.

Pred započatím katastrofálneho zosuvu boli pozorované menšie pohyby v rokoch 1960 a 1961. Väčšia aktivizácia zosuvu nastala 26. 5. 1962. Najprv vznikli okrajové ťahové trhliny so šmykovými plochami v transportačnej zóne. Približne v tom istom čase došlo aj k úplnej devastácii elektrického vedenia a cesty. Dňa 29. 5. 1962 vplyvom tržných deformácií sa čiastočne sformo-

vala počiatočná odlučná oblasť pod osadou Lieskovo. Deformácie čiastočne postihli aj osadu. Začiatkom júna odtrhnuté zeminy sa dali do pohybu. Zosuvný prúd smeroval bočným údolím do hlavnej doliny. Čelo zosuvu malo bočníkovitý tvar, ktorý sa neustále zdvíhal nad pôvodný reliéf a 2. 6. 1962 bol asi 70 m vzdialený od hlavného údolia. Zosuvný prúd 4. 6. 1962 dosiahol koryto potoka Riečnica. 5. 6. 1962 zasypal koryto úplne. Akumulačná oblasť zosuvu prehradením hlavného údolia vytvorila bariéru a na jej ľavom okraji vzniklo jazero (asi 0,5 ha; hĺbka 1,5 m). Čelo zosuvu obtekal potok Riečnica vo forme neorganizovaného toku. Od 7. 6. 1962 nastalo postupne ukludnenie pohybov; v odlučnej oblasti však aj naďalej pokračovali tržné deformácie. Okolo 15. 6. 1962 nastala stabilizácia.

Výplň zosuvu v odlučnej oblasti tvoria hlinito-kamenité sutiny ďalej strhnuté poloskalné podložie, premiešané s ílovitými zeminami. Predpokladaná hrúbka zosuvných hmôt kolíše od 4–7 m. Podložie tvoria paleogénne horniny. Novovytvorená odlučná oblasť zosuvu má priemernú šírku 110 m, dĺžku 348,0 m, sklon 13°, pretiahly tvar a jej horné ukončenie je nepravidelné s prstovitými výbežkami. Jej ohraničenie tvoria výrazné tržné steny (3–12 m) so stupňovitými poklesmi.

V celej odlučnej oblasti prevládajú tržné deformácie, iba neskôr v období čiastočného ukludnenia sa prejavili aj deformácie mierne tlakové v dolnej časti. Tržné deformácie sú doprevádzané puklinami trhania a poklesávania. Prvé vznikli hlavne v prvých štádiách formovania zosuvu; z nich sa potom ďalej vyvinuli poklesové pukliny. Oproti pôvodnému reliéfu nastal pokles v priemere o 6 m a v miestach vytlačenia zdvihol sa reliéf max. o 3,5 m.

Materiál z odlučnej zóny prechádzal transportačnou zónou. Zosuvné hmoty sú tu obdobného charakteru ako v odlučnej oblasti; sú však viac prehnetené a majú charakter (hlavne na pravej strane) kašovité. Vplyvom transportu zosuvných hmôt došlo k erózii v zosuvnom žľabe. Po bokoch transportačnej zóny zachovali sa okrajové vonkajšie akumulčné zosuvné valy. Predpokladaná hrúbka zosuvných hmôt je 8–10 m. Celková dĺžka zosuvu je 1 001,70 m, odhadnutá kubatúra zosuvných zemín 1 000 000 m³.

Geodetickými meraniami (meračská čata Strediska geodézie a kartografie v Čadci pod vedením s. Bažička a inž. Pujdesa) sa mala stanoviť rýchlosť pohybu, celková dĺžka posunu a priebeh stabilizácie zosuvu. Na počiatku rýchlosť zosuvných hmôt bola taká veľká, že ju bolo možné pozorovať voľným okom (do 40/hod.). Potom sa postupne znižovala a 8. 6. 1962 pohyb bol nerovnomerný s maximálnou rýchlosťou 2,99 m/hod.; v miestach, kde došlo k zablokovaniu zosuvných hmôt dokonca nebol pozorovaný žiaden pohyb. Od 8. 6. 1962 zoslabli pohyby natoľko, že ich bolo možné merať v profiloch. Celkom sa vytýčilo 7 profilov naprieč zosuvom: profil I. je na prechode medzi transportačnou a akumulčnou oblasťou; profil II. v strede transportačnej zóny, profily III. a IV. v hornej časti transportačnej zóny (profil IV. prechádza starou odlučnou oblasťou); profil V. je v strede odlučnej oblasti, profil VI. v jej hornej časti a profil VII. nad ňou. Spočiatku sa merania uskutočnili na všetkých profiloch denne; od 15. 6. 1962 zrušili sa merania v profiloch II, IV a VII, keďže zosuv sa ukludnil.

Stabilizácia zosuvu podľa výsledkov geodetických meraní nastávala postupne, a to najprv v profile I a II, potom v profile III, IV a neskôršie aj v profiloch V a VI, hoci menšie pohyby boli pozorované aj neskôršie.

Zosuvom boli postihnuté deluviálne sedimenty, ktoré aj predtým boli zosúvané; čiastočne boli strhávané aj horniny podložia. Hlavná šmyková plocha prebiehala po styku delúvia s poloskalnými horninami, niekde aj v samotných paleogénnych horninách. Deluviálne sedimenty vyznačujú sa menšou pevnosťou, súdržnosťou a pod.; preto sú viac náchylné pre nasiakanie (povrchovými vodami). Porovnávanie zrážok za rok 1961 a 1962 s 50-ročným priemerom (1901 až 1950) na okolí Riečnice poukazuje, že od októbra 1961 do započatia zosuvu boli tu nadpriemerné zrážky, okrem marca 1962, kedy nedosiahli 50-ročný priemer. Nadpriemerné zrážky boli aj začiatkom júna (od 1.–6. 6. 1962 napršalo až 61 mm), kedy prebiehal najaktívnejší zosuvný

proces. Pritom treba brať do úvahy, že v jesenných a zimných mesiacoch je nízky výpar. Súhrn nadpriemerných zrážok za uvedené mesiace činí 237 mm; vysoký nadpriemer bol v máji (109 mm). Zrážkové vody vplývali aj na výdatnosť prameňov, ktorých vody z okolných svahov stekali do zosuvných hmôt. Tak 5. 6. 1962 sme odhadli prítok vôd do zosuvu pri vtedajších abnormálnych zrážkach na 35 l/sek. Takto nasiaknuté vody z prameňov i zo zrážok viedli ku zmene režimu podzemných vôd (niektoré pramene mali mierne napätú hladinu). Prirodzená vlhkosť dosiahla hodnôt 15,10 %—80,4 %; tým sa zväčšil obsah gravitačnej vody, ktorá svojou váhou priťažila svah a spôsobila zväčšenie mechanického tlaku, najmä v horných častiach svahu. Súdržnosť sa znížila na nulu a zosuvné hmoty dali sa do pohybu.

Pritožosuvné opatrenia spočívali hlavne v odvedení pramenitých a povrchových vôd zo zosuvného územia. Proti roztekaniu kašovitého zemin z pravej strany akumulácie oblasti v smere po údolí vybudovala sa sypaná kamenitá hrádza.

Lektoroval inž. Řepka.

Geologický ústav, D. Štúra,
Bratislava

Verzeichnis der Abbildungen

Taf. XV.

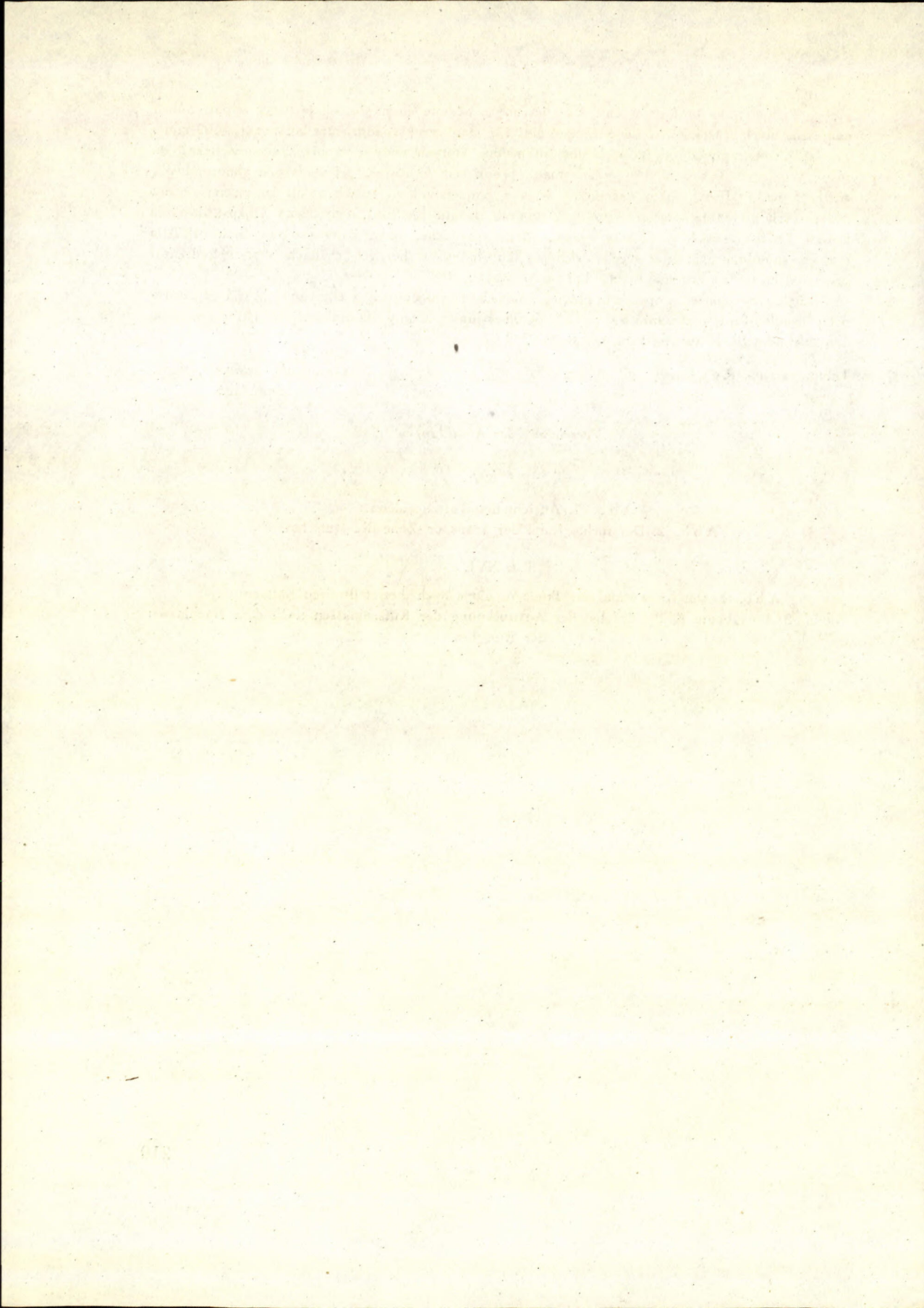
Abb. 1. Ansicht des Rutschgebietes.

Abb. 2. Der rechte Rand der Transport-Zone des Rutsches.

Taf. XVI.

Abb. 1. Der linke Rand der Transport-Zone nach ihrer teilweisen Entleerung.

Abb. 2. Polygonale Klüfte infolge der Austrocknung der Rutschmassen nach dem Nachlassen des Rutsches.



ZPRÁVY

ZA ZDENOM ŠTEVČEKOM

V polovici septembra t. r. došla nám z ďalekého východu neradostná zpráva, že dňa 11. septembra 1964 tragicky zahynul promováný geológ Zdeno Števček pri plnení svojich povinností pri prechode cez rieku Čulutin-Gol v Mongolskej ľudovej republike, kam odišiel so skupinou československých geológov na jar t. r. Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, najmä oddelenie paleozoika postihla tým veľká a nenahraditeľná strata, pretože v Zdenovi Števčekovi odišiel od nás mimoriadne nadaný, mladý ambiciózný vedecký pracovník, plný elánu, ušľachtilých ľudských vlastností, do ktorého sme vkladali toľké nádeje.

Zdeno Števček sa narodil 27. mája 1938 v Predajnej. Do národnej školy chodil v Lopeji, strednú školu absolvoval v Podbrezovej. Už od svojho útleho detstva prejavoval nevšedný záujem o prírodu, a preto po úspešnom zložení maturitných skúšok v Banskej Bystrici sa rozhodol študovať geológiu.

Počas celého svojho štúdia na Vysokej škole geologicko-geografických vied (Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského) bol stále vyznamenaný ako jeden z najlepších poslucháčov ročníka. Bol známy svojou svedomitou prípravou na štúdiá a vysokým intelektuálnym založením. Preto už veľmi skoro počas štúdií na vysokej škole upozornil práve týmito svojimi vlastnosťami na seba svojich učiteľov. A tak už počas štúdia sa dostáva medzi nich ako pomocná vedecká sila. Počas každoročných terénnych prác, uskutočňovaných katedrou geológie pracoval v širšom okolí Vysokých Tatier. Už vtedy bol dobre známy svojou pracovitosťou, disciplinovaným chovaním, kritickým postojom nielen k výsledkom iných, ale aj k svojim vlastným. Tým mal všetky predpoklady, aby už ako mladý vysokoškólák mohol vykonávať postupne náročnejšie výskumné úlohy pri geologickom mapovaní. A výsledkom toho bola jeho výborná diplomová práca, ktorou skončil štúdium na vysokej škole.

Už počas štúdia vo vzťahu ku svojim spolužiakom bol priateľský, otvorený, stále veselej povahy, ochotný pomôcť a poradiť vždy, keď bolo treba.

Po absolvovaní vysokej školy nastupuje Zdeno Števček na svoje prvé — a žiaľ aj posledné — pracovisko do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, roku 1961. Keďže už vtedy boli známe jeho osobné vlastnosti a jeho odborný talent, čoskoro po nastúpení boli mu zverené pomerne náročné výskumné úlohy v rámci kolektívu paleozoika, kde pracoval v našom hospodársky najvýznamnejšom komplexe — Spišsko-gemerskom rudohorí. Sústavne prehlboval svoje vedomosti sledovaním literatúry, diskusiami so staršími odbornými pracovníkmi, zúčastňoval sa aktívne na rozličných seminároch, oponentúrach a pod. Avšak Zdeno Števček nielen preberal odborné vedomosti a poznatky, ale aj štedro, kolegiálne rozdeľoval, radil a pomáhal svojim spolupracovníkom. A tak si ho nielen užší, ale aj širší kolektív skoro obľúbil.

Roku 1963 sa dostáva k riešeniu samostatného úkolu v území západne od Rudňan. Ústredným problémom tejto výskumnej úlohy bolo štúdium drobnotektonických prvkov. Svoje poznatky zhrnul do správ za rok 1961 a 1963, uložených v archíve Geofondu v Bratislave. Tieto správy ako aj početný dokumentačný materiál a štruktúrno-geologické mapy sú výsledkom starostlivého, dôkladného štúdia terénu i odbornej literatúry, ale hlavne prejavom nadaného mladého vedeckého pracovníka, s bádateľským talentom.

V poslednej dobe intenzívne študoval štruktúrno-geologické problémy paleozoických útvarov v oblasti Grétla, Mlynky (Geofond 1963 — Zprávy o geologických výskumoch za rok 1963). Aj tu svoje poznatky o dynamike vrásnenia, o vzniku bridličnatosti a postupu zrudnenia dokladá bohatým dokumentačným materiálom ku svojim správam o výsledkoch výskumu. Riešil hlavne otázky, dotýkajúce sa priestorového usporiadania bridličnatosti vo vzťahu k zrudneniu v banských priestoroch i na povrchu. Tieto štúdiá boli podkladom pre podrobné štruktúrno-tektonické mapy. Tieto jeho výsledky prispeli k objasneniu priebehu a genézy bridličnatosti vo vzťahu k metalogenéze severnej časti gemeríd. Neúprosná smrť, ktorá ho zastihla v ďalekej cudzine, prerušila natrvalo cestu, ktorá sa začala tak slubne rozvíjať. Výsledky, ku ktorým sa Števček v pomerne krátkej dobe dopracoval, vytvárajú pre jeho nasledovateľov solídnu bázu a sú dôstojným pamätníkom tohto statočného vedeckého pracovníka.

U Zdena Števčeka nemožno obísť ani jeho iniciatívu pri nadväzovaní spolupráce s kolektívmi iných ústavov. Hodno spomenúť jeho úzku spoluprácu s kolektívom Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi, rovnako ako s pracovníkmi fakulty, z ktorej vyšiel a s ktorou až do poslednej chvíle udržiaval neustály kontakt. Na rozšírenie jeho rozhľadu a prehĺbenie vedomostí mali slúžiť ďalšie štúdiá aspirantské, ale aj rozvíjajúce sa jeho osobné styky s odbornými a vedeckými pracovníkmi nielen u nás doma, ale aj v NDR, Poľsku, Rakúsku a inde.

Zdeno Števček však nebol iba vzorný mladý geológ, ale nevšedný záujem pre-

javoval aj o šport. Bol aktívnym horolezcom, lyžiarom, mal rád hudbu, literatúru, navštevoval najrozmanitejšie kultúrne podujatia, ale najradšej mal prírodu, do ktorej sa najčastejšie vracal nielen pri výkone svojich pracovných povinností, ale aj vo voľných chvíľach. A ona mu napokon poskytla aj posledný domov, i keď v podmienkach veľmi tragických.

Zdeno Števček nás opustil navždy. Za pomerne krátku dobu svojho pôsobenia medzi nami získal si veľa priateľov, prirástol k srdcu najmä svojim najbližším spolupracovníkom. Jeho bezprostredná srdečnosť, veselá povaha, zdravý optimizmus a vytrvalosť, to sú tie vlastnosti, ktorými sa zapísal natrvalo do srdc všetkých, ktorí ho poznali a sa s ním častejšie stýkali. A tieto osobné vlastnosti i solidne vedecké výsledky, ku ktorým sa dopracoval za pomerne krátku dobu svojho pôsobenia, zostanú ako trvalá pamiatka po ňom pre nás i pre budúce generácie.

Češť jeho pamiatke!

Laurenc Snopko

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 33

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia Bratislava vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave roku 1964

Vedecký redaktor Pg. Ondrej S a m u e l, C. Sc.

Pov. 2058/I-63. Vytlačila Pravda, vydavateľstva ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív.
AH 16,51, VH 16,96 — K-03*41047

Cena brož. Kčs 20,—
64/III-2



Obr. 1



Obr. 2



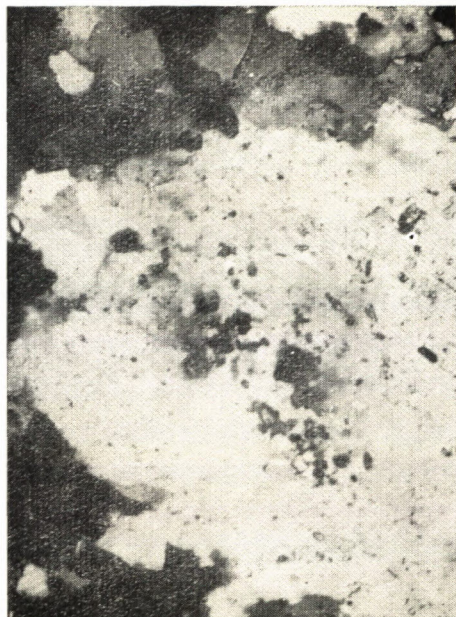
Obr. 3



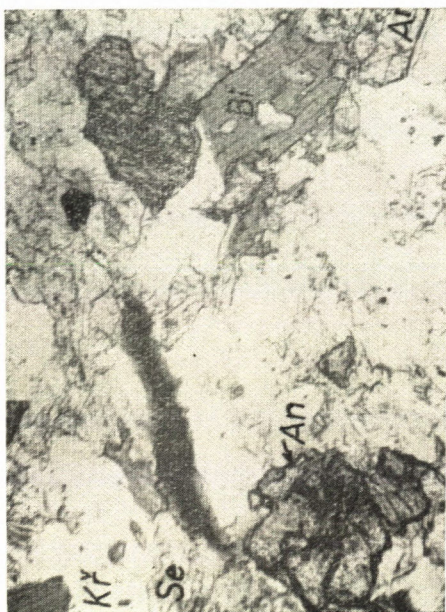
Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



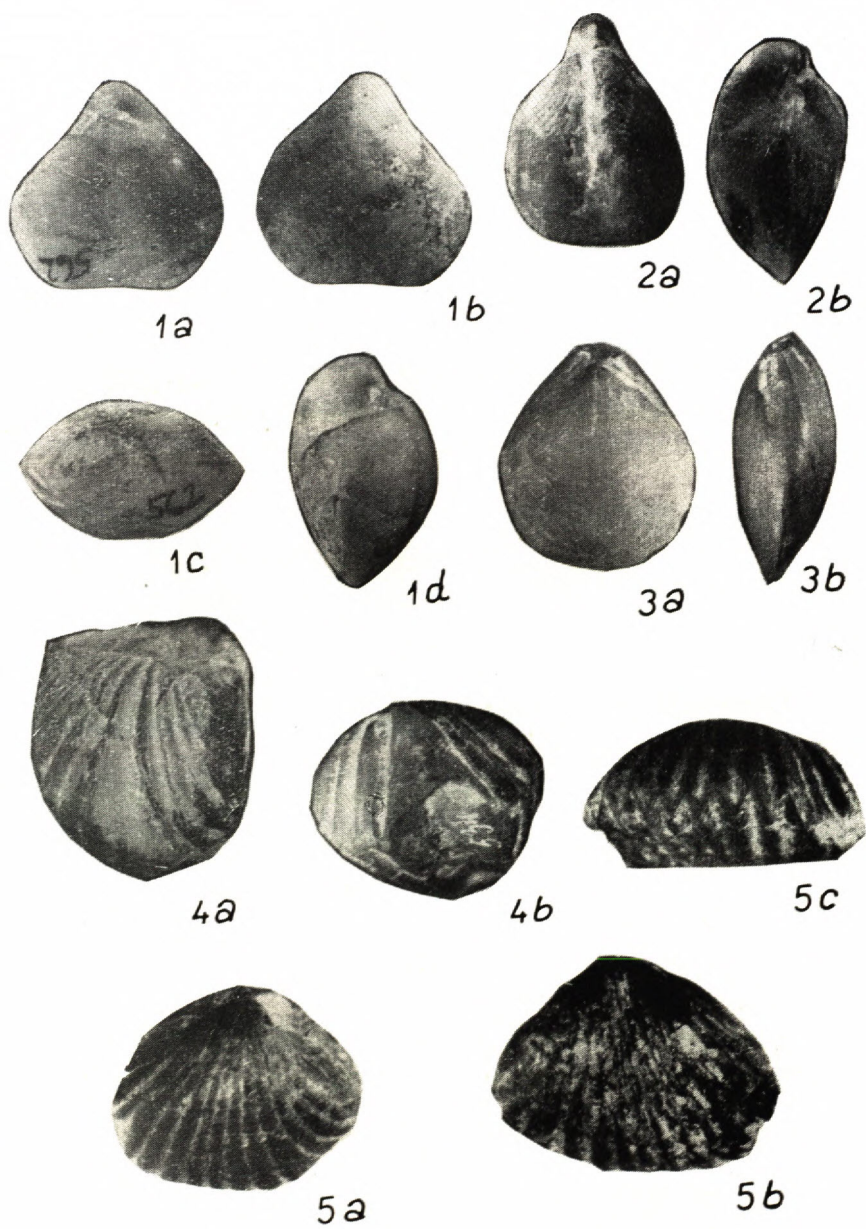
Obr. 2

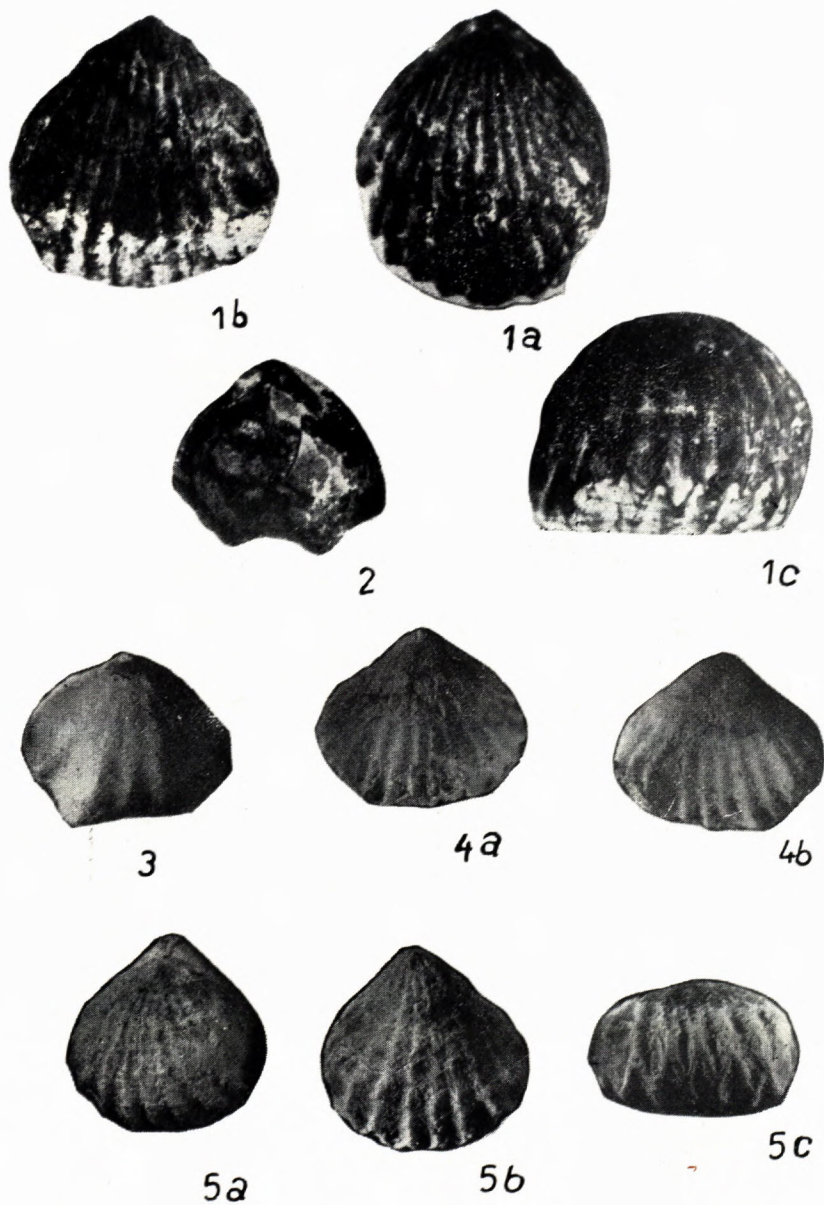


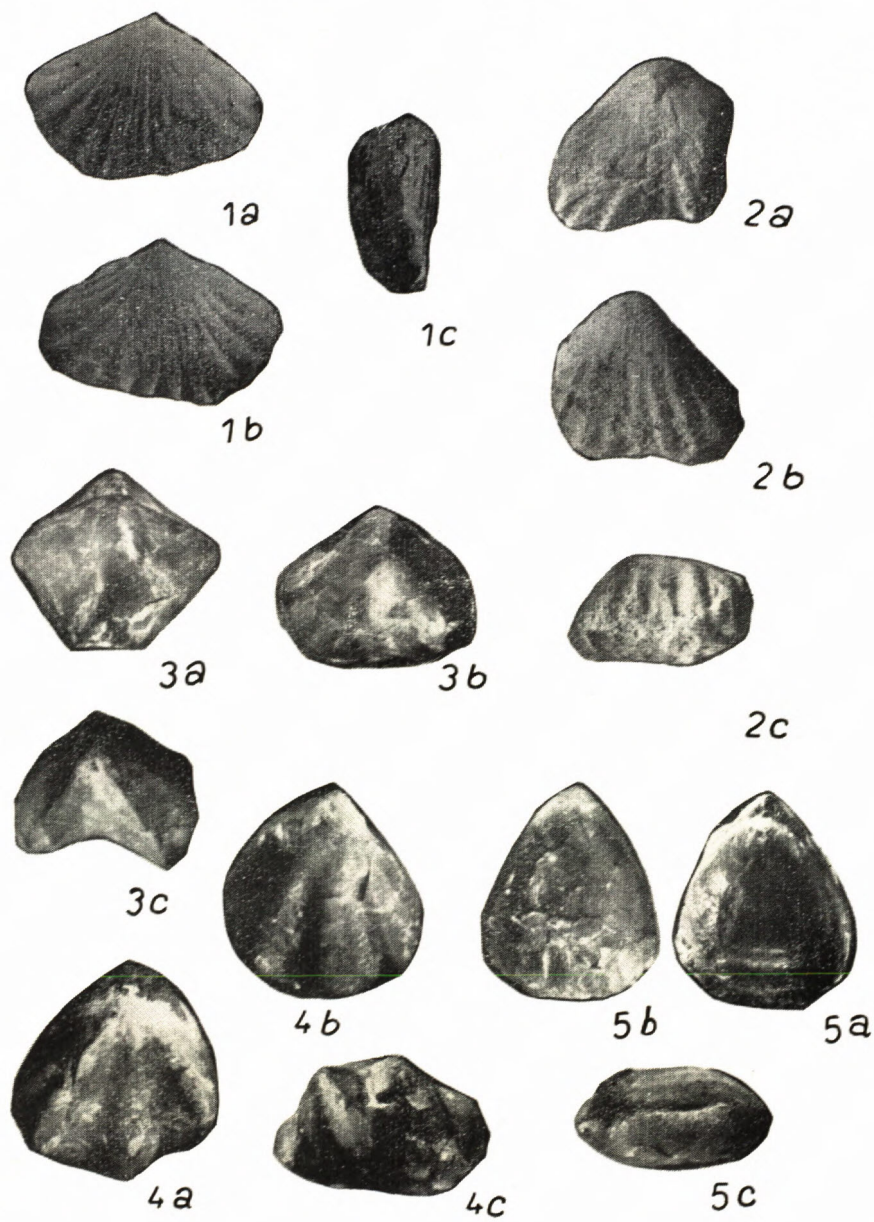
Obr. 3

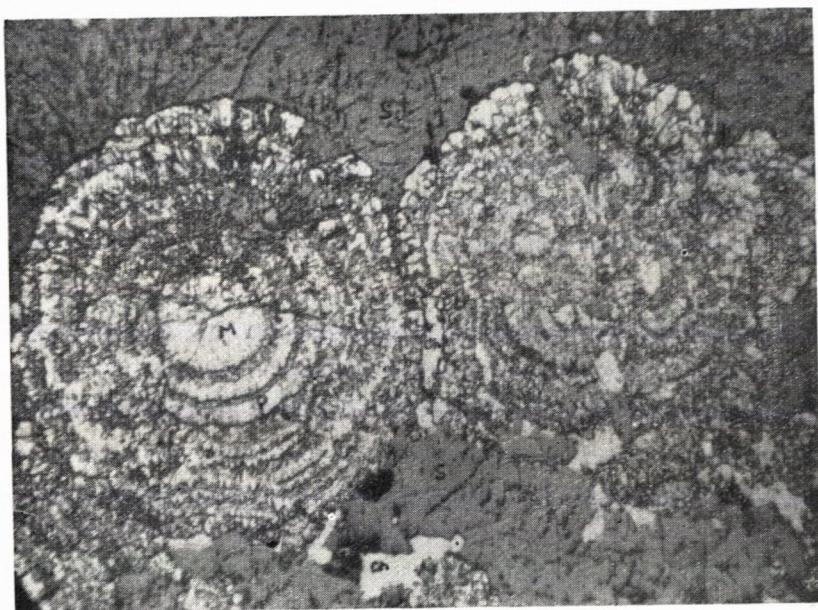


Obr. 4

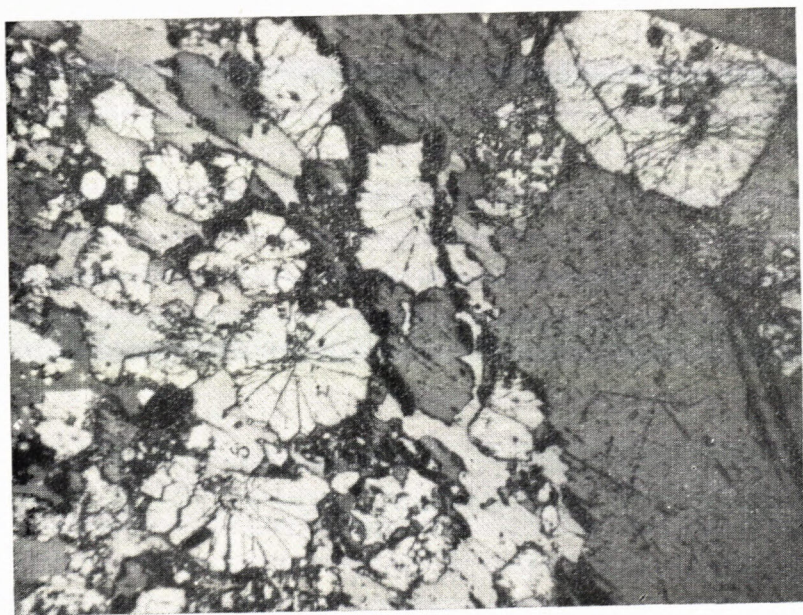




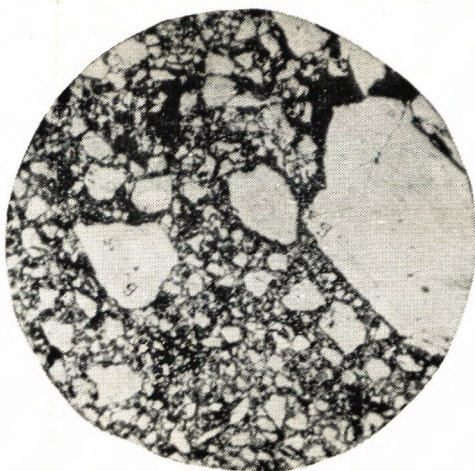




Obr. 1



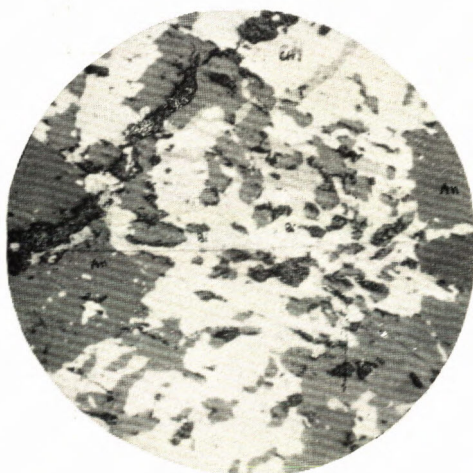
Obr. 2



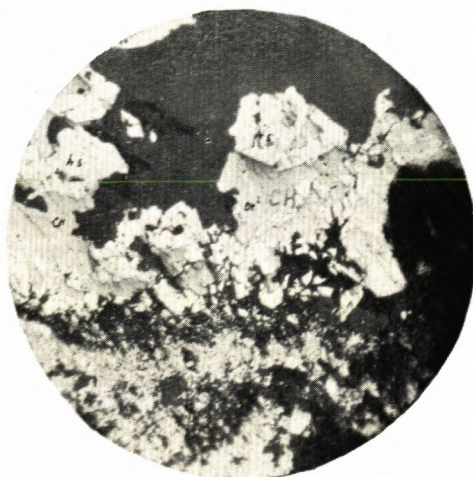
Obr. 1



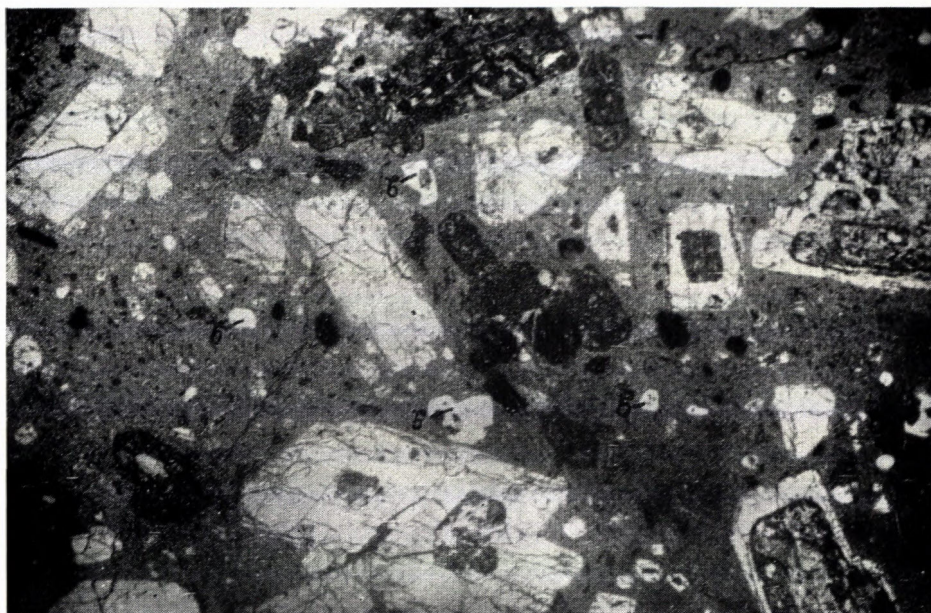
Obr. 2



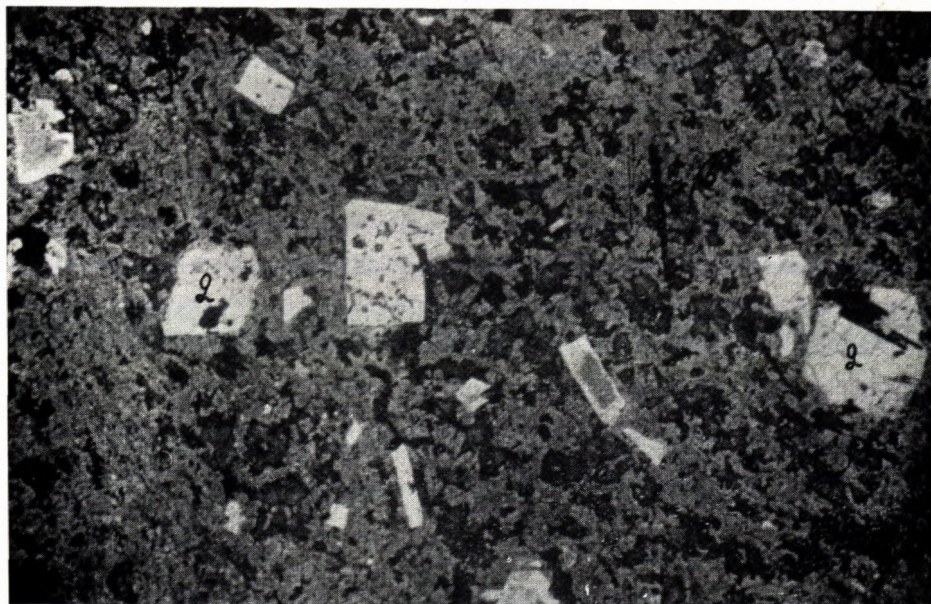
Obr. 3



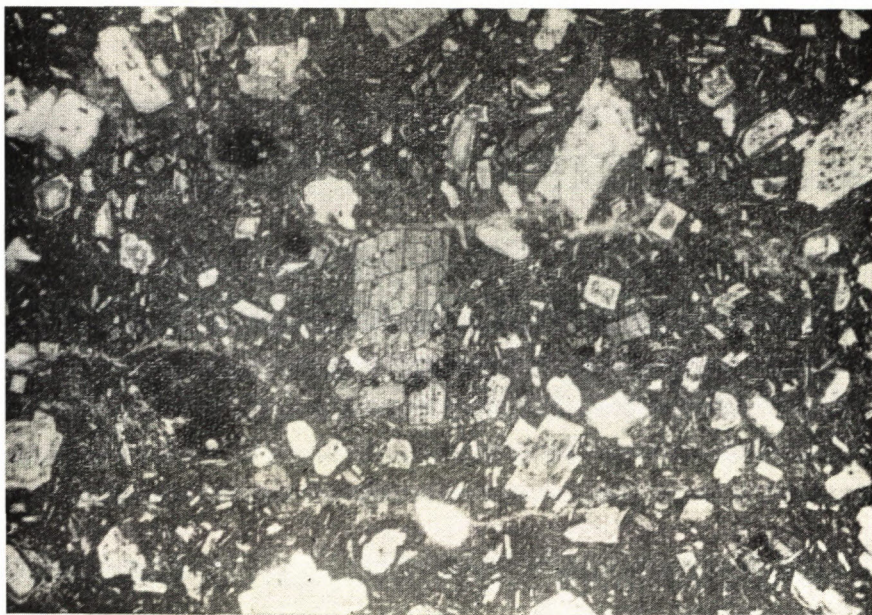
Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2



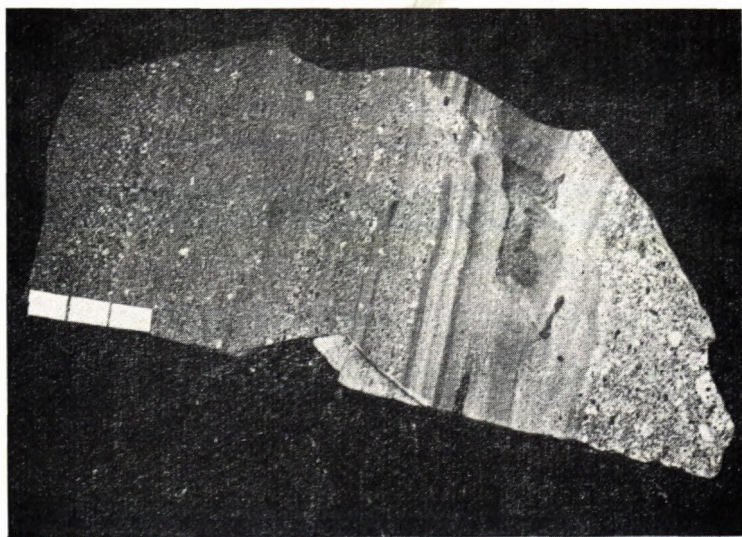
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 1



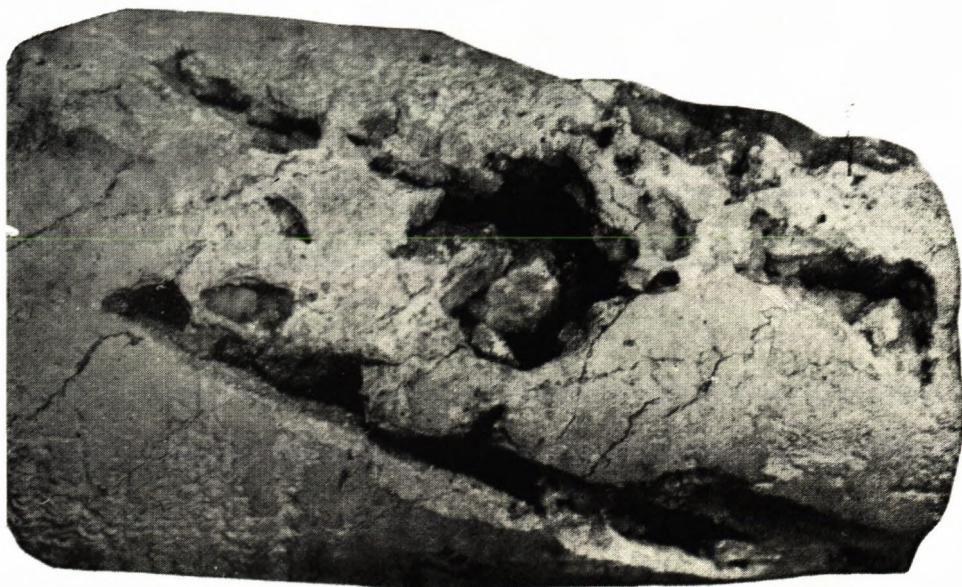
Obr. 2



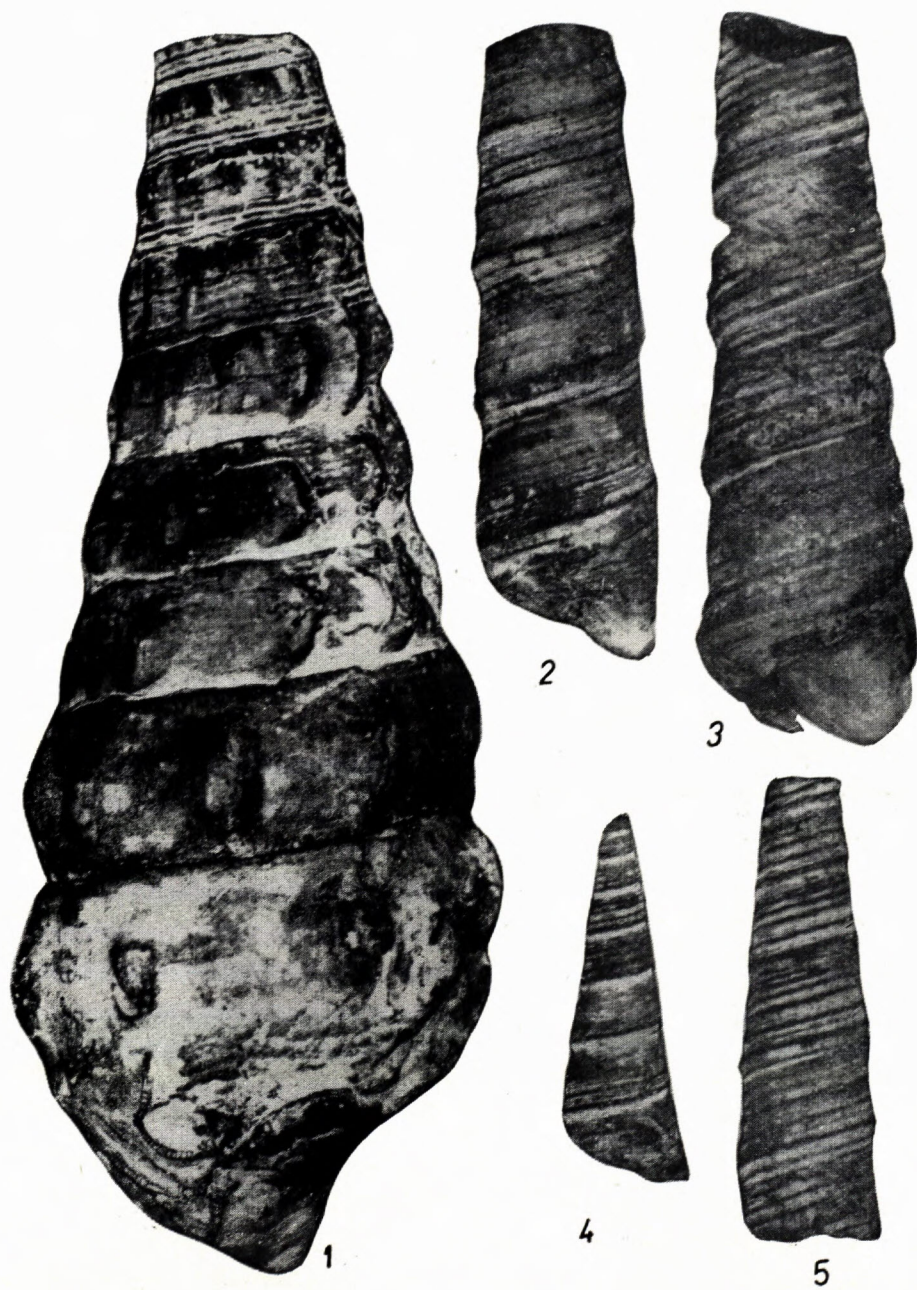
Obr. 1

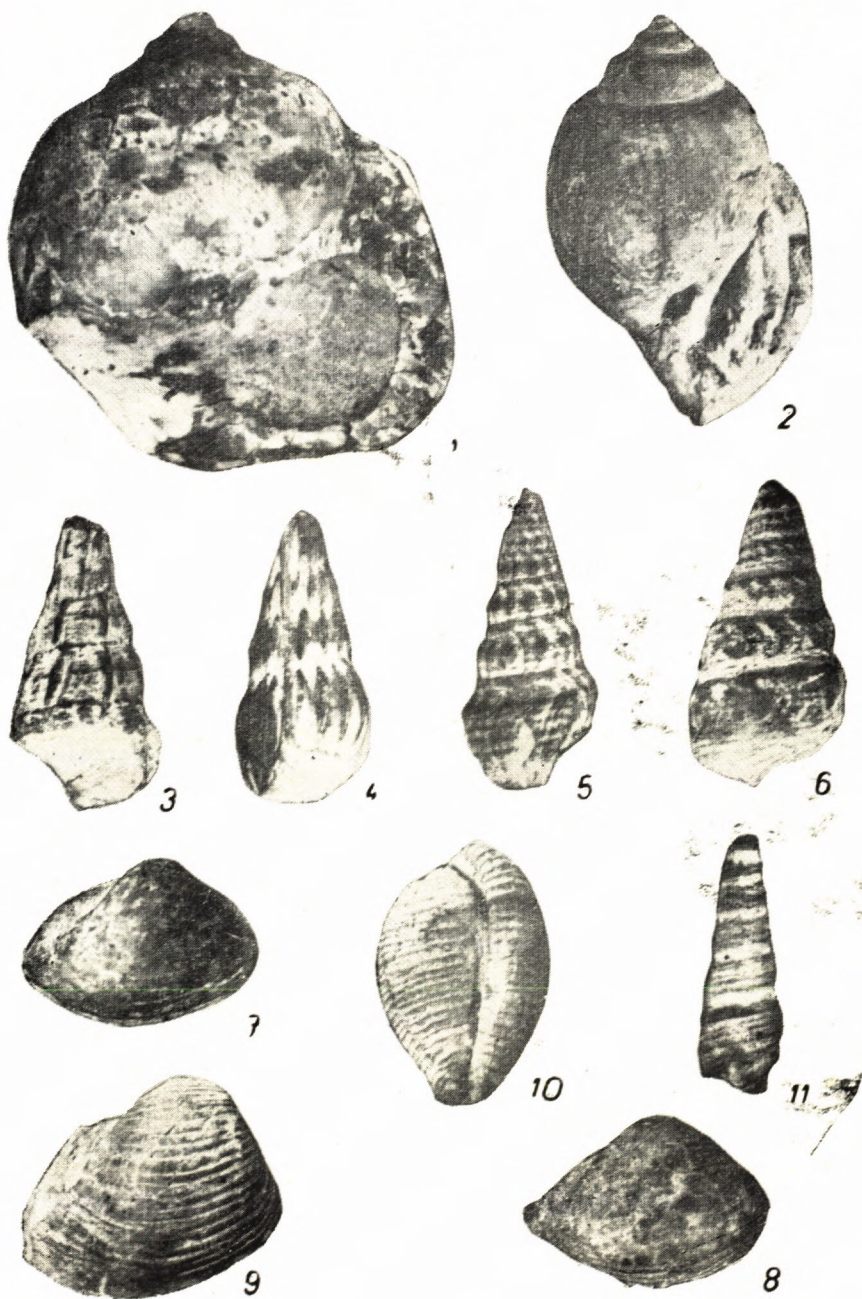


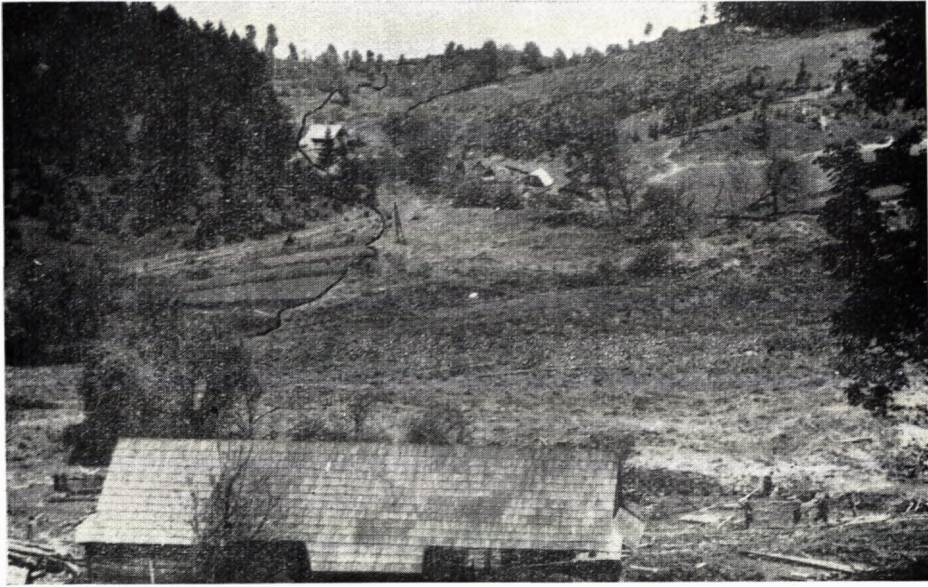
Obr. 2



Obr. 3







Obr. 1



Obr. 2



Obr. 1



Obr. 2