# GEOLOGICKÉ PRÁCE

## ZPRÁVY 2

ZA ROK 1954

1955

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1B 19 b
Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica
1056/1955

# OBSAH

Str.

Biely A., Geologické pomery v okolí Lovinobane . . . . . 125
Bystrický J., Poznámky o mezozoiku Ľubochnianskej doliny Veľkej Fatry . . . . . 74
Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika . . . . . 3
Gregor C., Zariadenia a prístroje pre účely skvalitnenia prieskumných prác . . . . . 146
Gregor C., Odber vzoriek z vody z malopriemerových vrtov . . 151
Gregor C., Hlbinné piestové čerpadlá . . . . . 155
Gregor C., Hlbinné čerpadlá systém „Mamut" . . . . . 161
Hladík J., Geoelektrický prieskum na prostredí všeobecne anizotropných vlastností elektrickej vodivosti . . . . . 115
Hladík S., Výskyty hematitu v dobšinskom verukáne . . . . 113
Jarkovský J., Zpráva chemického laboratória o činnosti za I. polrok 1954 . . . . . 145
Kantor J., Deweylit od Sedlíc . . . . . 16
Kantor J., K otázke tzv. zrudnených sírnych baktérií a ich stratigrafického rozšírenia . . . . . 29
Krajčovič S., Geofyzikálne merania na vodnej hladine . . . . 90
Maheľ M., Vzťah severogemeridného mezozoika k veporidám . . 62
Máška M. — Fusán O. — Zoubek V., pozri Fusán O. — Máška M. — Zoubek V. . . . . 3
Polák S., Supergénny siderit z Pezinku . . . . . 42
Polák S., Primárna manganorudná zóna ložiska v Lednickom Rovnom . . . . . 48
Polák S., Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okres Nová Baňa . . . . . 53
Šajgalík J., Geologické pomery povodia Horného Hrona medzi Bujakovom a Závadkou . . . . . 132
Zoubek V. — Fusán O. — Máška M. — pozri Fusán O. — Máška M. — Zoubek V. . . . . 3

OTO FUSÁN — MILOSLAV MÁŠKA — VLADIMÍR ZOUBEK

# NIEKTORÉ DNEŠNÉ PROBLÉMY STRATIGRAFIE SPIŠSKO-GEMERSKÉHO PALEOZOIKA

*(Ruské a nemecké resumé)*

Po uverejnení prehľadu geológie Spišsko-gemerského rudohoria (Fusán, Kamenický, Kuthan 1953) bol zintenzívnený prehľadný výskum tohto pohoria a postavený na širšiu základňu. Nové terénne a mapovacie skúsenosti, analytické, štruktúrno-stratigrafické šetrenie, metódy petrografických analógií a syntetické úvahy paleogeografické vedú približne k tým istým predbežným výsledkom, čiastočne meniac doterajší stav názorov a poznatkov o stratigrafii spišsko-gemerského paleozoika. Okrem toho v poslednom roku vyšli niektoré práce o stratigrafii a tektonike alpskej drobovej zóny, ktoré uľahčujú nové úplnejšie porovnávanie oboch týchto geologických príbuzných oblastí. V období, keď sa rozvíja geologický výskum Spišsko-gemerského rudohoria do väčšej šírky, pokladáme za účelné pokúsiť sa o súhrn dnešnej stratigrafickej problematiky paleozoických sérií tohto pohoria, ktorého dokonalé poznanie má pre vyhľadávanie rudných ložísk rozhodujúci význam.

Zo starých sérií Karpát, zahrňujúcich iste značnú časť paleozoika, ak nie dokonca celú, je paleontologicky doložená iba karbónska sedimentácia. Najstaršie organické zvyšky dosiaľ tu nájdené patria do moskovského stupňa vrchného karbónu.

V predmoskovských komplexoch neboli skameneliny okrem rádiolárií zatiaľ nájdené. Úvahy o ich veku možno zatiaľ zakladať len na metódach nepriameho určovania veku, v danom prípade jednak na petrograficko-stratigrafickom porovnávaní s látkove obdobnými oblasťami, ktorých vek hornín je doložený paleontologicky, jednak na dátach štruktúrno-analytických („drobnotektonických"). Pomocou analytickej „drobnej tektoniky" tu možno rozlišovať komplexy s rôznou vnútornou deformáciou (tektonickou) a určovať tak ich relatívny vek. Zo sukcesie deformácií sa dá postupne vypracovať sukcesia stratigrafických celkov („sérií"). Presnejšie zatriedenie jednotlivých deformácií a deformovaných „sérií" do geologickej chronológie možno potom urobiť dosť ľahko v prípade, že je vierohodne určený (paleontologicky alebo metódou petrografickej analógie) vek niektorého z petrograficky výrazných („oporných") súvrství alebo aspoň niektorého z výrazných („oporných") horizontov. Štruktúrno-analytickými metódami sa dá zistiť, čo všetko tvorí spolu so známym súvrstvím alebo horizontom ten istý stratigrafický komplex so spoločnou deformáciou a čo patrí k iným komplexom s odlišnou deformáciou.

Vo vnútri takto rozlíšených celkov sa potom vlastný sled vrstiev dá riešiť v tomto pohorí opäť, najmä aplikáciou drobných tektonických zjavov (malé a drobné vrásy, vlečné vrásky, kliváž, lom kliváže, s-ovitá kliváž a i.); v tesnej kombinácii s úvahami petrograficko-stratigrafickými a paleogeografickými možno objasňovať aj stratigrafické rozpätie, pravdepodobnú stratigrafickú náplň tej ktorej „série".

Pri hľadaní vhodných „oporných" súvrství a horizontov pre stratigrafickú prácu a pri určovaní ich skutočného veku sme však v tomto pohorí odkázaní stále len na metódy petrograficko-stratigrafického porovnávania. Pri štúdiu stratigrafie pomocou len tejto metódy by tu však nebolo možné dostať sa tak ďaleko, ako by pre potrebu dnešného výskumu bolo potrebné. Petrografická príbuznosť rôzne starých hornín alebo súvrství by sa bez štruktúrno-geologickej analýzy nevyhnutne stávala znova a znova zdrojom omylov.

Pri dosiaľ obvyklom rozlišovaní stratigrafických sérií gemeríd neistoty boli spôsobené najmä týmito okolnosťami:

1. Málo výrazné sedimentárno-litologické rozdiely jednotlivých členov rôznych súvrství alebo pri celých súvrstviach.

2. Podobná metamorfná fácia „prekarpatská" a alpínska, ktorá zastiera metamorfné rozdiely medzi stratigraficky rôzne starými súvrstviami.

Z týchto príčin rôzni autori v gemeridnom paleozoiku rozlišovali rôzne „série" veľmi menlivého obsahu, pričom vcelku môžeme pozorovať časove rôzne výkyvy názorov na vek jednotlivých súvrství. Napr. je charakteristické, že po najstarších názoroch, ktoré pre nedostatok skamenelín a pre zrejmú metamorfózu prisúdili aj veľkej časti hornín mladšieho paleozoika vyšší vek, uplatňuje sa po poznaní vplyvu metamorfizmu na minerálne fácie hornín opačná tendencia pokladať aj série, ktorých predkarbónsky vek je mimo všetku pochybnosť, za karbónske (Illés 1902, Vitális 1908) alebo i mladšie (verfénske — Böckh 1906). Do podobných rozporov a neistôt teraz viac istoty vnáša štruktúrno-analytická metóda, ktorá rozlišuje rôzne staré, petrograficky konvergentné súvrstvia na základe rôzneho relatívneho veku ich metamorfne tektonickej deformácie. Prikročme však najprv k vývoju doterajších stratigrafických názorov.

Nebudeme tu preberať aj najstaršie názory, ale obmedzíme sa na názory z poslednej doby, ktoré s dnešným štádiom najužšie súvisia.

Zelenka a Matějka v Spišsko-gemerskom rudohorí rozlíšili tieto série:

1. Sériu gelnickú: staropaleozoické, peliticko-psamitické detritické horniny s vložkami porfyroidov.

2. Sériu fylit-diabázovú.

3. „Zlepencový" vrchný karbón prevažne hrubej detritickej sedimentácie.

4. Magnezitový vrchný karbón westfal hlbšej alebo od pobrežia vzdialenejšej fácie s prevládajúcimi karbonátovými a pelitickými horninami.

Šuf (1936) vcelku správne dopĺňuje túto koncepciu o komplex vložený medzi sériu gelnickú a trias, ktorý označuje ako sériu rožňavsko-železnícku.

V poslednej dobe M. Kuthan a spolupracovníci Zelenkovu gelnickú sériu rozčleňujú na dve „série": 1. „drnavskú", do ktorej zahrnuli všetky predmoskovské sedimenty okrem sedimentov fylit-diabázovej série a 2. „uhorňanskú", ktorej obsah sa kryje s vulkanitmi (porfýrmi a porfýrovými tufmi) gelnickej série. Toto delenie prispelo v posledných rokoch tiež k riešeniu stratigrafických otázok, pretože

obrátilo pozornosť ku skúmaniu stratigrafického postavenia porfýrového vulkanizmu gelnickej série. Z našich nových výskumov na juhu pohoria, ako aj z predošlých Šufových výskumov (1936) v okolí Rožňavy však vyplýva, že pojem „drnavská séria" kryje najmenej dve sedimentárne série, ktoré sú oddelené paleozoickou orogénnou deformáciou (variskou alebo snáď neskoro mladokaledónskou), a to časť Šufovej série rožňavsko-železníckej a časť stratigraficky staršej série gelnickej. Na druhej strane porfýrový vulkanizmus je miestami veľmi úzko spojený so sedimentáciou „drnavskej série", v ktorej miestami vulkanity tvoria hojné vložky. Preto je dnes lepšie pojmy „drnavská" a „uhorňanská séria" opustiť, vrátiť sa k prirodzenejšiemu Zelenkovmu rozdeleniu ako základni a rozšíriť ju o podrobnosti zodpovedajúce dnešnému stavu výskumu. Názov „gelnická séria" je podľa nášho názoru možné už dnes tiež opustiť a nahradiť priamym stratigrafickým označením, aj keď toto označenie nie je zatiaľ paleontologicky doložené.

Opierajúc sa o stratigrafiu drobovej alpskej zóny, o niektoré analógie so sudetským kryštalinikom a o dosiaľ získané dáta štruktúrno-analytické, môžeme za dnešného stavu paleozoikum gemeríd rozčleniť na tieto komplexy:

*1. Séria kambro-silúrska.* Kryje sa prakticky so sériou gelnickou (Matějka — Zelenka) alebo so sériou porfyroidovou (Rozlozsnik). Predstavuje najstaršiu zložku gemeríd, ktorej sedimentácia skončila určite pred vlastným hercýnskym vrásnením. Naproti tomu časový vzťah sedimentácie fylit-diabázovej série a niektorých nižšie zmienených súvrství k začiatku hercýnskych vrásnení nie je zatiaľ jasný. Vnútornú deformáciu má kambro-silúrska séria odchylnú od deformácií ostatných komplexov. Obsahuje najmä tieto zložky:

α) kambroordovik, tvorený mocným komplexom sedimentárnych a vulkanických hornín.

ß) gotland(?), tvorený relatívne slabým súvrstvím s organogénnymi horninami.

a) Súvrstvie detritické (časť Kuthanovej „drnavskej" série), tvoria ho najmä fylity, piesčité fylity a nečisté kremence, často jemne zvrstvené (páskované). Celé súvrstvie je charakteristické rýchlymi mikrofaciálnymi zmenami; miestami sú v ňom tufitické vložky. Toto súvrstvie sa podľa opisov veľmi dobre zhoduje so súvrstvím hornín alpskej drobovej zóny, ktoré z najväčšej časti sú veku ordovického a môžu zasahovať aj do kambria. Okrem týchto hlavných horninových typov sa tu vyskytuje ešte rad iných, väčšinou zatiaľ bližšie neskúmaných hornín. Do obdobia kambro-silúrskeho pravdepodobne patrí aj ďalšie súvrstvie, v ktorom majú prevahu horniny vulkanického pôvodu.

b) Súvrstvie vulkanické s porfýrmi (porfyroidmi) a ich pyroklastikmi (v podstate Kuthanova „uhornianska séria"). Zodpovedá pravdepodobne východoalpskému „blaseneckému porfýru", ktorého vulkanická činnosť sa kladie (Metz 1953) zatiaľ bez spoľahlivého dôkazu do najranejšieho obdobia staropaleozoickej sedimentácie, ktorá zaberá spodný ordovik a snáď aj časť kambria. Metz súdi, že

ide o subsekventný vulkanizmus zákonite nasledujúci po asyntskom vrásnení. Je to však otázka sporná, rýdzo genetická, ktorá tu nemá zásadný význam. Naproti tomu Kuthan efúzie gemerských porfýrov kladie do najmladšieho obdobia sedimentácie „drnavskej série". Jeho dôkazy však nie sú tiež nesporné. Prítomnosť alebo neprítomnosť materiálu z vulkanitov v horninách detritického súvrstvia nám tu nemôže totiž poskytnúť spoľahlivý dôkaz relatívneho veku oboch súvrství. Skutočnosť, že v klastickom materiáli „drnavskej série" sa nevyskytujú porfýrové (korodované) kremene ani iný klastický materiál z porfýrov, by sa dala pri obrane vyššieho relatívneho veku porfýrov ľahko vysvetliť tým, že vulkanické súvrstvie nie je od detritického oddelené diskordanciou, takže tu nemôžeme predpokladať prerušenie sedimentácie a obdobie denudácie. Porfýrové telesá v zápätí po efúzii prikryté novými sedimentami nemohli by v takomto prípade poskytovať klastický materiál pre mladšie sedimenty. Nemáme teda dosť dát, ktoré by nám dovolili porfýrový vulkanizmus zaradiť presnejšie do kambro-ordovického sedimentačného obdobia. Presnejšie zaradenie bude možné urobiť po tektonicko-stratigrafickom zhodnotení pozície ďalšej súčiastky kambro-silúrskej série, t. j. súvrstvia s lyditmi a vápencami, ktoré považujeme za gotland a jeho pomermi k obom ostatným súvrstviam.

Podľa doterajších poznatkov vysvitá, že porfýrový vulkanizmus netvorí jeden stratigrafický horizont ostro oddelený od sedimentárnych súvrství, ale že tvorí v nich vložené súvrstvie o viacerých vulkanických obzoroch. Ako celok vulkanické súvrstvie je podľa nášho názoru vložené do vyšších partií kambro-silúrskej sedimentácie. Nie je zatiaľ isté, či porfýrový vulkanizmus sa skončil do konca ordoviku, alebo či nepokračoval prípadne aj v neskoršej dobe.

c) Súvrstvie organogénne (gotland?). Vo flyšových sedimentoch kambro-silúrskej série je miestami uložené súvrstvie grafitických a šedých bridlíc (alebo fylitov), lyditov*) a vápencov, teda súvrstvie odchylného „hlbokomorského" rázu, líšiaceho sa od predchádzajúceho všeobecnou jemnosťou sedimentácie a prítomnosťou značného dielu organogénnych látok ($SiO_2$ lyditov, organogénne karbonáty, grafitická substancia, pyrit). Tieto znaky a nepatrná mocnosť celého súvrstvia, najskôr len niekoľko málo desiatok metrov, ukazujú na hlbšie more, nedostatok prínosu klastického materiálu od pevnín, na pokojné sedimentačné podmienky ďaleko od pobrežia a na nedostatok voľného kyslíka v stagnujúcom prostredí (grafit, pyrit). Silúrska (gotlandská) sedimentácia sa tým všetkým líši od prevažne diastrofického rázu sedimentácie ordoviku, bohatého na terigénny materiál.

*) V drobovej alpskej zóne nie sú lydity iba v gotlande, sú známe tiež zo spodného karbónu (Visé). V Karpatoch sú tiež pravdepodobne prítomné karbónske lydity (napr. Šuf 1949, nové nálezy v širšom okolí Rožňavy, pri Nandráži, Medzeve a i.). Naše gotlandské (?) lydity majú proti karbónskym väčšinou väčšiu mocnosť a vyskytujú sa v spoločných súvrstviach s karbonátovými horninami.

V tomto súvrství sme na niektorých miestach spolu s vápencami a lyditmi našli slabé polohy tufitov diabázového charakteru.

Vylíčený ráz silúrskej sedimentácie sa dobre zhoduje so známou, takmer po celom svete rozšírenou pelagickou gotlandskou fáciou (graptolitových bridlíc), napr. so silúrskymi okrajovými fáciami kryštalinika českého masívu, (sasko-durínsko-sudetská fácia graptolitových bridlíc s lyditovými vložkami a karbonátmi) a zvlášť aj s gotlandom východoalpským, tiež doloženým graptolitovou faunou.

Náhla zmena paleogeografických podmienok — prehĺbenie mora na počiatku silúrskej doby — je asi prejavom tektonických zmien hlbšieho významu. Touto formou sa v paleozoických geosynklinálach často zaznamenáva orogénna etapa starokaledónska („fáza takónska"). Metz (1953) z hornín východoalpskej drobovej zóny uvádza zlepence s fylitovými valúnikmi, s veľmi rozmanitou, chaoticky orientovanou lineáciou (osami vrások) a z toho usudzuje na možnosť existencie staršej predsilúrskej fylitickej metamorfózy. Jeho opisy však zvádzajú k domnienke, že tieto alpské fylitové brekcie zodpovedajú snáď skôr rožňavsko-železníckej sérii a že sú teda mladšie ako vlastný kambrosilúr drobovej zóny.

Medzi paleozoickými vápencami gemeríd nebol zatiaľ nikde dokázaný devónsky „rudonosný vápenec", ktorý je v alpskom paleozoiku bežný. Pri väčšine predmezozoických vápencov gemeríd je najpravdepodobnejší karbónsky vek.

Otázka prítomnosti devónu vôbec, najmä spodného, si v gemeridách vyžaduje ďalšie bádanie. Spodný devón vo fácii pelitickej, prípadne pelitickopsamitickej by mohol byť skrytý v kambro-silúrskej sérii.

2. *Séria fylit-diabázová.* Od Dobšinej až po Košice sa pri severnom okraji paleozoických gemeríd tiahne pásmo bázických hornín rôzne silne premenených a uložených konkordantne vo fylitických horninách väčšinou fylitického rázu. Miestami obsahuje toto súvrstvie slabé vápencové vložky. Menšie diabázové výskyty sa objavujú aj pri južnom okraji gemerského paleozoika. V hlavnom severnom pásme sa uplatňujú jednak efuzívne formy (diabázy a ich tufy), jednak jasne intruzívne formy (diority), potom amfibolity, ktoré sú miestami združené s doritmi a ktorých pozícia nie je zatiaľ celkom jasná. Rozptýlený hematit, prepožičiavajúci fylitom fylit-diabázovej série často typickú fialovkastú farbu, vznikol pravdepodobne oxydáciou diabázového (najmä tufového) materiálu bohatého na železo, alebo priamym vyzrážaním zo železitých teplých prameňov, sprevádzajúcich diabázový vulkanizmus, alebo kombináciou oboch týchto príčin. Miestami dochádza aj k ďalšej koncentrácii hematitu, takže vytvára slabé, takmer rudné polohy. V moskovských bindt-koterbašských zlepencoch sa našli valúny syngenetických, kremitohematitových až čisto hematitových rúd, analogických snáď s niektorými typmi zo skupiny ložísk tzv. submarínnych, exhalačne sedimentárnych rúd. Nasvedčujú tomu, že vulkanizmu fylit-diabázovej série nechýba ani táto sprievodná submarínne exhalačná činnosť, obvykle typic-

ká pre mohutnejšie centrá iniciálneho bázického vulkanizmu (porovnaj devón Jeseníkov a metamorfnú oblasť krkonošsko-jizerskú a iné).

Pomer intruzívnych a efuzívnych foriem magmatizmu nie je tu dosiaľ bezpečne zistený. Sú možné dva výklady; buď intruzívne formy sú staršie ako efuzívne, ako súdi časť autorov, alebo oboje sú len rôzne formy toho istého iniciálneho magmatizmu. Podľa ojedinelých, drobne tektonických pozorovaní vyplýva, že obe formy patria do rovnakého geologického obdobia a že sú mladšie ako kambrosilúrska séria.

Názory o veku tejto série sú rôzne. Skôr bola všeobecne považovaná za staropaleozoickú (Zelenka — Matějka), pričom väčšina autorov dosiaľ predpokladala, že fylit-diabázová séria je devónskeho veku. Táto stratigrafická príslušnosť je pravdepodobná aj z hľadiska analógie s vývojom sedimentačných priestorov susedných variských a kaledónskych oblastí. Proti tomuto stoja dnes názory Fusána, Kamenického, Kuthana (1953), ktorí fylit-diabázovú sériu kladú do spodného karbónu. Spodnokarbónsky vek fylit-diabázovej série alebo jej časti zdá sa byť zatiaľ menej pravdepodobný; pre taký mohutný diabázový vulkanizmus chýbajú v spodnom karbóne analógie v príbuzných a blízkych, stratigraficky už dobre preskúmaných sedimentačných panvách.

Rôzne geologické dôvody nám bránia spišsko-gemerskú fylit-diabázovú sériu porovnávať priamo s ordovickým iniciálnym vulkanizmom alpskej drobovej zóny. Zákonitá poloha fylit-diabázovej série na rozhraní (vnútorného) starého paleozoika, ktorá obsahuje silúrske súvrstvie a (vonkajšieho) mladšieho paleozoika s mezozoikom spolu s transgresiou karbónskych zlepencov na fylit-diabázovej sérii nasvedčuje tomu, že fylit-diabázová séria je mladšia ako silúr a staršia ako vrchný karbón (moscovien) a teda že zodpovedá spodnému karbónu alebo devónu (najskôr vrchnému), prípadne že spojuje členy vrchného devónu so spodným karbónom. Štruktúrne analytický (zatiaľ len orientačný) výskum v týchto otázkach ukazuje, že skôr ako sa začali ukladať horniny fylit-diabázovej série, došlo k intenzívnejším vrásnivým pohybom, ktoré zvrásnili horniny kambrosilúrskej série a vtlačili im slabo epimetamorfný charakter. V dôsledku toho priebeh silúrskeho súvrstvia je nezávislý od priebehu bázy fylit-diabázovej série. Táto vrásnivá fáza je teda mladšia ako silúr, ktorý ešte postihla, avšak staršia ako vrchný karbón. Nie je zatiaľ jasný pomer deformácie fylit-diabázovej série k deformácii spodnejších partií komplexu hornín, ktoré Šuf počíta do rožňavsko-železníckej série. Doterajšie pozorovanie svedčí pre veľkú príbuznosť, možná totožnosť deformácie oboch komplexov. Nie je však vylúčené, že ich stratigrafická príbuznosť je tu väčšia, ako sa dosiaľ zdalo. Za predpokladu, že spodná časť sedimentov rožňavsko-železníckej série v pruhu Rožňava—Štós je spodnokarbónska, ide o fázu aspoň predkulmskú (prípadne spodnokulmskú). Ak je fylit-diabázová séria alebo aspoň jej časť devónom, ide

o fázu devónsku a spodnodevónsku. Neistota veku tejto fázy je zavinená neistotou stratigrafického zaradenia fylit-diabázovej série.

Z celkového vývoja niekdajších sedimentačných priestorov dnešných gemeríd sa zdá, že fylit-diabázová séria predstavuje záver a vyvrcholenie geosynklinálneho (iniciálneho) magmatizmu staropaleozoickej geosynklinály. Za predpokladu devónskeho veku fylit-diabázovej série je mohutný diabázový vulkanizmus pravdepodobne vyvolaný ešte mladokaledónskymi krustálnymi pohybmi. V prípade spodnokarbónskeho veku by išlo o obnovenie bývalej staropaleozoickej geosynklinály. Teoreticky môže teda ísť buď o neskoršiu fázu mladokaledónskeho vrásnenia, alebo o fázu obdobnú vrásneniu v Bretónsku. Dnešný stav výskumu Spišsko-gemerského rudohoria nedovoľuje zatiaľ konečné rozhodnutie tejto otázky. Zatiaľ budeme preto pre označovanie opísanej fázy používať názov spišská fáza.

*3. Súvrstvia v oblasti Rožňava—Jasov.* V oblasti medzi Jasovom a Rožňavou vystupujú na dnešnom povrchu medzi sériou kambrosilúrskou a triasom zhruba dva sedimentačne odlišnejšie komplexy, ktoré zatiaľ neboli detailnejšie preskúmané. Z najväčšej časti zodpovedajú Šufovej, rožňavsko-železníckej sérii. Značnú časť z nich Kuthan zahrnul do „drnavskej série". Spodný komplex je zložený z rôznych hornín, dosiaľ detailne neštudovaných. Podľa doterajších výskumov sa nám javí tiež existencia laterálnych faciálnych zmien. V absolútnej prevahe sú v ňom psamitické a pelitické horniny. Okrem toho miestami sa vyskytujú konglomeráty rôznych typov a lydity, väčšinou svetlejších farieb ako gotlandské. Toto súvrstvie sa v typickom vývoji vyskytuje v oblasti Pipitky a Rákoša a je preukázateľne mladšie ako kambrosilúrska séria, staršie však ako moscovien. Pomer fylit-diabázovej série je zatiaľ ešte nejasný. Zdá sa však, že vyšší komplex, ktorý možno považovať za vyšší karbón, leží na ňom bez viditeľnej uhlovej diskordancie. Podľa orientačných tektonických pozorovaní sa zdá, že vrásnivé deformácie tohto spodného komplexu sú, ako sme už spomenuli, blízke pomerom pozorovaným zatiaľ pri fylit-diabázovej sérii. Čo sa týka veku tohto súvrstvia, možno na základe úložných pomerov a relatívneho veku vnútornej deformácie, ako aj na základe paleogeografických analógií s Alpami a stredno-nemeckým kulmom predpokladať, že zastupuje spodný karbón (najmä visé).

Nadložný komplex je charakterizovaný výraznou zmenou sedimentácie, odrážajúcou sa psamitickými a psefitickými horninami. Predpokladáme, že táto zmena bola zapríčinená kolísavými tektonickými pohybmi, ktoré spôsobili aj väčšie paleogeografické zmeny a ktoré snáď predstavujú určitú formu vnútrokarbónskej orogénnej fázy. Spomenuté spodné súvrstvie je teda podobne ako fylit-diabázová séria spojovacím členom medzi kambrosilúrom a vyšším karbónom. Pre toto svoje kľúčové postavenie má veľký význam pre rozriešenie mnohých stratigrafických a

tektonických otázok gemeríd vôbec. Podobne aj na iných miestach v Spišsko-gemerskom rudohorí, predovšetkým v južnom pruhu mladopaleozoických hornín, ktoré Šuf zahrnul do jeho rožňavsko-železníckej série, vystupujú obdobné súvrstvia, ktoré by mohli reprezentovať spodný karbón. Sú vždy úzko späté s preukázateľným vrchným karbónom. Vymedzenie týchto súvrství oproti vrchnému karbónu je vždy ťažké, a to pre faciálnu príbuznosť hornín, ktorá zapríčiňuje aj to, že otázka rozsahu spodného karbónu, ako aj pomer k vrchnému karbónu nie je ešte vôbec rozriešená.

Spomenutý nadložný komplex zodpovedá pravdepodobne vrchnému karbónu a nevylučujeme v ňom ani prítomnosť permských hornín morského vývoja, zvlášť v partiách prikrytých mezozoikom. Tento komplex možno rozdeliť na tri čiastkové súvrstvia, ktoré do seba prechádzajú. V spodnejších partiách možno pozorovať dosť značné laterálno-faciálne výkyvy. V oblasti Drnava — Zádiel týmito súvrstviami sa podrobne zaoberal D. Andrusov. Podľa prevládajúceho petrografického charakteru môžeme ich tu označiť takto:

a) súvrstvie psefiticko-psamitické, b) peliticko-psamitické, c) „pestré súvrstvie".

a) Súvrstvie psefiticko-psamitické je tvorené najmä mocnými polohami zlepencov s množstvom kremenných valúnov, ku ktorým je miestami primiešaný aj iný materiál: droby, pieskovce, fylity, lydity, diabázy. Materiál pochádza sčasti z podloženého komplexu, sčasti z kambrosilúrskej série a z južných výskytov fylit-diabázovej série. Medzi polohami zlepencov sú vložky bridličných hornín, rôzne silne pohybove metamorfovaných.

b) Súvrstvie peliticko-psamitické Andrusov výstižne charakterizuje ako súvrstvie šedých fylitov a slabo metamorfovaných šedých a zelených bridlíc, ktoré tvoria striedavo súvrstvie s lavicami šedých kremencov a pieskovcov. Ako celok toto súvrstvie má dosť flyšový ráz. V jeho spodných a niekedy aj v stredných častiach sa vyskytujú slabšie vložky zlepencov zhodných so zlepencami prvého súvrstvia. Ukazuje to na pozvoľné prechody medzi oboma súvrstviami a na príslušnosť tomu istému sedimentačnému obdobiu.

c) „Pestré súvrstvie". Už Andrusov konštatoval, že je tvorené šedými fylitmi, zelenkastými ílovitými bridlicami, čiernymi až grafitickými bridlicami, slienitými bridlicami zelenkastých tmavošedých farieb, s vložkami jemnozrnných až hrubozrnných vápnitých pieskovcov a svetlých až čiernych zrnitých vápencov. Okrem toho miestami nájdeme aj mohutné súvrstvia vápencov. V súvislosti s týmito horninami sa vyskytujú bázické horniny, z ktorých niektoré sú sprevádzané hematitovým až magnetitovým zrudnením. Podľa orientačných túr drobno-tektonického pozorovania, ako aj podľa Andrusovho výskumu je pravdepodobné, že všetky tri súvrstvia tvoria jednotný stratigrafický celok, ktorého vek nie je paleontologicky stanovený.

*4. Vrchný karbón.* Predpokladáme, že práve v opísanom komplexe sa vyskytuje vrchný karbón, zatiaľ paleontologicky nedoložený. Naproti tomu v severnej časti gemeríd sú sedimenty podobného vývoja, stanovené bezpečne ako vrchný karbón zvlášť nálezmi flóry. Paleontologicky určené súvrstvia vrchného karbónu patria prevažne moskovskému stupňu. Skameneliny uralského stupňa sú uvádzané len ojedinele. V severnom karbónskom pruhu môžeme odlíšiť dva hlavné faciálne vývoje, a to zlepencovo-bridličnatý a karbonátový. Vzájomný pomer týchto faciálnych členov nie je všade paleogeograficky ani tektonicky jasný. Stratigrafické začlenenie všetkých členov jednotlivých vývojov do moskoviénu nie je tiež paleontologicky dokázané a je možné, že sú tu súvrstvia staršie ako moskovien, napr. súvrstvia peliticko-psamitické na Žalobe pri Závadke alebo severne od Košickej Belej, ktoré môžu zastupovať spodný karbón.

V tejto kapitole sme sa zmienili len o niektorých problémoch karbónu, a to len v celkom hrubých rysoch. Okrem nich tu existuje ešte rad problémov, ako aj rad výskytov pravdepodobne mladopaleozoických hornín v rôznych častiach Spišsko-gemerského rudohoria, napr. súvrstvie so zlepencami pri Švedlári, súvrstvie východne od Súľovej, ktoré môže tiež patriť kambrosilúru, potom drobný výskyt zlepencov SV od Nižného Medzeva, ako aj niektoré horninové komplexy v priestore Brdárky, Nižnej Slanej, Kobeliarova a i.

*5. Perm.* Perm má charakter kontinentálnej sedimentácie. Faciálne sa zhoduje s alpským verukánom. Je to súvrstvie pestrých zlepencov bridlíc, arkóz a pieskovcov. Vo východnej časti k tomuto súvrstviu pristupujú kremité porfýry až porfyrity a ich tufy. Zo stratigrafických problémov okrem stratigrafického rozčlenenia vlastného súvrstvia je dôležitý vzťah verukána k spodnému triasu. Na niektorých miestach zdá sa, že medzi verukánom a triasom je pozvoľný prechod, inde zase že je diskordancia. Verukáno je vyvinuté v severnej časti gemeríd. V južnej časti perm verukánskeho faciésu nie je známy. Len v okolí Brusníka J od Železníka sa vyskytuje súvrstvie hornín, ktoré by mohlo odpovedať sedimentácii verukánskeho typu. Z toho dôvodu sa dosiaľ väčšinou uvažovalo, že perm na juhu gemeríd chýba. Na mnohých miestach však vystupuje súvrstvie pieskovcov, bridlíc, miestami s polohami vápencov medzi karbónom a triasom, ktoré by mohlo predstavovať plytkomorský vývoj permu. Výskyt morského permu, najmä v južných častiach gemeríd, je veľmi pravdepodobný, pretože celkové paleogeografické pomery v perme svedčia v Karpatoch o tom, že smerom k juhu sedimentačné priestory sú stále hlbšie. Túto pravdepodobnosť zvyšuje skutočnosť, že v severnom Maďarsku je známy morský vývoj permu. Naprostý nedostatok permu práve v južných častiach gemeríd by bol veľmi nepravdepodobný.

## ZÁVER

Načrtli sme v hrubých rysoch problematiku stratigrafie paleozoika gemerid za dnešného stavu vedomostí. Cieľom našej zprávy je poukázať na jestvujúce stratigrafické problémy a ťažkosti spojené s ich riešením. Ukazuje sa, že stratigrafia spišsko-gemerského paleozoika ešte zďaleka nie je vyjasnená a že si vyžiada dlhé a systematické štúdium. Za hlavné úlohy ďalšieho výskumu v tomto smere považujeme tieto:

1. detailnejšie spracovanie a rozčlenenie kambrosilúrskej série,
2. spresnenie stratigrafického postavenia staropaleozoického porfýrového vulkanizmu,
3. stanovenie veku fylit-diabázovej série a jej rozčlenenie,
4. riešenie otázky devónu vôbec,
5. ďalšie riešenie otázky spodného karbónu,
6. prehĺbenie vedomostí o stratigrafickom a petrografickom zložení šufovej „rožňavsko-železníckej série" vcelku,
7. prehĺbenie vedomostí o oblasti Brdárka-Kobeliarovo-Nižná Slaná,
8. riešenie otázky permu v južnej časti gemerid,
9. rozbor všetkých konglomerátov gemerid,
10. hľadanie organických zvyškov vo všetkých súvrstviach.

4. IX. 1954

## LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE


Andrusov D., 1951: Zpráva o ložiskách železných rúd v oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Rukopis).

Böckh H. V., 1906: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst. für 1905.

Illés V., 1902: Montangeologische Verhältnisse in der westlichen Umgebung von Dobšiná. Jahrbuch.

Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník SAV IV., č. 1—2.

Ilavský J., 1953: K otázke uhorňanskej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník SAV. III. č. 3.—4. Bratislava.

Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. Geol. sborník SAV I, č. 2, 3, 4.

Matějka A. — Andrusov D., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. SGÚ, sv. 13 A.

Metz K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steir. Grauwackenzone Mitt. d. Geol. Bundesanst. Wien 1953.

Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geologica Hungarica 5, 1935.

Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Publ. Sboru pro výzkum Slovenska a Podkarp. Rusi 1935.

Šuf J. — Kolek M., 1949: Příspěvek k poznání geologických poměrů jihovýchodního svahu Volovce u Rožňavy. Přír. sbor. ostrav. kraje, X/2, 1949.

Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů území severozápadně od Košic. Věstník SGÚ, roč. III. 1927.

Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku. Věstník SGÚ, roč. III. 1927.

ОТО ФУСАН — МИЛОСЛАВ МАШКА — ВЛАДИМИР ЗОУБЕК

## О некоторых современных проблемах стратиграфии спишско-гемерского палеозоя

В настоящей работе рассматриваются некоторые современные проблемы стратиграфии палеозоя гемерид, т. е. самой южной тектонической зоны Центральных Западных Карпат.

Палеозой гемерид отличается очень пестрым стратиграфическим составом, и до настоящего времени даже основные проблемы его не были вполне разрешены. Главной причиной такого состояния является полное отсутствие органических остатков. Палеонтологически вполне документирован только верхний карбон (московский ярус). На северной окраине гемерид представлена и пермь в своей типичной фации (верруканo).

Новые данные, собранные нами в последнее время при исследованиях, позволяют высказать некоторые взгляды на стратиграфическое расчленение гемерид. Самой древней стратиграфической единицей является мощная свита, имеющая преимущественно флишевый характер, со следами довольно сильных проявлений эффузивного вулканизма (порфиры). В верхней части этой свиты находится не очень мощная толща, сложенная графитовыми филлитами (наличие пирита ясно показывает, что мы имеем здесь дело с колчеданными сланцами), лидитами и карбонатными породами, отчасти измененными в анкерит и сидерит. Судя по палеогеографическим отношениям, эта толща представляет силур. Те же соображения заставляют предположить, что подстилающая толща, состоящая преимущественно из псаммитовых осадков, представляет ордовики, может быть, часть кембрия. Того же возраста должны быть, следовательно, излияния порфиров. Весь этот комплекс мы называем кембро-силурийской серией, заменяя так принятое до сих пор название «гелницкая серия».

Более молодой стратиграфической единицей является филлит-диабазовая серия, развитая главным образом в северной части области. Ее контакт с кембро-силуром несогласный. В филлит-диабазовой серии сильно преобладают пелитовые осадки серого или темного цвета, в которых очень часто встречаются горизонты зеленоватых туффитов, диабазовых туфов и излившихся масс диабазов. В области развития филлит-диабазовой серии находятся также тела кварцевых диоритов и амфиболиты. Каково их отношение к вулканизму, проявившемуся излиянием диабазов, еще точно не выяснено.

Филлит-диабазовая серия безусловно старше силура и старше отложений московского яруса. Нам кажется возможным несколько уточнить ее возраст, поместив ее между средним девоном и намюром. Еще точнее определить ее стратиграфический объем пока невозможно.

Метод структурного анализа позволил установить, что перед отложением филлит-диабазовой серии кембро-силур был сложен в складки, а породы слегка

метаморфизованы. Определить точно место этой фазы складчатости в хронологическом отношении не представилось еще возможным, а потому мы пока называем ее спишской. По всей вероятности она относится к юнокаледонским движениям. Чтобы решить вопрос о наличии девона (в частности нижнего девона) в гемеридах, необходимо произвести дальнейшие исследования. Возможно, что нижний девон заключен в кембро-силурийской толще.

Нижний карбон не представлен определенно выраженной фацией, и потому до последнего времени его не отличали. Теперь известно, что он развит в различных частях области, и главным образом в южной. Состоит карбон из пелито-псаммитовой толщи; местами в ней встречаются лидиты и горизонты конгломератов. Палеонтологически карбон не документирован. Принимая во внимание способ его залегания и палеогеографические отношения (Альпы, Германия), мы считаем наличие карбона несомненным.

Нижний карбон лежит преимущественно на кембро-силуре. В его кровле выступает верхний карбон по большей части палеонтологически не документированный.

Отношение нижнего карбона к филлит-диабазовой серии остается неясным; что касается тектонических деформаций — имеется известная аналогия.

Обнажения слоев московского яруса известны в нескольких пунктах (Добшина, Рудняны, Охтина, Елшава). Точных данных относительно наличия карбона в других частях Рудных гор еще не имеется. Больше всего неясностей остается в серии, которую Шуф называл рожнявско-железницкой, и это мешает нам сейчас сказать — постепенный переход или скрытое несогласие существует между нижним и верхним карбоном южной части области.

В северной части области пермь развита в фации верруканo. В южной ее наличие точно не доказано; мы думаем, однако, что она существует здесь в мелководной фации, которую трудно отделить от карбона.

4. IX. 1954.

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

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

OTTO FUSÁN — MILOSLAV MÁŠKA — VLADIMÍR ZOUBEK:

## EINIGE HEUTIGE PROBLEME DER STRATIGRAPHIE DES ZIPS-GÖMÖRER PALÄOZOIKUMS

Dieser Bericht befasst sich mit einigen heutigen stratigraphischen Problemen des gemeriden Paläozoikums, welches die südlichste tektonische Zone der zentralen Westkarpathen bildet.

Was die Stratigraphie betrifft, ist das gemeride Paläozoikum sehr bunt und bisher sind nicht einmal seine Elementarprobleme völlig geklärt. Der Hauptgrund dieser Sachlage ist ein absoluter Mangel an organischen Resten. Paläontologisch ist bloss Oberkarbon (Moscovien) nachgewiesen worden. Verlässlich wurde auch Perm am Nordrande der Gemeriden festgestellt, Dank seiner typischen Fazies (Verrucano).

Auf Grund unserer letzten Untersuchungen sind wir zu folgenden Erkenntnissen und Ansichten über die stratigraphische Gliederung des gemeriden Paläozoikums gelangen: Die älteste stratigraphische Einheit bildet eine mächtige Schichtenfolge, mit überwiegendem Flyschcharakter und verhältnismässig starkem, effusiven Porphyr-

Vulkanismus. Im obersten Teil dieses Komplexes kommt eine verhältnismässig wenig mächtige Schichtenfolge mit graphitischen Phylliten (mit Pyrit — offenbar handelt es sich um metamorphierte Alaunschiefer), Lyditen und Karbonatgesteinen (teilweise in Ankerit und Siderit umgewandelt), vor. Nach den paläographischen Beziehungen entsprechen diese Schichten dem Silur. Aehnlich kann man voraussetzen, dass im überwiegend psammitischen Liegenden Ordovicium und vielleicht auch teilweise Kambrium mit einbegriffen sind. Desselben Alters ist dann auch der Porphyr-Vulkanismus. Als eine Einheit bezeichnen wir die erwähnte Schichtenfolge als „kambrosilurische Serie", wodurch wir die bisherige Bezeichnung „Gelnica-er Serie" ersetzen.

Die Phyllit-Diabas-Serie ist eine jüngere stratigraphische Einheit, die hauptsächlich im nördlichen Teil des Gebirges entwickelt und zum Kambrosilur diskordant ist. Sie ist überwiegend durch graue bis dunkle pellitische Sedimente mit sehr häufigen Lagen von grünlichen Tuffiten, Diabastuffen und Diabasergüssen charakterisiert. Ausserdem kommen im Raume der Phyllit-Diabas-Serie Intrusionen von Quarzdioriten und weiter Amphibolite vor. Ihr Verhältnis zum Diabas-Vulkanismus wurde bisher nicht verlässlich geklärt.

Die Phyllit-Diabas-Serie ist bestimmt jünger, als Silur und älter als Moscovien. Wir setzen voraus, dass man ihre Altersgrenze noch zwischen den mittleren Devon und Namur verengen kann. Ueber ihren stratigraphischen Umfang können wir uns vorläufig nicht äussern.

Mittels strukturanalytischer Methoden hat man festgestellt, dass es vor der Sedimentation der Phyllit-Diabas-Serie zur Faltung der kambrosilurischen Sedimente, die mit schwacher Metamorphose der Gesteine verbunden war, gekommen ist. Diese Faltungsphase können wir chronologisch nicht genau feststellen und deshalb bezeichnen wir sie vorläufig als Zipser Faltungsphase. Warscheinlich fällt sie noch in den Rahmen der jungkaledonischen Faltung.

Die Frage der Anwesenheit von Devon, besonders von Unterdevon, in den Gemeriden beansprucht weitere Untersuchungen. Der Unterdevon könnte in der kambrosilurischen Serie verborgen sein.

Durch seine fazielle Ausdruckslosigkeit war ähnlich der untere Karbon verborgen, der in verschiedenen Teilen des Gebirges, besonders aber in seinem südlichen Teil, entwickelt ist. Er wird durch pellitisch-psammitische Schichten mit lokal entwickelten Lyditen und Konglomeratlagen gebildet. Paläontologisch ist er bisher nicht bewiesen. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und paläogeographischen Beziehungen (Alpen, Deutschland) halten wir seine Anwesenheit für gesichert.

Der Unterkarbon liegt vorwiegend am Kambrosilur. In seinem Hangenden tritt Oberkarbon auf, der aber grösstenteils paläontologisch nicht erwiesen ist. Das Verhältnis des Unterkarbons zur Phylit-Diabas-Serie ist unsicher; was aber die tektonische Deformation betrifft, gibt es da bestimmte Analogien. Die Fragen der Anwesenheit von Oberkarbon und seinen einzelnen Stufen, ausser den bekannten Moscovien-Schichten (Dobšiná, Rudňany, Ochtiná, Jelšava), wurden in einzelnen Teilen des Gebirges noch nicht verarbeitet. Die meisten Unklarheiten verbleiben im Rahmen der gewesenen ŠUF' schen Rožňava-Železník-Serie. Deshalb kann man noch nicht sagen, ob im südlichen Teil des Gebirges ein Uebergang zwischen dem Unter- und Oberkarbon existiert, oder ob hier eine Diskordanz nicht verborgen ist.

Im nördlichen Teil des Gebirges ist Perm in der Verrucano-Fazies entwickelt. Im südlichen Teil wurde Perm nicht überzeugend nachgewiesen, aber wir vermuten, dass er hier vertreten ist, allerdings in einer Seichtmeerfazies, weshalb man ihn gegen dem Karbon schwer begrenzen kann.

4. IX. 1954

JÁN KANTOR

# DEWEYLIT OD SEDLÍC

*(Tab. I—III, ruské a nemecké resumé)*

## ÚVOD

Serpentinické horniny Spišsko-gemerského rudohoria už oddávna upútavali pozornosť geológov, petrografov a mineralógov. Boli to predovšetkým intenzívne serpentinizované typy s bohatým obsahom žiliek chryzotilu, ktoré z teoretickej stránky a možností ich praktického využitia boli mnohokrát skúmané.

Stačí z mnohých lokalít len letmo spomenúť Dobšinskú oblasť, Jaklovce, Rudník, Jasov, Sedlice atď. a z početných autorov, ktorí sa problémami týchto ultrabázik zaoberali, stačí uviesť aspoň týchto: Rotha S., Rakusza, Illésa, Rozlozsnika, Kordiuka, Andrusova, Kamenického a Cambela, odhliadnuc od celého radu ďalších pracovníkov, ktorí sa otázok Spišsko-gemerských serpentinitov dotkli len zbežnejšie.

Pri relatívne monotónnom a petrograficky len v určitých medziach variabilnom zložení väčšiny Spišsko-gemerských serpentinitov mohlo by sa zdať, že takýto výskum na spracovaných už lokalitách má len nepatrné alebo žiadne nádeje na nové poznatky.

Systematický výskum častí tunajších ultrabázik, ktorý som v poslednej dobe robil, však ukázal možnosti a potrebu určitých mineralogicko-petrografických doplnkov.

## MINERALOGICKO-GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Na tomto mieste podávam stručnú zprávu o jednej takejto lokalite — Sedliciach.

Sedlice ležia asi 8 km severovýchodne od Margecian v pásme Čiernej hory. Samotné ultrabázikum vyčnieva v oblasti Skalky severne a severovýchodne od obce spod paleogénnych hornín (pieskovce, zlepence, bridlice), kým komplexy mezozoických hornín sú na povrchu obnažené iba na väčšej vzdialenosti odtiaľ. V paleogénnych zlepencoch Skalky som okrem iného našiel viac kúskov diabáz-porfyritov, naznačujúcich v blízkom okolí v podloží paleogénu prítomnosť mezozoika s verfénom a bázickými eruptívami — reprezentovanými na jednej strane spomenutým ultrabázikom, na druhej strane diabáz-porfyritmi.

Sedlická ultrabázická hornina neušla pozornosti geológov v dávnej minulosti. Už na ručne kolorovanej geologickej mape v meradle 1:75000 Viedenského Rišskeho geologického ústavu je jej výskyt zaznamenaný.

B. Kordiuk (1941), kriticky hodnotiac predchádzajúce názory na vek serpentinitov, v svojej známej práci sa dotkol tiež tejto lokality. Stanovil — podobne ako pre ostatné serpentinity Spišsko-gemerského rudohoria — spodnotriasový vek tunajšiemu ultrabáziku. Petrografickými pomermi sa však bližšie nezaoberal.

D. Andrusov, skúmajúc nedávno možnosti využitia slovenských serpentinitov na výrobu azbestu a forsteritových tehál, znova sa zaoberal sedlickou horninou, ako to vyplýva z Cambelovej práce (1951).

B. Cambel (l. c.) ako prvý podal dôkladnú, mineralogicko-petrografickú štúdiu a zdôraznil významné postavenie tejto horniny v rámci Spišsko-gemerských serpentinitov. Podľa mineralogického zloženia a percentuálneho zastúpenia jednotlivých komponentov klasifikuje ju ako dunit s malým množstvom enstatitu až enstatitický dunit s malým množstvom diallagu. Poukazuje na dobrý stav zachovania primárnych komponentov a ich veľmi málo pokročilú serpentinizáciu.

Cambelovu charakteristiku horniny možno vcelku potvrdiť, aj keď som sa doteraz obmedzil iba na orientačné prezretie niekoľkých málo výbrusov. Slabá serpentinizácia je evidentná aj makroskopicky — na prvý pohľad. Chryzotil však — ako by sa z Cambelovej (l. c.) práce zdalo, úplne nechýba. Je však zriedkavým minerálom, vzácne tvoriacim 2—3 mm mocné žilky, takže pre celkovú charakteristiku dunitu je naozaj málo významný.

Ako najdôležitejší akcesorický minerál je uvádzaný magnetit, a to primárny vo forme idiomorfných kryštálikov a sekundárny, vytvárajúci drobné xenomorfné zrniečka. Chalkografický výskum ukázal, že je tu z bežných akcesórií prítomný tiež prevažne idiomorfný alebo korodovaný chromit. Ako najstarší člen sukcesívnej kryštalizácie z magmy bol chromit neskôr nahradzovaný magnetitom. Zatlačovanie možno dobre sledovať pod chalkografickým mikroskopom.

Sedlický dunit sa nápadne odlišuje od všetkých doteraz známych serpentinizovaných ultrabázik Spišsko-gemerského rudohoria ešte v jednom ohľade — prítomnosťou deweylitu, zo slovenských ultrabázik dosiaľ neznámeho.

Deweylit (gymnit) je tu takým typickým reprezentantom mladšej postserpentinizačnej paragenézy, že je takmer nemysliteľné, aby ušiel pozornosti aj pri zbežnej prehliadke lokality. Vytvára drobné, všetkými smermi rýchle vykliňujúce žilky, ktoré dosahujú mocnosť až 4 cm. Žilky sa často rozvetvujú, alebo deweylit stmeluje brekciovité útržky dunitu v poruchových pásmach. Svojím sýtym, obvykle mliečnobielym zafarbením

sa deweylitové žilky ostro odrážajú od okolitej horniny. Zriedkavejšie bývajú hnedasté alebo zelenkasté typy.

Deweylit je makroskopicky celistvý, mastného až skleného lesku. Lom obvykle lastúrnatý alebo trieštičkovitý. Najčastejšie býva nepriesvitný, iba niektoré kúsky s trieštičkovitým lomom sa najmä po navlhčení stávajú priesvitnými. Na omak býva mastný, k jazyku neprilína. Špecifická váha kolíše medzi 2,42—2,52. Tvrdosť je >3. V HCl je ťažko rozpustný. Pred dúchavkou tmavne a hrany sa natavujú.

Deweylit býva makroskopicky najčastejšie úplne homogénny. Niektoré žilky a hniezda takéhoto deweylitu sa však vyznačujú prítomnosťou žltozelenkastých až hnedozelenkastých polí, ktoré sa javia ako agregátne zhluky s viac alebo menej zdôraznenou radiálnou stavbou. (Porovnaj tab. I, obr. 1b).

Niekedy sa medzi mliečnobiely deweylit strednej časti žiliek a dunitickú materskú horninu vkladá pruh zelených až šedozelených hydrosilikátov Mg. (tab. I, obr. 1a).

Vzájomné striedanie deweylitických vrstvičiek s odchylnými, fyzikálnochemickými vlastnosťami, vyvinuté zvlášť v okrajových partiách šošovkovitých žiliek, pripomína achátovité štruktúry. Patrí však k zjavom relatívne málo rozšíreným.

Mikroskopický rozbor tiež poukazuje na variabilnosť v optických a prirodzene aj ostatných vlastnostiach deweylitu.

Nápadný je aj jemnovláknitý vývoj, často s radiálnym usporiadaním a agregátnou polarizáciou, do značnej miery pripomínajúci mikroskopický vzhľad chalcedónu. Zhášanie je paralelné. Index lomu obvykle v medziach 1,540-1,555. Pritom $n_\gamma$ = >1,55 <1,56 je paralelné s predĺžením, $n_\alpha$ = >1,540 <1,550 (1,541-1,545) kolmé naň. Hodnota dvojlomu sa obvykle pohybuje okolo 0,010. Uhol optických osí je veľmi malý — takmer jednoosový konoskopický obraz.

Treba zdôrazniť, že optické vlastnosti sa menia s chemizmom a obsahom $H_2O$. To možno pozorovať zvlášť po okrajových partiách deweylitických žiliek, kde striedanie polôh odlišných vlastností je najčastejšie, vytvárajúc achátovité štruktúry (tab. II, obr. 2, tab. III, obr. 1).

Vedľa vrstvičiek s radiálno-lúčovitým usporiadaním vláken bývajú niekedy vyvinuté aj sférolitické agregáty, zvlášť medzi týmito a centrálnou časťou žiliek. Medzi skríženými nikolmi sa vyznačujú pri otáčaní preparátu známym nehybným tmavým krížom v každom sférolite. (Tab. III, obr. 2.)

Pod mikroskopom deweylit býva bezfarebný, prípadne bielošedý až hnedo zakalený. Pritom hnedastý tón môže sa spôsobiť aj prílišným prehriatím preparátu pri jeho zatavovaní do kanadského balzamu.

Štruktúry jasne svedčia o existencii kolomorfného štádia pri vzniku deweylitu.

V. Dvonč sa veľmi ochotne podujal urobiť zo sedlického deweylitu 2 chemické analýzy, za ktorých rýchle a presné vykonanie mu aj touto cestou vyslovujem svoju vďaku.

## CHEMICKÉ ANALÝZY DEWEYLITOV

| Vz. č. | $SiO_2$ | MgO | CaO | FeO | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $CO_2$ | + $H_2O$ — | | Pozn. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 39,32 | 41,14 | st. | 0,51 | | — | — | 18,41 | 99,38 | |
| 2. | 39,43 | 38,25 | 0,05 | 3,26 | 1,81 | 2,44 | — | +13,22-1,33 | 99,79 | |
| 3. | 40,00 | 40,00 | | | | | | 20 | 100,00 | |
| 4. | 40,16 | 36,00 | 0,80 | — | 1,16 | — | — | 21,60 | 99,72 | |
| 5. | 40,40 | 35,85 | | | | 0,38 | | 22,60 | 100,00 | apatit 0,77 |
| 6. | 40,82 | 36,06 | | | | 0,42 | 0,59 | 21,72 | 99,61 | |
| 7. | 41,50 | 38,30 | | | | | | 20,50 | 100,30 | |
| 8. | 42,32 | 30,81 | | 4,89 | | | | 20,47 | 98,49 | |
| 9. | 42,34 | 36,77 | st. | | | 1,39 | | 19,03 | 99,53 | |
| 10. | 43,03 | 30,50 | | | 2,00 | | | 24,00 | 95,50 | |
| 11. | 43,15 | 35,95 | | | st. | | | 20,25 | 99,35 | |
| 12. | 45,50 | 34,50 | | | | | | 20,00 | 100,00 | |
| 13. | 45,65 | 34,38 | | | | 0,20 | | 19,49 | 99,72 | |
| 14. | 41,08 | 39,68 | 0,58 | 1,84 | 0,41 | 0,84 | | +15,08-0,60 | 100,11 | Mn, Ti, P st. |
| 15. | 41,54 | 39,79 | 0,50 | 1,87 | 0,52 | 1,82 | | +12,95-0,68 | 99,67 | |
| 16. | 40,52 | 36,57 | | 0,37 | 1,48 | 1,17 | | 20,92 | 101,12 | MnO 0,09 |
| 17. | 43,71 | 39,44 | | 0,40 | 1,60 | 1,27 | | 13,65 | 100,17 | MnO 0,10 |
| 18. | 36,77 | 32,87 | 9,17 | | 2,52 | | 3,95 | 15,16 | 100,44 | |
| 19. | 41,4 | 37,0 | 4,5 | | | | | 17,1 | 100,00 | |

1. Berks Co. USA, V. Keller u Gentha Amer. Phil. Soc., 1885, 41.
2. Ravnište pri Raduši, Juhoslávia, anal. Wacker; Hiessleitner, Jahrb. Geol. Bundesanst. Sonderbd 1. Wien, 1951/52.
3. Middlefield, USA; Shepard; Amer. Journ. Sci., 1830, 18, 81.
4. Bare Hills, USA; Thomson, Phil. Mag. 1843, 22, 191.
5. Mezzavalle, Tyrolsko; Oellacher, Zeitschr. d. geol. Ges. 1851, 3, 224.
6. Mezzavalle, Tyrolsko; Widtermann, Jahrb. geol. Reichsanst., 1853, 4, 525.
7. Mezzavalle, Tyrolsko; Kobell, Münch. gel. Anz., 1851, 33, 1.
8. Mittergraben, Štýrsko, Hatle u. Taus, Verhandl. do, 1887, 226.
9. do Ruth' s Mine, USA, Smith-Brunner, Amer. Chem. Journ., 1883, 5, 279.
10. Cooptown, Allen u Tysona, Amer. Journ. Sci. 1830, 18, 78.
11. Texas, Pa, USA; Brush u Dana, Min. 1854, 236.
12. Pasov, Bavorsko; Haushofer, Jour. pr. Chem. 1866, 99, 240.
13. do Ruth' s Mine, USA; Smith-Brunner, Amer. Chem. Journ. 1883, 5, 279.
14. Sedlice, mliečno biely deweylit, anal. V. Dvonč.
15. Sedlice, zelenkastý deweylit, anal. V. Dvonč.
16. Kutná Hora, Čechy; žltý, priehľadný deweylit, anal. Bukovský u Doelter. Mineralchemie Bd. II./1.
17. Kutná Hora, Čechy; vz. č. 16 po 12 hod. vysušení v exsikátoru.
18. Kutná Hora, Čechy; biely deweylit, anal. Bukovský u Doelter. Mineralchemie Bd. II./1.
19. Kutná Hora, Čechy; vz. č. 18 po počítaní karbonátov.

Vzorka 14 pripojenej tabuľky na str. 19 pochádza zo strednej časti asi 4 cm mocnej žilky. Deweylit je mliečnobiely nepriesvitný. V mikroskope je jemnovláknitý, chalcedónovitej štruktúry. Špecifická váha 2,520.

Vzorka 15 je z podobnej žilky. Farba šedobiela. Makroskopicky sa však vynímajú najčastejšie vejárovité, radiálno usporiadané partie zelenkastej, priesvitnej variety (pozri tab. I, obr. 1b). Špecifická váha je 2,423.

Chemické zloženie deweylitov je do určitej miery variabilné, čo sa odráža aj v nejednotnosti formulácie jeho vzorca, s ktorou sa u rôznych autorov stretávame.

Najstarší vzorec v literatúre pomerne často používaný je $Mg_4Si_3O_{10} . 6H_2O$ (napr. Dana — Brush, 1877).

Menlivý obsah viazanej vody viedol niektorých autorov k úprave tohto vzorca na $Mg_4Si_3O_{10} . 6H_2O$ až $Mg_4Si_3O_{10} . 5H_2O$ (napr. Slávik, 1927). Pre vyššie hydrátovaný deweylit bol stanovený vzorec až $Mg_4Si_3O_{10} . 10H_2O$ porov. napr. Hiessleitner, 1951/52).

V Ježkovej mineralógii (Ježek, 1932) je formulované chemické zloženie deweylitu vzorcom $Mg_4Si_3O_{10} . nH_2O$, kým u Heya (Hey, 1950), citujúceho Mineralogical Abstracts, nachádzame vzorec

$$Mg_3Si_2O_5 . (OH)_4.$$

Strunz ((1941) uvádza na základe štrukturálnej analýzy $Mg_{5,5}[H_2O(OH)_5Si_4O_{11}] . 4H_2O$ ako vzorec deweylitu.

Z uvedeného vyplýva, že značná variabilita vo formulácii vzorca pochádza najmä od rôzneho stavu hydratácie, aký nachádzame pri rozboroch deweylitov. Pomer dvoch hlavných zložiek $SiO_2$ a MgO je konštantnejší.

Ak prepočítame chemické analýzy sedlického deweylitu na molekulárne kvocienty, pričom $Fe_2O_3$ a $Al_2O_3$ považujeme za cudzorodé a FeO s CaO za izomorfné, zastupujúce MgO, dostaneme vzorec, ktorý sa najmä pri vzorke 15 veľmi blíži formulácii, ktorú citoval Hey (l. c.), a to:

$$Mg_2Si_3O_5(OH)_4.$$

Oproti formulácii iných autorov diferencia je podstatne väčšia.

Vzorka 14 sa tiež blíži uvedenému zloženiu, aj keď hydratácia je tu podstatne vyššia.

Spektrálne G. Kupčo vo vzorke 14 ešte zistil: Cu, Co, Ni, Cr, B, Ti a vo vzorke 15 Ni, Ti, B, Cu, Co, Cr, Mn, Ba, Mo, Ag.

Pre porovnanie chemizmu sedlického deweylitu s deweylitmi iných lokalít uvádzam v pripojenej tabuľke analýzy z prístupnej literatúry (najmä Dana — Brush 1877, Hintze 1897 a Hiessleitner 1951/52).

Pri starších analýzach (v tab. vzorky 1, 3—13, 16) je nápadný vysoký obsah vody. Iba analýza 2, ktorú uverejnil Hiessleitner (l. c.), vyznačuje sa prakticky rovnakou hydratáciou ako vzorka 15 zo Sedlíc, a veľmi sa blíži obsahu $H_2O$ vo vzorke 14. Nižší obsah $H_2O$ vykazujú i deweylity od Kutnej Hory v Čechách (analýzy 17—19), pričom zvlášť výsledky dosiahnuté po vysušení vzorky 16 v exsikátoru (analýza 17) sú pre porovnanie so sedlickými deweylitmi veľmi dôležité.

Obsah $SiO_2$ sa v sedlických deweylitoch pohybuje v medziach uvádzaných z iných lokalít, podobne aj MgO, ktorý je však relatívne vysoký a bol prekročený iba vo vzorke z Berks Co, USA (vzorka 1 pripojenej tabuľky).

Okrem optických a chemických metód urobil som identifikáciu sedlických deweylitov aj röntgenometricky. Vykazujú zhodný debeyegram ako biely deweylit od Kutnej Hory z Čiech (porov. tab. I, obr. 2).

## GENÉZA

Pre riešenie genézy sedlického deweylitu prvoradý význam má jeho vzťah k dunitu, a to k jeho primárnym komponentom, ako aj k sekundárnej paragenéze. Niemenej dôležitá je chemická povaha deweylitu.

Svojím vystupovaním sú žilky deweylitu výlučne — pokiaľ možno z jestvujúcich odkryvov súdiť — viazané na dunitické teleso. Forma svedčí o jeho vzniku po úplnej kryštalizácii primárnych komponentov dunitu a po tektonickom postihnutí posledného.

Serpentinizácia bola prvou z premien, ktorou bolo dunitické teleso postihnuté. Jej priebehom a možnými príčinami sa v svojej práci obšírne zaoberal Cambel (l. c.). Vyzdvihol slabú serpentinizáciu hornín a tým aj možnosť sledovania priestorovej (a prirodzene aj chemickej) zá-

vislosti minerálov serpentinizačnej paragenézy od primárnych komponentov dunitu. Genetické vzťahy sú v týchto prípadoch evidentné, aj keď rozsah autometamorfnej alebo alometamorfnej fázy nie je možné presne vymedziť.

Pomery deweylitu k serpentínovým minerálom v širšom zmysle slova nasvedčujú, že ho nemožno považovať za súčasť tejto paragenézy. Sukcesiu serpentínových minerálov charakterizuje totiž určitá plynulosť, kým medzi serpentinizáciou dunitu a vznikom deweylitu badať značný časový odstup. Tento sa okrem iného prejavuje tým, že žilky deweylitu ostro pretínajú málo serpentinizovaný dunit bez toho, žeby v jeho okolí vznikalo silne serpentinizované pásmo.

Vzhľadom na to, že chryzotilové žilky sú v tunajšom dunite zjavom vcelku vzácnym, ako aj vzhľadom na veľmi krátku návštevu, ktorú som tunajšiemu báziku venoval za iným účelom, nebolo mi zatiaľ možné zadovážiť dokladový materiál pre riešenie otázky vzájomných vzťahov deweylitových žiliek k chryzotilovým žilkám. Nepochybne však serpentinizácia predchádzala vzniku deweylitu.

Makroskopický a mikroskopický výskum deweylitu jasne poukazuje na jeho príslušnosť k minerálom s výrazným kolomorfným štádiom. Jeho vznik si možno vysvetliť iba v zmysle Sedleckého (1945), a to najprv zrážaním mutabilného gélu deweylitu a jeho prechodom cez metastabilný hydrodeweylit do konečného štádia stabilného deweylitu. Takáto genéza má za prirodzený následok značnú variabilitu chemizmu, ktorou sa vyznačujú takmer všetky analýzy deweylitu.

Ako vyplýva aj z analýz sedlického deweylitu, tento býva v podstate tvorený $SiO_2$, MgO, $H_2O$ vedľa malých množstiev Ca, Fe, Al, prípadne Ni, Mn a pod.

Sú to prvky typické pre ultrabázické horniny a ich serpentinizované deriváty. Je preto nepochybné, že samotný dunit bol hlavným dodávateľom uvedených prvkov do trhlín vyplňujúcich sa gélom deweylitu. Ich transport sa konal vodnými roztokmi nízkych teplôt.

Tu sa vynára otázka pôvodu týchto vôd, prípadne roztokov a v súvislosti s mnohými rozkladnými produktmi ultrabázických hornín poznáme: per ascensum (?) per descensum (?).

Často protichodné názory, s ktorými sa v literatúre stretávame, svedčia o ťažkostiach jednoznačnej odpovede na túto otázku a o potrebe veľmi detailných štúdií.

Alometamorfná, prípadne aj autometamorfná fáza, aj keď nie zvlášť intenzívna, v oblasti sedlického dunitu sa významne uplatnila svojimi serpentinizačnými pochodmi. Vznik deweylitu by sa dal interpretovať ako dozvuk tejto fázy, avšak časove oddelene od serpentinizácie. Potrebné $SiO_2$ a MgO by si v tomto prípade vystupujúce vody zo serpentinizovaného dunitu uvoľňovali a v jeho vrchných častiach opäť deponovali v podobe gélu deweylitu.

Pre sedlický dunit je však význačné nepomerne intenzívnejšie vetranie ako pri ostatných serpentinitoch Spišsko-gemerského rudohoria. Prejavuje sa obyčajne tmavozelenými alebo čiernozelenými, zriedkavejšie tiež hnedastými kôrami a rozkladnými produktmi.

Minerálne komponenty serpentinizovaného dunitu sa v oblasti intenzívneho povrchového vetrania stávajú instabilnými a dochádza k ich rozrušovaniu. Uvoľňujú sa predovšetkým značné podiely Mg, ktoré býva odtransportované, čím vzniká nad serpentinitmi (dunitmi) zóna ochudobnená na Mg. Rovnako migruje z dunitu aj $SiO_2$, zrážajúci sa v povrchových častiach v podobe opálu alebo chalcedónu.

Dochádza tu tiež ako v predchádzajúcom prípade k ďalekosiahlemu uvoľňovaniu oboch hlavných zložiek deweylitu: $SiO_2$ a MgO. Pri ich stretnutí vo vodnatom prostredí sú opäť dané predpoklady pre koaguláciu gélu deweylitu, čím sa zabraňuje odtransportovanie $SiO_2$ a Mg povrchovými činiteľmi z rozrušovanej materskej horniny.

Takéto procesy mohli mať prvoradý význam pri genéze sedlického deweylitu, kde dunit už v paleogénnych dobách bol obnažený a vystaveny intenzívnemu rozrušovaniu za teplých klimatických podmienok, kým mu neurobila koniec pokrývka flyšových sedimentov. Uvedená genéza je pre sedlický deweylit pravdepodobnejšia, aj keď definitívne rozriešenie si vyžaduje detailné spracovanie všetkých paragenéz dunitického telesa.

Descendentný pôvod, ako dôsledok povrchového vetrania dunitu, predpokladá pri balkánskych deweylitoch Hiessleitner (1951/52). Zo štôlne v Ravništi pri Raduši (Juhoslávia) uvádza bielu kašovitú hmotu deweylitického chemizmu prýštiacu z trhlín a puklín, ktorej analýzu pre porovnanie uvádzam v tabuľke na str. 19 pod číslom 2. O deweylite a pyroauritovej paragenéze vôbec predpokladá, že sú až recentnými rozkladnými produktmi tamojších serpentinizovaných dunitov.

Z alpských krajín sú známe výskyty deweylitu, do určitej miery analogické sedlickému z jednej oblasti, a to známeho serpentinizovaného dunitického masívu od Kraubathu. Pozri tiež analýzu 8 na str. 19. Paragenézu a minerálne výskyty tohto ultrabázika systematicky spracovával Meixner H. (1937, 1938, 1939). Vznik deweylitu dáva do súvisu so vznikom „amorfného magnezitu". Na rozdiel od balkánskych deweylitov predpokladá však najužšie genetické vzťahy medzi týmito minerálmi a ascendentnými uhličitými prameňmi.

Deweylit bol opísaný z ultrabázických hornín od Kutnej Hory v Čechách (Ježek 1932), z viacerých lokalít v USA atď. (porov. Dana — Brush 1877; Hintze 1897).

Niekedy vystupuje aj v iných horninách. Na okolí Predazza (Tyrolsko) a v okolí Pasova (Bavorsko) v kryštalických vápencoch. V oblasti Reisseckgruppe (Korutánsko) v dolomitickom vápenci. Vzťah k blízkym ultrabázikám býva však aj v týchto prípadoch viac-menej evidentný.

Deweylitu veľmi podobný melopsit od Neudeka pri K. Varoch v Čechách tvorí hľuzy a polohy v kremitej žile s hematitom prerážajúcej amfibolicko-granatické horniny (Zepharovich, 1859).

## ZÁVER

Sedlický dunit svojou geologickou pozíciou, primárnym mineralogickým zložením a stavom serpentinizácie zaujíma významné, odostatných Spišsko-gemerských serpentinitov niečo odchylné postavenie, ako to vyplýva už z Cambelovej práce (l. c.). Túto osobitosť ešte zdôrazňuje autorov nález hojného deweylitu-minerálu zo Slovenska doteraz neznámeho a v ultrabázikách alpskej oblasti tiež veľmi zriedkavého. Podané chemické analýzy a charakteristika sedlického deweylitu prispievajú k ucelenejšiemu obrazu o tejto zaujímavej a pomerne vzácnej skupine Mg-hydrosilikátov.

18. IX. 1954

*Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*

## LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAFIE

Cambel B., 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a Hadce najbližšieho okolia. Geol. Sbor. SAV, II., Bratislava.

Dana J. D. — Brush G. J., 1877: A system of Mineralogy, N. York.

Doelter C., 1914: Handbuch der Mineralchemie. Bd. II./1. Dresden und Leipzig.

Hey M. H., 1950: An index of mineral species and varieties arrangend Chemically, London.

Hiessleitner G., 1951/52: Serpentin u. Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel u. eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. Geol. Bundesanstalt. Sonderband 1., Wien.

Hintze C., 1897: Handbuch der Mineralogie, Leipzig.

Ježek B., 1932; Mineralogie, Praha.

Kordiuk B., 1941: Über das Alter der Slowakischen Serpentine Zbl. f. Min., Abt. A.

Meixner H., 1937: Die Minerale des Serpentingebietes von Kraubath in Steiermark. Min. Petr. Mitt. 49.

Meixner H., 1938: Kraubather Lagerstättenstudien. C. f. Min. etc. Abt. A.

Meixner H. — Walter L., 1939: Die Minerale des Serpentingebietes von Kraubath (Obersteiermark). Fortschr. d. Min. Krist. u Petr., Bd 23.

Sandberger Fr., 1875: Nickelgymnit von Alt-Oršova. N. J. Min. Geol. Pal., p. 852.

Sedleckij I. D., 1945: Kolloidno-disperznaja mineralogija, Ak. nauk. SSSR, Moskva-Leningrad.

Selfridge G. C. Jr., 1936: An x-ray and optical investigation of the serpentine minerals. A. M., Vol. 21, 1936, p. 463-503.

Slávik F., 1927: Mineralogie speciální, N. Bydžov.

Strunz H., 1941: Mineralogische Tabellen, Berlin.

ЯН КАНТОР

## Девейлит из дер. Седлице

*(Табл. I—III).*

Деревенька Седлице находится в 8 км к северо-востоку от сел. Маргецаны близ северо-восточного окончания Спишско-Гемерских Рудных гор, но уже в зоне Чиерна Гора. Местность вокруг деревни сложена палеогеновыми флишевыми отложениями; на высоте Скалка из-под флиша выступает тело серпентинизированного дунита. Несколько дальше от деревни широко развиты мезозойские отложения. Выход ультраосновной изверженной породы уже был отмечен на раскращенной от руки геологической карте Венского государственного геологического комитета. Кордиук (1941) установил ее нижнетриасовый возраст, Цамбел (1951) подробно изучил ее с петрографической точки зрения, причем отметил, что по сравнению с остальными спишско-гемерскими серпентинитами она серпентинизирована в совершенно незначительной степени.

При ориентировочном обозрении месторождения автор настоящей статьи установил, что она содержит довольно много девейлита, который чаще всего образует небольшие, быстро выклинивающиеся жилки мощностью до 4 см. Девейлит здесь молочно-белый, обычно непрозрачный. Реже встречается зеленоватая прозрачная разность. Удельный вес 2,42—2,52.

Под микроскопом девейлит представляется в виде микролитовой волокнистой массы, имеющей часто радиальное расположение и поляризующей как халцедоновидный агрегат, или в виде чередующихся тонких слоев, обладающих различными физическими и оптическими свойствами, что напоминает агат. Параллелльно волокнам находится $n\gamma$ с показателем преломления $n\gamma$ 1,55 < 15,56, перпендикулярно к удлинению — $i.\alpha$ 1,54 > 1,55. Величина двупреломления около 0,010. На стр. 5 приведены два химических анализа девейлита, сделанные В. Двончом в Научно-исследовательськом институте им. Д. Штура: молочно-белая разность (анализ № 14) и зеленоватая прозрачная разность (анализ № 15). Анализы показали, что соотношение $SiO_2 : MgO$ нашего девейлита приближается к соотношению тех же компонентов девейлитов, анализы которых были опубликованы ранее (см. табл. на стр. 5). Особенностью является сравнительно низкая степень гидратации нашего девейлита. На подобное содержание $H_2O$ в девейлите из Равништя близ Радуши в Югославии указывает Гисслейтнер (1951—52) на основании анализа, сделанного Ваккером (стр. 5, анализ № 2).

По данным анализов седлицкого девейлита нельзя вывести вполне определенной стехиометрической формулы. Есть некоторые отклонения как по отношению к ранее принимаемой формуле девейлита $Mg_4Si_8O_{16}6H_2O \cdot 5H_2O$ так и по отношению к формуле Штрунца (1941) $Mg_{5,5}(H_2O)OH(5Si_4O_{11})4H_2O$. Больше всего она имеет сходства с формулой $Mg_3SiO_5(OH)_4$, которую приводит для девейлита Гей (1950). Различная степень гидратации вполне объяснима у минерала, который перешел из гелеобразного состояния через гидродевейлит к своей теперешней форме.

Рентгенографическое исследование подтвердило, что седлицкий минерал является девейлитом. Дебаеграммы нашего минерала были сопоставлены с дебаеграммами девейлита из окрестностей г. Кутна Гора в Чехии (табл. 1, фиг. 2), образец которого был любезно предоставлен мне Г. Андрусовой.

Девейлит из окрестностей сел. Седлице моложе, чем минералы парагенетической ассоциации, возникшей при серпентинизации. Есть основание предполагать, что девейлит является продуктом поверхностного выветрывания серпентинизированного дунита, но для того, чтобы вполне выяснить этот вопрос необходимы дальнейшие исследования. Возможно, что при новых изысканиях будут обнаружены и другие, неизвестные еще в окрестностях сел. Седлице минералы, входящие в эту парагенетическую ассоциацию.

Сел. Седлице является пока единственным пунктом в Словакии, где был найден девейлит. Характер ультраосновной породы и наличие девейлита приближают это месторождение к месторождению серпентинизированного дунита в Краубатской области (Штирия), тогда как сходство с другими месторождениями альпийской области, в частности с окрестностями Меццавалле близ Предаццо и Рейсекгруппе в Каринтии, значительно меньше.

18. IX. 1954.

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

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

### Табл. I.

Фиг. 1. a) Трещина неправильной формы в дуните; ее заполняет девейлит. Местами видны зеленые гидросиликаты Mg. Сплошные пленки девейлита. Образец пришлифован. Нат. величина.

b) Жилка девейлита с веерообразными радиально-волокнистыми агрегатами прозрачной зеленоватой разности девейлита. Образец пришлифован. Нат. величина.

Фиг. 2. Дебаеграммы девейлитов: Cu, Kd, Ni — фильтры. a) Седлице, b) Кутна Гора, молочно-белый.

### Табл. II.

Фиг. 1. Часть линзообразной жилки девейлита, поляризующей как агрегат и образующей довольно правильные участки, характеризующиеся значительной ориентировкой волокнистых микролитов. Под микроскопом напоминает образец с фиг. 1b таблицы III. Тонкий шлиф, николи +, × 6.

Фиг. 2. Агатовидные структуры девейлита близ отторгнутой массы серпентинизированного дунита. Стрелками отмечен слой девейлита, образованный скоплениями сферолитов. Тонкий шлиф, николи +, × 15.

### Табл. III.

Фиг. 1. Девейлит с агатовидной структурой. В нижней половине виден мало серпентинизированный дунит. Тонкий шлиф, николи +, × 15.

Фиг. 2. Скопление сферолитов девейлита с хорошо видимым крестообразным погасанием. Деталь фиг. 2, таблицы II. Тонкий шлиф, николи +, × 35.

J. KANTOR

# DEWEYLITH VON SEDLICE

*(Tab. I—III).*

Sedlice ist ein Dorf, das ungefähr 8 km nordöstlich von Margecany, unweit der nordöstlichen Grenze des Zips-Gömőrer Erzgebirges, aber bereits schon in der Zone des Gebirges Čierna hora liegt. Die nähste Umgebund wird durch paläogene Flyschsedimente gebaut — aus denen am Hügel Salka genannt ein serpentinisierter Dunitkörper hervorragt. In der weiteren Umgebung von Sedlice sind jedoch auch mesozoische Gesteinskomplexe häufig. Das ultrabasische Gestein ist schon auf der handkolorierten geologischen Karte der Wiener geologischen Reichsanstalt verzeichnet.

Kordiuk (1941) hat sein untertriadisches (werfener) Alter bestimmt, während Cambel (1951), der auch die relativ wenig vorgeschrittene Serpentinisierung des Gesteins gegenüber den übrigen zips-gömörer Serpentiniten hervorgehoben hat, das Gestein detailliert petrographisch bearbeitete.

Der Autor hat bei einem kurzen Besuch dieser Lokalität auch eine verhältnismässig grosse Verbreitnung von **Deweylith** im Dunit festgestellt. Der Deweylith bildet hier am häufigsten kleine, schnell, auskeilende Aderchen, die bis eine Mächtigkit von 4 cm erreichen. Er ist milchweisser Farbe, gewöhnlich undurchsichtig. Seltener kommt auch eine grünliche, durchscheinende Varietät vor. Spezifisches Gewicht = 2,42 — 2,52.

Mikroskopisch erinnert Deweylith, durch seine mikrolithische, oft radialfaserige Entwicklung und Aggregationspolarisation an Chalzedon, oder — bei Wechsellagerung von Schichtchen mit verschiedenen physikalisch-optischen Eigenschaften — Achat.

Paralell mit der Faserachse liegt n $\gamma$ (>1,55 <1,56). Doppelbrechung cca 0,010. V. Dvonč von der Geologischen Anstalt D. Štur's analysierte eine milchweise (Analyse N. 14; Seite 19) und eine grünliche Varietät (Analyse Nr. 15; Seite 19). Das Verhältnis $SiO_2$: MgO nähert sich manchen schon publizierten Analysen. Auffällig ist jedoch die verhältnismässig niedrige Hydratation. Diese ist jedoch fast identisch mit dem $H_2O$ — Gehalt der Deweylithanalyse aus Ravniště bei Raduša, Jugoslavien, publizierten durch Hiessleitner (1951/52 nach einer Analyse von Wacker (Analyse Nr. 2; Seite 19), und nähert sich einem im Exsikator getrocknetem Deweylith von Kutná Hora in Böhmen (Analyse Nr. 17).

Die Analysen des Deweyliths von Sedlice gewähren nicht eine exakte stöchiometrische Formel. Gegen ältere Deweylithformel $Mg_4Si_3O_{10}.6H_2O$ — $5H_2O$, wie auch gegen Strunz's — (1941) Formulation $Mg_{5,5}/H_2O./OH/_{5.}Si_4O_{11}/.4H_2O$ weisen sie eine Differenz.

Eine verhältnismässig gute Übereinstimmung geben sie mit der Formel $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ zitierten für Deweylith bei Hey (1950). Die Variabilität im Wassergehalt ist bei einem Mineral, das vom Gelstadium über Hydrodeweylith in die jetzige Form übergegangen ist, verständig.

Die Zugehörigkeit des Minerals zu Deweylith wurde auch röntgenograpisch nachgewiesen. Es wird mit dem Deweylith von Kutná Hora in Böhmen verglichen, den zu diesem Zwecke G. Andrusov liebenswürdig zur Verfügung stellte.

Der Deweylith ist in Sedlice jünger als die Minerale der Serpentinisationsphase. Es. scheint, dass er hier durch Verwitterung des serpentinisierten Dunites enstanden ist, aber es sind noch weitere Untersuchungen in diesem Hinblick nötig. Diese könnten noch eine Erweiterung der Paragenese um neue aus Sedlice bisher nicht erwähnte Minerale bringen.

Sedlice ist die einzige Lokalität in der Slowakei, wo bisher Deweylith gefunden wurde. Durch den Charakter des ultrabasischen Gesteins und das Auftreten von Deweylith weist sie gewisse Analogien zum Gebiet des serpentinisierten Dunites von Kraubath (Steiermark), während die Analogie zu den übrigen Deweylithvorkommen der Alpen, hauptsächlich der Umgebung von Mezzavalle bei Predazzo und der Reisseckgruppe in Kärnten wesentlich geringer ist.

18. IX. 1954

*Geologische Anstalt Dionýz Štúr's*
*Bratislava*

## ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN I.—III.

### Tafel I.

*Abb. 1*a Unregelmässiger Riss im Dunit durch Deweylith ausgeheilt. Zwischen beiden grüne Mg-Hydrosilikate. Deweylith in regelmässigen Überzügen. Angeschliffene Probe, natürliche Grösse.

*Abb. 1*b Aderchen weissen Deweylith's mit fächerartigen, radial-faseringen Aggregaten einer grünlich durchscheinenden Deweylithvarietät. Angeschliffene Probe, natürliche Grösse.

Abb. 2 Pulveraufnahmen von Deweylithen. Cu-K$\alpha$ Strahlung, Ni-Filter.
a. Sedlice
b. Kutná Hora, milchweisse Varietät.

### Tafel II.

*Abb. 1* Teil einer linsenförmigen Deweylithader mit Aggregationspolarisation und ziemlich regelmässigen durch starke Regelung der Mikrolithen charakterisierten Feldern. Makroskopisch ähnlich der Probe 1b auf der Tafel I. Dünnschliff, Nikols x, vergr. 6x.

*Abb. 2* Achatartige Deweylithstrukturen um einen serpentinisierten Dunitfragment, Pfeile weisen auf sphärolitische Deweylithlagen. Dünnschliff, Nikols x, vergr. 12x.

### Tafel III.

*Abb. 1* Deweylith mit Achat-artiger Struktur. In der unteren Hälfte wenig serpentinisierter Dunit. Dünnschliff, Nikols x, vergr. 15x.

*Abb. 2* Anhäufung sphärolithischer Deweylithaggregate mit gut sichtbaren Achsenkreuzen. Detail aus Probe Tafel II. Abb2. Dünnschliff, Nikols x, vergr. 35x.

JÁN KANTOR

# K OTÁZKE TZV. ZRUDNENÝCH SÍRNYCH BAKTÉRIÍ A ICH STRATIGRAFICKÉHO ROZŠÍRENIA

*(Tab. IV—VII, ruské a nemecké resumé)*

Od dôb, keď H. Schneiderhöhn (1923) z mansfeldských meďnatých bridlíc opísal drobné sulfidické guľôčky ako zrudnené sírne baktérie, tieto útvary sa stali predmetom viacerých štúdií. Nedávno som ich opísal z niektorých slovenských sulfidických ložísk, a to z ložiska „Alžbeta" v Bystrom potoku pri Švedlári (Kantor — Fusán, 1954) a z markazitového ložiska pri Tepličanoch (Kantorová — Kantor, 1954).

Genetickou stránkou týchto útvarov som sa zaoberal pri materiáli z Bystrého potoka a interpretoval som pyrit typu „zrudnených sírnych baktérií" z tamojšieho ložiska ako pôvodné gélové guľôčky, ktorých pyrit vykryštalizoval súčasne zo spústy kryštalizačných centier v podobe idiomorfných kryštálikov, najčastejšie hexaédrov alebo oktaédrov.

Ako doplnok k systematickému výskumu niektorých slovenských pyritových ložísk urobil som tiež orientačnú štúdiu mnohých, čisto sedimentárnych hornín, ktoré obsahujú celkom sporadicky a obyčajne len v mikroskopicky zistiteľných kvantách slabé pyritické impregnácie. Chalkografický výskum týchto pyritov priniesol niektoré poznatky, dôležité pre riešenie otázky tzv. „zrudnených sírnych baktérií".

Ak spomenuté útvary $FeS_2$ niektorí autori interpretujú (pozri názory napr. v práci Fusán — Kantor, 1954) ako fosilizované tiobaktérie, presunujú tým podstatnú časť riešenia tejto otázky do oblasti mikropaleontológie a stratigrafie.

Je na mieste aj pre sírne baktérie, ako pre všetky ostatné živočíchy vôbec, predpokladať určité štádium vývoja každého druhu, jeho maximálny rozvoj a zánik, pričom krátka životná existencia v geologických dobách by bola vhodnou pomôckou pre porovnávacie stratigrafické štúdie.

Z uvedených dôvodov som vykonal tiež výskum stratigrafického rozšírenia pyritu typu „zrudnených sírnych baktérií", ktorý mal osvetliť rozpätie ich výskytu od hornín najstarších útvarov až po recentné sedimenty.

Pretože v oblasti Karpát presné stratigrafické začlenenie predkarbónskych sérií nie je urobené na základe fauny, pre tento účel ako najvhodnejší sa ukázal materiál z dobre preskúmaných a na fauny bohatých oblastí Českého masívu.

Stratigraficky najnižšie som zistil veľmi hojnú prítomnosť pyritu typu „zb"* v morských algonkických sedimentoch okolia Chvaletíc (70 km vých. od Prahy), z ktorých Slavík (1929) uvádza syngenetické koncentrácie až ložiská pyritu a mangánových rúd, poukazujúc na zaujímavú migráciu Mn do kriedových vápenitých brekcií a vápencov.

Pyritové guľôčky bývajú v hornine nepravidelne rozptýlené, alebo vytvárajú väčšie-menšie zhluky. Aj v na pohľad kompaktnom a kryštalograficky obmedzenom pyrite môžeme zistiť ich prítomnosť po naleptaní. Bývajú tu však spravidla menej hojné.

Priemer guľôčok je veľmi menlivý a najčastejšie sa pohybuje v medziach 3—30 $\mu$ (pozri tab. V, obr. 1). Tvar je guľovitý, elipsoidický, alebo sa vyskytujú tiež lentikulárne stlačené formy. Možno pozorovať tiež nepravidelné zhluky kryštálikov a pyritových zŕn rovnakých vlastností aké vytvárajú spomenuté guľôčky. Kryštáliky a zrná pyritu bývajú pritom obvykle od zlomku $\mu$ do 1,5 $\mu$ veľké.

Detailný výskum zvlášť tzv. kamencových bridlíc českého algonkia zaiste odhalí značné rozšírenie tzv. „zrudnených baktérií" aj v iných oblastiach Čiech.

Objavom tzv. „zrudnených sírnych baktérií" ako syngenetickej súčasti algonkických sedimentov okolia Chvaletíc, ich spodná hranica stratigrafického rozšírenia sa podstatne znižuje. Ako najstarší geologický útvar s analogickým vývojom pyritu sa totiž v doterajšej literatúre udáva silúr (Siegl, 1941).

Z queenslandského prekambria Grondijs a Schouten (1937) v svojej práci o ložisku Mount Isa opisujú podobné útvary, avšak s inou vnútornou stavbou. Nepovažujú ich však za syngenetické s okolitými sedimentmi, ale za „produkt hydrotermálnych pochodov".

Zo zuhoľnatených bituminóznych vložiek v slienito-bridličnatom súvrství silúru od Ödegaarden (jv Nórsko) ich zaznamenáva Siegl (1941). V epimetamorfovaných horninách Spišsko-gemerského rudohoria, priraďovaných najnovšie k silúru (Fusán—Máška—Zoubek, 1954), boli nájdené autorom (Kantor—Fusán, 1954), kde bol podaný tiež ich detailný opis.

Ku klasickým výskytom pyritu typu „zb" patria z nemeckých sedimentárnych ložísk pyritu Rammelsberg a Meggen, známe najmä z výskumov Ramdohra (1953), kde sú citované aj staršie práce. Rammelsbergské ložisko leží vo vrchnej časti Wissenbachských bridlíc a patrí spodnej časti stredného devónu. Meggenské ložisko je syngenetickou súčasťou najvrchnejšej časti stredného devónu.

Bituminózne sedimenty karbónu a ich uhoľné sloje majú na veľmi mnohých miestach pyritické impregnácie uvedeného typu.

---

* „zb" — skratka pre zrudnené baktérie.

V permských meďnatých bridliciach Mansfeldu ich vôbec prvýkrát objavil Schneiderhöhn (1923). Z analogických výskytov v Haaselskej a Gröditzkej panve ich opísal Neuhaus (1939) a od Heřmanových sejfů Siegl (1941).

Vo verfénskych bridliciach okolo Držkoviec (mezozoická oblasť už. od Spišsko-gemerského rudohoria) som ich tiež našiel. Bývajú pomerne hojné aj v oblasti tunajšieho hematitového zrudnenia a v sedimentoch tzv. „meliatskej série" (Meliata—Držkovce) s význačnými polohami rohovcov a hematitu vôbec.

Chalkografický výskum ložísk hematitových rúd v Šankovciach a Licinciach ukázal, že pyrit typu „zrudnených baktérií" je na nich miestami veľmi rozšírený (tab. V, obr. 3).

Z jurského útvaru je na „zb" zvlášť bohatý lias. V tmavých mariatálskych bridliciach Malých Karpát ich miestami nachádzame vo veľkých množstvách. Sú veľmi rozšírené tiež na tunajších mangánových ložiskách, avšak často sa koncentrujú aj mimo ne v súlade s odchylnou geochemickou migráciou prvkov Fe a Mn pri sedimentácii. Tieto útvary nechýbajú ani v posidóniových vrstvách bradlového pásma.

Z liasu od Casaccia (jv Švajčiarsko) ich opisuje Ramdohr (1953).

Paleogénne sedimenty Slovenska sa vyznačujú prítomnosťou horizontov so zvýšenou sulfidizáciou. Z nich môžeme ľahko izolovať pyrit typu „zb". Veľmi pekný a bohatý materiál z paleogénu prešovskej oblasti a podhalského flyšu Popradskej kotliny mi dodala V. Kantorová.

Pyrit typu „zb" vystupuje jemne dispergovaný v sedimente a máva mikroskopické rozmery. Časté sú tiež nepravidelné hroznovité zhluky (tab. VII, obr. 1) a nepravidelne sprehýbané kôry a povlaky vo výplave sedimentu aj púhym okom dobre pozorovateľné. Niektoré z týchto zhlukov sú vytvárané pyritovými guľôčkami, približne o rovnakých rozmeroch, ako to vidieť napr. z tab. IV, obr. 1. V iných prípadoch medzi guľôčkami o veľmi menlivom priemere môžeme pozorovať idiomorfné kryštáliky $FES_2$ o väčších rozmeroch ako sú kryštáliky vytvárajúce tzv. „zb" (tab. IV, obr. 2).

Zriedka sa vyskytujú pyritové guľôčky aj uprostred „bázy", ktorú vytvárajú najmä pyritové kryštáliky celkom rovnakých vlastností, aké sa zúčastňujú na tvorbe guľôčok. Rozdiel medzi guľôčkami a ich okolím je len v tom, že v prvých zhluk kryštálikov zaujíma vyhranený geometrický útvar (guľôčku), kým v „báze" nemožno pri nich pozorovať žiadne zákonité orientácie. Pôsobí dojmom rozpadnutých guľôčok typu „zb" (tab. VI, obr. 4).

Celkove vo flyšových sedimentoch uvedených oblastí boli zistené „zb" o priemere medzi 4—100 $\mu$.

Pre eocénne a oligocénne sedimenty je ďalej pomerne typickou prítomnosť pyritizovaných mikrofosílií. Chalkografický výskum aj tu ukázal, že význačná úloha pri fosilizácii pripadla tzv. „zrudneným sírnym baktériám". Komôrky foraminifer a vnútorné priestory rôznych iných organizmov bývajú v mnohých prípadoch celkom vyplnené iba pyritom tohto vývoja.

Obr. 1 na tab. VI zachycuje prierez takouto pyritizovanou foraminiferou, pri ktorej schránka z pôvodného materiálu (kalcit) je dobre zachovaná a vnútorná časť je vytváraná jadrom s pomerne riedko rozptýlenými pyritovými guľôčkami. Väzbu jednotlivých kryštálikov, menlivý priemer guľôčok, ako aj ich vzájomné usporiadanie vystihuje detail (tab. IV, obr. 3).

Inokedy pyritové guľôčky v jednotlivých komôrkach mikrofosílií bývajú hustejšie stesnené alebo tieto celkom vyplňujú, takže pyritové jadro sa v nábruse javí celkom jednoliatym.

Avšak aj v týchto prípadoch môžeme leptaním veľmi dobre odokryť pôvodné štruktúry, pozostávajúce prevažne z guľôčok typu „zb" rozptýlených v menej rezistentnej „báze" a v mnohých prípadoch takmer zhodné s práve opísanými štruktúrami.

Pyritové guľôčky bývajú aj tu vytvárané z idiomorfných kryštálikov. Boli však zistené tiež výnimky z tohto pravidla.

Niektoré kompaktné pyritizované jadrá foraminifer ukázali síce po naleptaní v nábrusoch menej rezistentnú základnú hmotu (pyritickú) s guľôčkovitými útvarmi menlivej veľkosti v nej, avšak tieto nevykazujú bežnú vnútornú stavbu.

Takýto vývoj je reprodukovaný na tab. VI, obr. 3, kde však pri niektorých guľôčkach badať tendenciu pre vytvorenie pravidelného, pyritickej povahe guľôčok zodpovedajúceho kubického obmedzenia. Čierne pruhy oblúkovitého priebehu na obrázku sú prierezy stien komôrok príslušnej foraminifery.

Jadrá foraminifer však nebývajú vyplnené výlučne tzv. „zrudnenými baktériami" s prípadne sa pridružujúcou „bázou". Vystupujú tu často vedľa pyritových guľôčok aj rozptýlené idiomorfné kryštáliky $FeS_2$, ktoré sa môžu stať až jediným fosilizačným materiálom foraminifer.

Hustota výplne pyritovými kryštálikmi je rovnako menlivá ako pri predchádzajúcom type — od veľmi riedkych impregnácií až po celkom kompaktné partie.

Niekedy možno pod chalkografickým mikroskopom veľmi dobre pozorovať obaľovanie týchto idiomorfných kryštálikov povlakmi menej rezistentnej bázy (tab. V, obr. 4). Pritom povlaky môžu značne zaobliť pôvodné ostrohranné, kryštalografické obmedzenie.

Preukázaná prítomnosť tzv. „zrudnených sírnych baktérií" v sedimentoch, počínajúc algonkiom až po neogén (Kantorová—Kan-

tor, 1954), priamo naznačovala, že nejde o zjav s vymedzeným stratigrafickým rozpätím, ale prebiehajúci miestami aj recentne. Tento predpoklad mohol autor potvrdiť mikroskopickým výskumom recentných sedimentov z oblasti piešťanských kúpeľov, ktoré správa kúpeľov ochotne dala k dispozícii.

Podľa najnovších výskumov M. Maheľa (1950), kde je citovaná staršia literatúra, na geologickej stavbe okolia Piešťan sa zúčastňujú tieto členy: neogénna výplň Vážskej kotliny s pomerne mocnou aluviálnou prikrývkou, paleogén, mezozoikum chočského, krížňanského príkrovu, obalová séria Inovca a jeho kryštalinické jadro. Za infiltračnú oblasť piešťanských teriem považuje južnú časť Inovca a vlastných nositeľov vody strednotriasové vápence a dolomity obalovej série. Pramene až 67° C teplé vyvierajú na pozdĺžnom zlome, ktorý prebieha pozdĺž východného okraja dolného Považia. Obsahujú tiež $H_2S$.

V oblasti výverov týchto teriem bola v recentnom známom „piešťanskom bahne", ktoré sa používa na balneoterapeutické účely, zistená prítomnosť pyritu typu „zb" . Ide o guľôčky 3—35 $\mu$ veľké (zriedka aj väčšie), ktoré sa prakticky ničím nelíšia napr. od obdobných útvarov z algonkia okolia Chvaletíc (porovnaj napr. tab. V, obr. 1 a tab. V, obr. 2). Tým bolo možné povedať, že

1. aj v súčasnej dobe dochádza k vzniku tzv. „zrudnených sírnych baktérií" a

2. vznikajú rovnako v morskom, brakickom aj v sladkovodnom prostredí.*

Tento nález je dôležitý aj preto, že bakteriologicky bola už spracovaná fauna termálnych prameňov, ako aj liečivého bahna, čo umožňuje aspoň po morfologickej stránke porovnať tamojšie druhy baktérií s tzv. „zrudnenými sírnymi baktériami".

V. Czurda (1935) z tamojšieho spoločenstva sírnych baktérií ako hojné uvádza najma: r. *Beggiatoa, Chromatium, Thiospirillum pistiense* n. spec., *Thiobakthérium* 1 a *Thiobakthérium* 2.

Z nich *Beggiatoa* neprichádzajú do úvahy pre svoj vláknitý a *Thiospirillum* s *Tiobaktériami* pre tyčinkovitý tvar, pričom aj rozmery sú celkom odchýlne. Jedine niektoré druhy rodu *Chromatium* môžu sa vyznačovať viac-menej guľovitým tvarom. Tento však všeobecne býva skôr výnimkou a *Chromatia* sa vyznačujú fazuľkovitým, valčekovitým, so silne zaoblenými koncami alebo elipsoidickým tvarom.

Czurda (l. c.) druh *Chromatia* z Piešťan bližšie neudáva. Zo známych zástupcov rodu *Chromatium* sa vyznačuje (porov. Bavendamm, 1924) *Chromatium Okenii* (Ehrenberg) Perty rozmermi 16:6—6,3 $\mu$

* Autor po vykonaní týchto výskumov dostal Ramdohrovu (1953) prácu, ktorá sa dotýkala tiež problému zrudnených baktérií, podľa ktorej Ramdohr zistil prítomnosť recentného pyritu typu „zb" v sedimentoch berlínskych kanálov.

(prvé číslo udáva dĺžku, druhé šírku elipsoidických foriem), *Chromatium Linsbaueri* Gicklhorn 15:6 $\mu$; *Chromatium Weissei* Perty 11,5:4,2 $\mu$; *Chromatium Warmingii* 15—20:8 $\mu$ (podľa Bawendamma pravdepodobne len morská forma); *Chromatium Warmingii forma minus Bavendamm* 6—10:4 $\mu$ (po delení).

Ostatné *Chromatia,* ako: *Chromatium minus* Vinogradskij, *Chromatium gracile* Strzeszewski, *Chromatium vinosum* (Ehrenberg) Vinogradskij, *Chromatium violascens* Perty a *Chromatium minutissimum* Vinogradskij majú oveľa menšie rozmery ako prv uvedené, a to 1—7 $\mu$.

V Piešťanoch teda nie je ani na žiadnom inom výskyte vôbec známy zástupca rodu *Chromatium,* ktorý by tvarom a rozmermi zodpovedal na tejto lokalite nájdeným tzv. „zrudneným sírnym baktériám".

Svojím vonkajším tvarom a priemerom sú z *Leuko-Thiobakteria Thiophysa macrophysa* Nadson (21—40 $\mu$) a *Thyophysa volutans* Hinze (7—18 $\mu$) podobné. Podľa Bavendamma sú však formami morských, prípadne brakických vôd, odhliadnúc od iných diferencií, o ktorých som sa podrobnejšie zmienil v práci Kantor—Fusán (1954).

Nemožno teda na základe uvedeného názor o existencii zrudnených sírnych baktérií považovať za dostatočne odôvodnený. Tým, pravda, nie je povedané, že sírne baktérie sa na tvorbe pyritu typu „zb" nemohli nijakým spôsobom zúčastniť. Ich význam v kolobehu síry a v uvoľňovaní $H_2S$ v aneróbnom, na organické zvyšky bohatom prostredí, je oddávna celkom evidentný. Uplatnili sa zaiste významnou mierou aj pri prv opísanej pyritizácii foraminifer, avšak najmä uvoľňovaním $H_2S$, dávajúcim s prítomnými rozpustenými zlúčeninami Fe gél pyritu.

Pyrit typu „zb" predstavuje pôvodne guľôčkovité zhluky $FeS_2$ — gélu. Ich veľkosť je závislá od fyzikálno-chemických vlastností prostredia s význačným faktorom — koncentráciou. Pohybuje sa najčastejšie v medziach 2—80 $\mu$. Guľôčkovitý tvar býva spravidla zachovaný. Niekedy možno pozorovať deformáciu guľôčok, datujúcu sa ešte do dôb ich gélovitej povahy (tab. IV, obr. 3). Pri tzv. „zb" starších geologických útvaroch býva deformácia, prípadne až katakláza častejšia, napr. v silne vyvalcovaných a rekryštalizovaných častiach ložiska „Alžbeta" v Bystrom potoku pri Švedlári, Chvaleticiach atď.

Guľôčky $FeS_2$ — gélu kryštalizujú spravidla zo spústy kryštalizačných centier súčasne, v dôsledku čoho sú vytvárané menlivým, obvykle však veľmi značným množstvom rovnako veľkých kryštálikov. V jednej a tej istej guľôčke sa všetky kryštáliky vyznačujú rovnakými kryštalografickými formami. Bývajú to najčastejšie hexaédry (miestami snáď aj v kombinácii s inými tvarmi), hoci často možno pozorovať aj guľôčky vytvárané výlučne oktaédrami.

Chemizmus pôvodného gélu spravidla nezodpovedal úplne vzorcu $FeS_2$. Preto pri mnohých pyritových guľôčkach dochádza po kryštalizácii pod-

statnej časti ich obsahu do idiomorfných pyritových kryštálikov aj k vytvoreniu na síry chudobnejšej a voči leptaniu menej rezistentnej bázy obklopujúcej idiomorfné kryštáliky. Podobný sled kryštalizácie zachycuje aj tab. V, obr. 4.

Guľôčky $FeS_2$ gélov môžu byť obklopené gélovitou hmotou veľmi podobných, avšak málo odchylných vlastností. Po ich kryštalizácii vznikajú známe guľôčky typu „zb" obklopené „bázou" z $FeS_2$ kryštálikov prakticky takmer zhodných s kryštálikmi vytvárajúcimi „zb". (Tab. VI, obr. 4.)

Ak v okolí guľôčok typu „zb" prebieha kryštalizácia $FeS_2$ za odchylnejších podmienok (napr. znížená koncentrácia a pod.), môžu tu vznikať napríklad väčšie kryštáliky $FES_2$ ako v samotných „zb" a pod. (pozri tab. IV, obr. 2).

Zdá sa, že v niektorých prípadoch obsah gélových guľôčok nemusí vykryštalizovať na množstvo drobných idiomorfných kryštálikov. Pri pôvodných gélových guľôčkach sa len objaví väčšia alebo menšia tendencia celý obsah každej guľôčky usmerniť do jediného, kryštalograficky obmedzeného indivídua. (Tab. VI, obr. 3.) Sú to však prípady výnimočné, ktoré si vyžadujú ešte ďalší výskum, kým kryštalizácia do typu „zb" býva pravidlom.

Konečne pri tzv. „zb" možno pozorovať v niektorých prípadoch rytmické striedanie s inými sulfidmi. Na tomto mieste (tab. V, obr. 3) uvádzam striedanie pyritu so sfaleritom v karbonatickej hmote, aké sa miestami vyskytuje na hematitovom ložisku v Licinciach. Štruktúry pyritu tu pozorované svedčia tiež proti ich ponímaniu ako fosilizované sírne baktérie. Medzi pyritom typu „zb" a vylučovaním karbonátov, ako sa zdá, jestvuje určité genetické spojivo, a to bez ohľadu na to, či sa jedná o sedimentáciu alebo napr. o zjavy hydrotermálne. Na všetkých mnou skúmaných lokalitách sa vedľa tzv. „zb" vyskytovali i karbonáty. Ako možno súdiť podľa literárnych údajov, bývajú i na iných výskytoch karbonáty obvyklé. Najmä v slienitých horninách bývajú tieto útvary najintenzívnejšie rozšírené a boli odtiaľ najprv opísané (Mansfeld, Gröditzká a Haaselská panva atď.).

## ZÁVER

Autorov novší výskum tzv. „zrudnených sírnych baktérií" potvrdil správnosť jeho interpretácie týchto útvarov z ložiska v Bystrom Potoku (Kantor—Fusán, 1953) ako pôvodné gélové guľôčky. Osvetlil nové stránky, prečo ich v súlade s názormi Schoutena (1946) a i. nemožno považovať za sulfidizované tiobaktérie.

22. IX. 1954.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,*
*Bratislava*

Bavendamm W., 1924: Die farblosen u. roten Schwefelbakterien, Jena.

Czurda V., 1935: O novém autotrofním a thermofilním společenstvu sírných bakterií. Zvl. otisk z Ústředního listu pro bakteriologii, cizopasníky a infekční nemoce. II. odd. sv. 92, Jena.

Fusán—Máška—Zoubek: Dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce. Zprávy 2, 1954.

Grondijs H. F. — Schouten C., 1937: A study of the Mount Isa ores. Econ. Geol. XXXII. No 4, p. 407—450, Lancaster.

Kantor J.—Fusán O., 1954: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom Potoku, juž. od Švedlára. Geol. sbor. SAV č. VI/1, Bratislava.

Maheľ M., 1950: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. Geol. sbor. SAV I. čís. 2-3-4, Bratislava.

Neuhaus A., 1939: Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler u. Gröditzer Mulde in Schlesien. Zeitschr. Angew. Min. 2.

Ramdohr P. — 1953: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg — Lagerstätte. Geol. Jahrbuch, Bd. 67, Hannover, p. 367—499.

Schneiderhöln H., 1923: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefer. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 47., Stuttgart.

Schouten C., 1946: The role of sulphur bacteria in the formation of the so — called sedimentary copper — ores and pyritic orebodies. Econ. Geol. Vol. 41, No 5, Lancaster.

Siegl W., 1941: Zur Genesis des Kupferschiefers. Zeitschr. f. Krist. Miner. u. Pal. Abt. B. Min. u. Petrogr. Mitt. Bd. 52, Leipzig p. 347—362.

Slavík F., 1929: Metasomatické rudy mangánové a železné v křídových sedimentech u Chvaletic. Věst. St. GÚ, V. 1929, p. 101—105.

ЯН КАНТОР

## К вопросу о так называемых «оруденелых серобактериях» и их стратиграфическом распространении

(*Табл. IV—VII*).

Так называемые «оруденелые серобактерии» были открыты в 1923 году Г. Шнейдергёном (Schneiderhöhn). С тех пор эти образования привлекают внимание многих научных работников.

Автор настоящей статьи дал недавно описание (Кантор—Фусан 1954, Кантерова—Кантор 1954 — в печати) таких образований, найденных в словацких месторождениях сульфидных руд в ручье Быстрый Поток близ сел. Шведлар (Спишско-Гемерские Рудные горы) и в окрестностях сел. Теплички (область восточного края Спишско-Гемерских гор).

Противоречия во взглядах на происхождение этих образований побудили автора заняться вообще изучением пиритов в разных осадках. «Оруденелые серобактерии» были обнаружены в морских отложениях альгонка, выступающих в окрестностях сел. Хвалетице. До сих пор самыми древними отложениями, содержащими эти образования, считались силурийские слои окрестностей Едегарден (Сигль- Silge 1941).

Автор установил, что триасовые породы Словакии содержат их во многих пунктах, например южнее Спишско-Гемерских Рудных гор (близ сел. Держковце, Шанковце, Мелиата, Лицинце и др.).

Из отложений юрского возраста ими особенно изобилует лейас, в частности марганцевый горизонт и окружающие его мариатальские сланцы в Малых Карпатах, посидониевые слои во внутренней клипповой зоне.

Эти образования имеются также в подгальском палеогене Попрадской котловины и в палеогене окрестностей г. Прешов.

Из неогеновых отложений окрестностей сел. Тепличаны они были уже прежде описаны автором (Канторова—Кантор 1954).

Исследование, произведенное автором в окрестностях курорта Пиештяны, показало, что там, где вытекают термальные источники, содержащие $H_2S$, образование «оруденелых серобактерий» происходит и в настоящее время. В новой работе Рамдора (Ramdohr 1953), с которой автор настоящей статьи познакомился после окончания своих изысканий, говорится об образовании $FeS_2$ в берлинских каналах в настоящее время, — это единственный случай отчасти аналогичный нашему, о котором упоминается в литературе.

Было констатировано, что пирит типа «оруденелых серобактерий» играет большую роль при пиритизации фораминифер и других организмов.

Нахождение пирита такого типа в морских, солоноватоводных и пресноводных отложениях, начиная от альгонка и до ныне, также доказывает, что образования, о которых идет речь, нельзя рассматривать как фоссилизированные серобактерии. Точно также нельзя провести параллель между т. наз. «оруденелыми серобактериями» окрестностей курорта Пиештяны и теми формами *Thiobacteriales*, которые находятся по определению Чурда (Czurd 1953) в пиештянских термальных источниках и целебной грязи; вообще между описанными образованиями (включая и найденные в других местах) и известной современной группой *Thiobacteriales* полного сходства нет (сравни также Шоутен — Schouten 1946).

С другой стороны исследование показало, что взгляд на т. наз. «оруденелые серобактерии» как на первичные шарики гелей $FeS_2$ вполне обоснован. Вся масса кристаллизовалась, как правило, одновременно в виде идиоморфных октаэдрических или гексагональных кристалликов, причем количество центров кристаллизации было огромно. Иногда такой кристаллизации не происходило, и только обозначалась тенденция к ориентировке всего гелевого шарика как одного кристалла. Наблюдается и кристаллизация совершенно неправильных скоплений геля с образованием $FeS_2$, развитого также как пирит, заполняющий т. наз. «оруденелые серобактерии».

Ритмические структуры сульфидов с так называемыми «оруденелыми серобактериями» в центре описаны автором настоящей статьи из месторождения гематита близ сел. Линцице.

Новейшие исследования автора показали несостоятельность предположения, высказанного впервые Шнейдергёном (1923) и разделяемого некоторыми другими учеными, что так называемые «оруденелые серобактерии» являются измененными в сульфиды бактериями группы *Thiobacteriales*. К такому же заключению пришел и Шоутен (1946).

22. IX. 1954.

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

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

### Табл. IV.

**Фиг. 1.** Пирит типа «оруденелых серобактерий». Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 370.

**Фиг. 2.** Скопление так называемых «оруденелых серобактерий» величиной в 4—85 Около них идиоморфные кристаллики $FeS_2$ больших размеров. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 370.

**Фиг. 3.** Пирит типа «оруденелых серобактерий» из камеры фоссилизированной фораминиферы. Заметна деформация шарика перед кристаллизацией пирита. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 1200.

### Табл. V.

**Фиг. 1.** Пирит типа «оруденелых серобактерий» из альгонских отложений окрестностей сел. Хвалетице (северо-восточная Чехия). Полированный шлиф, × 1300.

**Фиг. 2.** То же развитие пирита, что на предыдущем снимке в современной «пиештянской грязи». Пиештяны. Полированный шлиф, × 1300.

**Фиг. 3.** Ритмическое чередование пирита со сфалеритом. В центре пирит типа «оруденелых бактерий» (белое, высокий рельеф), вокруг равномерный слой сфалерита (серое), затем снова кольцо (в разрезе) пирита. Остальное известняк (черное). Лицинце, гематитовое месторождение. Полированный шлиф, × 1300.

**Фиг. 4.** Идиоморфное развитие пирита, заполняющего фораминиферы. Пленки из менее устойчивой, содержащей менее серы разности $FeS_2$. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 1200.

### Табл. VI.

**Фиг. 1.** Разрез фораминиферой фоссилизированной пиритом типа «оруденелых бактерий». Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 130.

**Фиг. 2.** Пиритизованные фораминиферы; нижняя заполнена главным образом так называемыми «оруденелыми бактериями», в верхней видны кроме того идиоморфные кристаллики пирита. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 130.

**Фиг. 3.** Детали пиритизованной фораминиферы. Шарики, проявляющие локально тенденцию принять кристаллографические формы, в менее устойчивой основной массе. Черные дуги — сечения стенок камер фораминифер. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 1200.

**Фиг. 4.** Шарики типа «оруденелых бактерий», окруженные таким же пиритом как тот, из которого они сами состоят. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 370.

Табл. VII.

Фиг. 1. Неправильное скопление пиритовых шариков типа «оруденелых бактерий». Палеоген прешовской области, × 133.

Фиг. 2. Пирит типа «оруденелых бактерий» из скопления шариков величиной в 8—60 м. Вокруг более редкого сплетения центральной части плотная пиритовая оторочка. Палеоген прешовской области. Полированный шлиф, × 1200.

J. KANTOR

# ZUR FRAGE DER SOGENANNTEN „VERERZTEN SCHWEFELBAKTERIEN" UND IHRER STRATIGRAPHISCHEN VERBREITUNG

*(Tab. IV—VII).*

Die sogenannten „vererzten Schwefelbakterien" waren seit ihrer Entdeckung durch Schneiderhöhn (1923) Gegenstand der Aufmerksamkeit mehrerer Geologen.

Aus den slowakischen Sulfidlagerstätten in Bystrý Potok bei Švedlár (Zips-Gömörer Erzgebirge) und in Tepličany (Gebiet der östlichen tektonischen Grenze des Zips-Gömörer Erzgebirges) hat sie der Autor unlängst beschrieben (Kantor-Fusán, 1954; Kantorová-Kantor, 1954).

Die Uneinheitlichkeit der Ansichten über die Genese dieser Gebilde führte den Autor zur Untersuchung reiner Sedimente auf deren Pyritgehalt. „Vererzte Bakterien" wurden in marinen algonkischen Sedimenten bei Chvaletice, Böhmen, aufgefunden, wodurch sie sich zu den ältesten bisher bekannten Pyritgebilden dieser Art reihen.

Bisher galten als solche jene vom Silur bei Ödegarden (Siegl, 1941).

In triadischen Sedimenten der Slowakei fand sie der Autor an vielen Stellen, besonders südlich vom Zips-Gömörer Erzgebirge. (Držkovce, Šankovce, Meliata, Licince usw.).

In der Jura enthält sie besonders reichlich der liasische manganhältige Horizont und die umgebenden Mariataler Schiefer; in der inneren Klippenzone besonders die Posidonienschiefer.

Das Podhala-er Paläogen im Poprader Becken und das Paläogen der Umgebung von Prešov enthalten sie ebenfalls.

Aus neogenen Sedimenten bei Tepličany wurden sie schon früher durch den Autor beschrieben.

Autors Untersuchungen in der Gegend des berühmten Kurortes Piešťany zeigten, dass sich diese Pyritgebilde auch rezent in der Umgebung der $H_2S$ -hältigen Thermen bilden. Ein teilweise analoger Fall rezenter Bildung von „v. B." wurde dem Autor nach diesen Untersuchungen aus einer neueren Arbeit Ramdohr's (1953) bekannt, welcher solche Pyritgebilde in den berliner Gully's fand.

Es wurde auch die bedeutende Rolle der „v. B." bei der Pyritisation von Foraminiferen und anderen Organismen konstatiert.

Die weite Verbreitung von Pyrit Typus „v. B." vom Algonkium bis Rezent und zwar in rein marinen, brackischen und Süsswassersedimenten ist ein weiterer Beweis gegen ihre Interpretation als fossilisierte Schwefelbakterien. Die sogenannten „v. B." aus Piešťany kann man auch nicht mit den Formen der Thiobakterien, die aus den hiesigen Thermen und aus dem zu balneotherapeutischen Zwecken verwendeten Schlamm durch Czurda (1935) bestimmt wurden, paralellisieren. Eine völlige Übereinstimmung dieser Gebilde (andere Lokalitäten inbezogen) mit bekannten rezenten Thiobakterien existiert auch nicht, worauf vor allen Schouten (1946) schon aufmerksam machte.

Die Untersuchungen haben dem gegenüber die Voraussetzung, dass es sich im Falle der sogenannten „vererzten Schwefelbakterien" in Wirklichkeit um ursprüngliche $FeS_2$ -Gelkügelchen handelt als am meisten begründet erwiesen. Ihr Gehalt kristallisierte gleichzeitig aus einer grossen Menge von Kristallisationszentren in der Form idiomorpher oktaedrischer oder hexaedrischer Kristalle aus. Manchmal verblieb so eine Kristallisation und es äusserte sich nur eine Tendenz den Ganzen Inhalt der Kugel in einen einzigen Kristall zu orden. Es wurde auch Kristallisation ganz unregelmässig gebildeter Gelanhäufungen beobachtet, die zu praktisch völlig gleicher Pyritentwicklung führte mit dem Pyrit der sogenannten „v. B.".

Rhytmische Strukturen von Sulfiden mit „vererzten Schwefelbakterien" im Zentrum beschreibt der Autor aus der Haematitlagerstätte bei der Gemeinde Licince.

Die ursprüngliche Ansicht Schneiderhöhn's (1923), vertreten auch durch andere Autoren, dass es sich um fossilisierte Schwefelbakterien handelt, zeigt sich auch nach den neueren Untersuchungen des Autors als ungenügend begründet, worauf ausser anderen besonders Schouten (1946) hingewiesen hat.

22. IX. 1954.

*Geologische Anstalt Dionýz Štúr's*
*Bratislava*

## ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN IV—VII

### Tafel IV

*Abb. 1* Pyrit vom Typus „vererzter Schwefelbakterien". Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 370X.

*Abb. 2* Anhäufung sogenannter „vererzter Schwefelbakterien" 4—85 $\mu$ grossen. In der Umgebung grössere idiomorphe Pyritkristalle als diejenigen, welche sich am Aufbau der „vB"* beteiligen. Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 370X.

* „vB" = „vererzte Schwefelbakterien".

*Abb. 3* Pyrit vom Typus „vB" aus einer fossilisierten Foraminifere. Deformation des Kügelchens vor der Kristallisation des $FeS_2$. Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 1200X.

Tafel V

*Abb. 1* Pyrit vom Typus „vB" aus algonkischen Sedimenten bei Chvaletice (NW Böhmen). Anschliff, vergr. 1300X.

*Abb. 2* Gleiche Pyritentwicklung wie voran, jedoch aus dem rezenten zu balneotherapeutischen Zwecken verwendeten Schlamm vom Bad Piešťany. Anschliff, vergr. 1300X.

*Abb. 3* Rhytmische Wechsellagerung von Pyrit und Sphalerit. Sogenannte „vB" in der Mitte (weiss, Relief) umgeben von einer gleichmässigen Sphaleritlage (grau), nach welcher noch eine Pyritschale folgt. Gangart-Kalzit. Licince, Hämatitlagerstätte. Anschliff, vergr. 1300X.

*Abb. 4* Pyrit idiomorpher Entwicklung als Ausfüllungs-material einer Foraminifere. Ueberzuge aus einer weniger resistenten an S ärmeren Pyritvarietät. Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 1200X.

Tafel VI

*Abb. 1* Fossiliesierung einer Foraminifere durch Pyrit in der Entwicklung „vB". Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 130X.

*Abb. 2* Pyritisierte Foraminiferen; die untere hauptsächlich durch „vB", die obere ausserdem auch durch idiomorphe Pyritkristallchen. Paläogen der Umgebung von Prešov. Anschliff, vergr. 130X.

*Abb. 3* Detail einer pyritisierten Foraminifere. Kügelchen mit lokaler Tendenz nach kristallographischer Begrenzung in einer weniger resistenten Basis. Schwarze Bogen-Querschnitte von Kammerwänden der Foraminifere. Paläogen bei Prešov. Anschliff, vergr. 1200X.

*Abb. 4* Kügelchen vom Typus „vB" umgibt loser Pyrit gleicher Entwicklung wie in den „vB". Paläogen der Umgebung von Prešov. Anschliff, vergr. 370X.
(„vB" = „vererzte Schwefelbakterien.")

Tafel VII

*Abb. 1* Unregelmässige Anhäufung sogenannter „vB". Paläogen des Gebietes um Prešov. Vergr. 133X.

*Abb. 2* Pyrit vom Typus „vB" aus einer Anhäufung 8—60 $\mu$ grosser Kügelchen. Kompakte Pyritschale um einen loser gebundenen Kern. Paläogen des Gebietes um Prešov. Anschliff, vergr. 1200X.

STANISLAV POLÁK

# SUPERGÉNNY SIDERIT Z PEZINKU

*(Ruské a nemecké resumé)*

Prieskum pyritových ložísk pezinsko-perneckého kryštalinika napriek svojmu čisto praktickému zameraniu poskytol v poslednej dobe už celý rad nových cenných teoretických poznatkov o genetických a metamorfných podmienkach tunajšieho zrudnenia. Pred krátkym časom isté banské dielo revíru AN odkrylo ďalší, nie menej zaujímavý doklad o možnosti vzniku sekundárneho sideritu i na sulfidických ložiskách, ktoré neležia uprostred čisto karbonátových hornín. Keďže ide o zjav pomerne veľmi výnimočný, ktorý zasluhuje pozornosť, podávam o ňom ďalej niektoré hlavné údaje.

## Geologická pozícia výskytu sideritu

Zistený siderit vystupuje ako výplň asi 8 m dlhej priečnej trhliny v epizonálnych až mezozonálnych parametamorfitoch, označovaných ako aktinolitické bridlice (metamorfované bázické tufity s ďaleko prevládajúcou sedimentárnou zložkou). Tieto na predmetnom mieste tvoria vložku v niekoľko desiatok metrov mocnej tabulárnej mase kremito-pyritickej, ktorá je prestúpená početnými polohami zrudnených grafických bridlíc. Smer trhliny je približne JZ—SV (takmer kolmý na smer bridličnatosti okolitých hornín), sklon zhruba vertikálny. Výplň má pretiahnuto šošovkovitý charakter s maximálnou mocnosťou ca 8 cm v strede polohy.

Umelý odkryv leží 50 m pod povrchom, teda asi 40 m pod oxydačnou zónou. Smerom do hĺbky sa trhlina zjavne zužuje, až úplne stráca; dovrchné pokračovanie je nateraz neodkryté. V blízkosti výskytu nebadať žiadne stopy po hypergénnom režime pyritového ložiska.

Výskyt sideritu má teda čisto mineralogický význam. Doteraz podobné zjavy nezistili nikde, prípadne aspoň nie v takom nápadnom meradle.

## Charakter sideritovej náplne

Siderit tvorí svetlozelenkastú substanciu jemnozrnitej až zemito-práškovitej textúry s viditeľnými pórami do 2 mm. Makroskopicky v nej nemožno rozoznať jednotlivé kryštálové, sideritové indivíduá ani iné minerály. Úderom sa rozpadá na úplne nepravidelné polyedrické úlomky s ostrou hranou lomu a s krupičkovitými plochami úplne matnými, ktoré absolútne nepripomínajú obvyklé typy jemnozrnitých sideritov.

Anomálny vonkajší vzhľad tunajšieho sideritu viedol pôvodne k rôznym dohadom o chemicko-mineralogickom zložení trhlinovej výplne. Avšak už prvé elementárne skúšky s kyselinou soľnou („šumí") a žíhaním v oxydačnom plameni (získa sa silne magnetická šedočierna hmota kovového vidu) viedli k presvedčeniu, že ide prevažne o karbonát s pomerne vysokým obsahom Fe.

Presný mineralogický rozbor s veľkou ochotou urobil až Kuthan z bratislavského Ústavu pre výskum rúd. Podľa neho ide o mikrozrnitú hmotu, ktorá je tvorená výhradne alotriomorfnými zrnami sideritu o veľkosti priemerne 0,022 mm s úplne akcesorickým, hypidiomorfným chloritom skupiny prochloritov alotriomorfnými pyritovými zrniečkami o nepatrných rozmeroch a hrdzavohnedým izotrópnym minerálom, ktorý pripomína gélovitú kyselinu kremičitú sfarbenú produktmi $Fe^{III}$.

Len miestami sú viditeľné aj väčšie idiomorfné klence karbonátov a zrniečka kremeňa klastického charakteru. Pyritové zhluky sú väčšinou zavreté vo väčších sideritových kryštálikoch.

Rtg rozborom (dr. Kuthan) získaný Debyegram sa úplne stotožňuje s porovnávacím Debyegramom idiomorfného sideritu z Rožňavy jednak v polohe, jednak v intenzite čiar.

Chemický rozbor orientovaný na hlavné prvky (urobil spolu s prepočtom inž. L. Gavorz rovnakého ústavu) vykázal tento výsledok:

| | |
|---|---|
| $H_2O$ | 1,43%, |
| Fe | 41,7 %, |
| Fe | 0,9 %, |
| Fe | 0,17%, |
| Mn | 1,49%, |
| $SiO_2$ | 3,17%, |
| $Al_2O_3$ | 1,33%, |
| $TiO_2$ | stopy |
| $FeCO_3$ | 86,38%, |
| $FeS_2$ | 1,93%, |
| $Fe_7S_8$ | stopy. |

objemová váha = 3,31 g/cm³,
pôrovitosť hmoty = 13%.

Spektrálnou analýzou (urobil prof. Kupčo z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave) sa zistili tieto prvky:

koncentrácia odhadom

| | |
|---|---|
| 100—1% | Fe, Si, Al |
| 1—0,01% | Mg, Cu, Zn, Ni, Ca, Mn |
| 0,01—0,0001% | Ba, Ti, Co |

Spektrálnou analýzou inej vzorky, ktorú urobil Pokorný z Ústavu pre výskum rúd v Kutnej Hore, bol získaný tento obraz o jednotlivých prvkoch a o ich približnom kvantitatívnom zastúpení:

| | |
|---|---|
| viac ako 1% . . . . . | Si, |
| 1—0,01% . . . . . | As, Ba, Cu, Ni, Pb, Ti, Co, |
| menej ako 0,01% . . . . . | Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cr, Ga, Ge, Hg, In, Ir, |
| negatívne . . . . . | La, Li, Mo, Na, Nb, Os, Pd, Y, Yb, Ru, Sb, |
| Ca, Fe, Zn, Al, Mg, Mn, | Sn, Ta, Te, Th, V, W, Zr. |

Oproti prvej analýze tu vidieť zvýšený podiel Ca, Zn, Mg a Mn, ako aj niektoré nové prvky vôbec (Pb, As). Celkove však, najmä v prvých dvoch kvantitatívnych triedach, vystupujú iba prvky, ktoré možno ľahko odvodiť z rozkladu pyritu (Zn, Ni, Cu, Co) alebo nerudných minerálov (Ca, Al, Mg, Mn, Ti, Ba). Kým prvé tvoria akiste izomorfnú prímes v siderite, druhá uvedená skupina sa viaže na mechanickú prítomnosť chloritu a bližšie neurčiteľných rozkladných kremičitanov.

## Genetické pomery

Výskyty Fe, dolomitov, ankeritov a prípadne aj sideritov nie sú v širšom okolí opisovaného výskytu zriedkavosťou, aj keď sú tieto vyvinuté len vo forme vlasových alebo niekoľko milimetrových žiliek. Vonkajšími znakmi sú úplne zhodné s bežnými typmi týchto minerálov (strednozrnné až hrubozrnné, belasých alebo žltkastých farieb). Sú to zrejme produkty postgranitovej hydrotermálnej činnosti: lokálne sa na ne viaže tiež kremeň, baryt, antimonit, arzenopyrit, bertierit, galenit a pod. Ich geologická pozícia, ako aj vonkajší vzhľad sa absolútne nepribližuje k najnovšie zistenému supergénnemu sideritu.

Otázka genetických podmienok vzniku druhotného sideritu na niektorých sulfidických ložiskách nie je ešte celkom uspokojivo vyriešená ani dostatočne podložená experimentálne. Z pomerne obmedzeného rozšírenia tohto zjavu (hojnejšie napr. na Cu-ložisku v Bisbee v Arizone) možno už priamo vidieť, že ide o anomálny produkt, ktorý vzniká iba za veľmi špeciálnych geologických podmienok. Pomerne väčšie rozšírenie majú supergénne, železnato-zinočnaté uhličitany, vyvinuté pod oxydačnými zónami niektorých sfaleritových ložísk v podobe monheimitu (Fe, Zn) $CO_3$, ktorého genéza sa odvodzuje od zatekajúcich roztokov $Fe^{II}$ a Zn-sulfátov z oxydačného pásma do hlbších polôh okolitých karbonátových hornín (Smirnov 1951). Podobná asociácia Fe-Zn je čiastočne viditeľná aj v pezinskom supergénnom siderite (pozri spektrálne analýzy). Lindgren (1933) naproti tomu mylne tvrdí, že za týchto okolností vzniká limonit a rozpustený sadrovec — v skutočnosti je to tak iba pri účinku roztoku $Fe_2(SO_4)_3$ a nie v prípade $FeSO_4$:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 3\ CaCO_3 + 3\ H_2O = 2\ Fe(OH)_3 + 3\ CaSO_4 + 3\ CO_2$$

Podobné pomery ako pri vzniku monheimitu musíme predpokladať aj pre druhotný pezinský siderit. Hypergénnou oxydáciou pyritu tu vznikali bežné produkty, ako $FeSO_4$, $H_2SO_4$ a $Fe(SO_4)_3$, ktoré sa pod hranicou oxydačnej zóny postupne neutralizovali, prípadne fixovali vo forme limonitu. Po likvidácii ich väčšej časti získavali prevahu roztoky prevažne s dvojmocným Fe-sulfátom, ktorý sa ľahko zrážal rozkladnými uhličitanmi, vypĺňujúcimi už predtým predmetnú trhlinu (pseudomorfózy sa pre úplnosť reakcie nezachovali) alebo miešaním s roztokmi uhličitanov rovnakého pôvodu. Silne redukčné prostredie bránilo oxydácii $Fe^{II}$ na $Fe^{III}$ a tým aj vzniku väčšieho kvanta limonitu.

Mikroskopickým rozborom zistené chloridy treba v tomto ponímaní genézy považovať za klastický produkt, uvoľnený z okolitých bridlíc. Zelenkasté zafarbenie je zrejme spôsobené jemne rozptýleným chloritickým (alebo epidotickým?) pigmentom. Existencia drobných pyritových zrniečok je zatiaľ záhadnou. Možno, že ide práve o zvyšky uvoľneného pyritu, ktorý vyvolal redukciu zatekajúcich roztokov síranu železitého na $Fe^{II}$. Gélovitá kyselina kremičitá, sfarbená limonitovou prímesou, je produktom uvoľňovania z okolitých leukokrátnych kremičitanov. Pórovitosť substancie sa vysvetľuje existenciou bubliniek s plynným $CO_2$ pri sedimentačnom zrážaní sideritu, ktoré vznikli vzájomne reakciou kyslých roztokov s uhličitanmi.

Hypergénny pôvod opisovanej sideritovej výplne najlepšie vidieť z porovnania jeho vonkajšieho vzhľadu (pórovitosť, kryštalizácia, klastický materiál) s bežnými uhličitanmi hydrotermálneho pôvodu, ako aj z celkovej konfigurácie geologických pomerov.

Otvorenou však zostáva otázka, prečo podobné zjavy sa na pezinsko-pernecký ch pyritových ložiskách nevyskytujú v hojnejšej miere v makroskopicky nápadnej koncentrácii, pretože také jednoduché genetické podmienky, aké sme uviedli, sú teoreticky dané aj na mnohých iných miestach. Rozhodujúcim faktorom po tejto stránke bolo snáď výhodné konfigurovanie oxydačnej zóny, špeciálny charakter okolitých aktinolitických bridlíc (niekedy sú to tenké polohy kryštalického vápenca) alebo aj vlastnej trhliny. Nie je vylúčené, že ku vzniku sideritu došlo na mieste s preexistujúcou hydrotermálnou kalcitickou výplňou.

Možno, že priebehom ďalších prieskumných prác sa zistia exaktnejšie podklady pre posúdenie genetických pomerov takýchto anomálnych sideritových výplní a súčasne tým aj cenné všeobecné teoretické poznatky o migrácii Fe v dôsledku hypergénneho režimu.

1. IX. 1954.

*Západoslovenský rudný prieskum, n. p.,*
*závod Pezinok*

СТАНИСЛАВ ПОЛАК

## Супергенный сидерит из сел. Пезинок

При изучении пиритовых залежей в пезинско-пернецком кристаллическом массиве было найдено зеленоватое вещество с тонкозернистой и землисто-порошкообразной текстурой. Позднее, на основании минералогического анализа и рентгенографических исследований, Кутан определил, что это сидерит. Своим необычайным внешним видом он отличается от сидерита гидротермального происхождения, который образует жилки.

Общие геологические условия окрестностей месторождения, а также химический состав сидеритовой массы приводят к заключению, что мы имеем здесь дело с редким случаем супергенного образования сидерита в результате воздействия растворов $FeSO_4$ на вторичные карбонаты или в результате реакции растворенных карбонатов с водами, содержащими $FeSO_4$ (подобно тому как на месторождениях сфалерита образуется монгеймит). Что касается химического состава, то установлено, что 86,38% сидеритовой массы приходится на $FeCO_3$. Спектральный анализ показал, что кроме главных компонентов (Fe, Si, Al), имеется целый ряд других элементов, которые могли также возникнуть при разложении пирита (Zn, C., , CNiu) или нерудных минералов вмещающих пород.

Спрашивается, почему подобные явления не встречаются чаще в пезинских месторождениях и почему концентрация не имеет более крупного масштаба? Возможно, что решающим фактором здесь являются некоторые особенности геологического залегания или условия, в которых происходит гипергенез и которые нам еще неизвестны.

1. IX. 1954.

*Западнословацкое управление разведки руд,*
*база Пезинок*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

STANISLAV POLÁK

# SUPERGENER SIDERIT AUS PEZINOK

Bei der Durchforschung der Pyritlagerstätten des Kristallinikums von Pezinok — Pernek ist man auf eine grünliche Substanz von feinkörniger bis erdpulveriger Textur gestossen, die später durch KUTHAN als Siderit identifiziert wurde (mineralogische und röntgenographische Analyse). Durch sein anomales äusseres Aussehen unterscheidet sich der festgestellte Siderit von den hydrothermalen Aderchenausfüllungen gleicher mineralogischer Zusammensetzung.

Aus der gesamten geologischen Konfiguration der Umgebung des Vorkommens, als auch aus der eigentlichen Zusammensetzung der Sideritmasse ist es klar, dass es sich um einen ausserordentlichen Vorfall supergener Entstehung infolge der Wirkung von $FeSO_4$-hältigen Lösungen auf sekundäre Karbonate, oder bei der Ausfällung von $FeSO_4$-hältigem Wasser durch eine Komponente der aufgelössten Karbonate (also ähnlich, wie auf den Sphaleritlagerstätten Monheimit entsteht) handelt. Chemisch bildet 86.38% der Sideritmasse $FeCO_3$. Durch die Spektralanalyse wurde ausser den Hauptkomponenten (Fe, Si, Al) auch eine ganze Reihe von Elementen festgestellt, die man ebenso aus der Pyritzersetzung (Zn, Co, Ni, Cu) oder der nichterzigen Minerale der Nebengesteine ableiten kann.

Es ist fraglich, weshalb ähnliche Erscheinungen in den Pyritlagerstätten von Pezinok auch häufiger in makroskopisch auffallender Konzentration nicht vorkommen. Es ist möglich, dass ein entscheidender Faktor hier manche speziale Bedingungen der geologischen Konfiguration, oder des hypergenen Regimes der Pyritlagerstätte sind, die aber bisher nicht bekannt sind.

1. IX. 1954.

*Westslowakische Erzforschung N. U., Werk Pezinok*

STANISLAV POLÁK

# PRIMÁRNA MANGANORUDNÁ ZÓNA LOŽISKA V LEDNICKOM ROVNOM

*(Ruské a nemecké resumé)*

Špecifické stratigrafické postavenie sedimentárnych oxydických a karbonátových mangánových rúd, prípadne ich metamorfných derivátov, je známe už dlhšiu dobu. Táto zaujímavá vyhranenosť sa odvodzuje jednak od mocnejšieho rozšírenia mangánových mikroorganizmov v sedimentačnom prostredí v určitých geologických epochách, jednak od existencie mohutných kontinentálnych zdrojov uvoľňovania Mn v podobe intruzívnych a vulkanických hornín (uvádzajú sa najmä žuly s priemerným obsahom okolo 0,05% MnO, hoci s bázicitou horniny obsah Mn mierne stúpa až do 0,1 — 0,2% MnO). Pravdepodobne rozhodujúcu úlohu tu hralo viacej od seba nezávislých faktorov (napr. rozšírenie špeciálnych mikroorganizmov, ktoré uľahčujú uvoľňovanie a prenos Mn v kontinentálnom prostredí, Betechtin 1946 a pod.). Najlepšie to vidieť z pomerne obmedzeného výskytu sedimentárnych manganorudných ložísk a z ich výnimočného postavenia tiež v samej rudonosnej sérii (polôh Mn-rudy je obyčajne iba niekoľko, prípadne jedna kvalitnejšia, ktorá je sprevádzaná menej hodnotnými lavicami).

Všeobecne ako hlavné „manganonosné útvary" sa uvádzajú: kambrium, spodný karbón (v obidvoch väčšinou metamorfované, pôvodne sedimentárne ložiská, napr. niektoré ložiská juhouralské a v centrálnom Kazachstane, ďalej v Indii, Brazílii, na južnom svahu Sierry Moreny pri Huelve v Španielsku atď.) a najmä paleogén (najväčšie svetové ložiská Čiatury na Kavkaze, pri Nikopole, slovenské ložisko v oblasti Kišovce—Švábovce, výskyty v okolí Rajca, Michalovej, pri Brezne a pod.).

Na Slovensku okrem spomínaných paleogénnych ložísk ako ďalšiu geologickú epochu, priaznivú pre vytvorenie morských sedimentárnych mangánových rúd, pozorujeme rozhranie medzi liasom a dogerom (toarcién — alénién). Sem patria malokarpatské ložiská v okolí Borinky, Stupavy, Lozorna, výskyty pri Zázrivej na Orave a pri Lednickom Rovnom, neďaleko od Púchova. Ich hospodárska cena je však oproti paleogénnym ložiskám nepomerne menšia, pretože už boli postihnuté mohutnou fázou karpatského orogénu. Polohy rudy sú v dôsledku toho silne znehodnotené jednak faktormi geologickými, jednak majú nepriaznivé exploatačno-technické podmienky, ktoré z nich vyplývajú. Nemožno sa preto ani diviť, že im v minulosti zo strany banských podnikateľov nevenovali podstatnejšiu pozornosť.

Typickým slovenským jurským manganorudným ložiskom, na ktorom sa vo zvýšenej miere odzrkadlili všetky nepriaznivé momenty geologického vývoja, sú výskyty v okolí Lednického Rovného na Považí. Literárne záznamy o nich sú veľmi kusé, prípadne ložisko nebolo vôbec ani v odborných publikáciach zaznačené (napr. Čechovič vo svojej práci o Mn-ložiskách Slovenska z r. 1942 sa o ňom vôbec nezmieňuje), čo možno pripísať malej pozornosti zo strany geológov a nemožnosti bližšieho spoznania tunajších ložiskových pomerov iba zo zvyškov drobnejších povrchových prác z I. svetovej vojny. Mierne zvlnený a silne zahlinený terén neposkytuje takmer žiadne východy, čo spôsobuje pomerne ľahké rozvetrávanie tunajších slienitých hornín, ako aj vlastnej ložiskovej výplne.

Manganorudná poloha je vyvinutá v premenlivej mocnosti (primárne však aj tektonické šošovkovité útvary) uprostred spodnodogerských šedých slieňov až slienitých bridlíc pieninskej série bradlového pásma (podľa Andrusova). Takmer konštantne vo vzdialenosti 0,5—15 m je sprevádzaná podložnou, niekoľko desiatok metrov mocnou polohou lavicovitých až celistvých vápencov, miestami silne slienitých (tzv. posidóniové vrstvy). Celá táto séria je silne tlakove porušená, miestami smerne úplne rozvalcovaná a pretrhaná priečnymi dislokáciami s vlekmi. Prebieha však bez podstatnejších zmien aj pod aluviálnymi štrkmi potoka Lednica (asi 600 m široký pás) približne v smere SV-JZ s premenlivým sklonom 10—60° na SZ medzi Líščou horou a Ostrým vrchom (tesne nad obcou Lednické Rovné).

Exploatácia mangánovej rudy na tejto lokalite v r. 1916—1918 bola jasne obmedzená iba na obohatený oxydický východ primárnej polohy vtedy neznámeho mineralogického zloženia. Podľa tradovaných správ bola tu údajne na juhozápadnom krídle ložiska vyrazená aj kratšia smerná prieskumná štôlňa priamo v pokračovaní oxydického klobúka s neznámym úspechom. Jej stopy však neboli nájdené.

V rámci najnovších prieskumných prác mal som v rokoch 1952—1953 možnosť bližšie sa oboznámiť s tunajšími rudnými pomermi, ktoré veľmi dobre charakterizujú tento typ manganorudných ložísk. Podávam ich stručne ako príspevok k spoznaniu slovenských syngenetických Mn-ložísk.

Vlastnú primárnu rudnú výplň lednickorovnianskeho ložiska tvoria ľahko sa navzájom odlučujúce, 2—3 cm mocné doštičky pleťovej, hnedastej alebo šedastej farby s jasne viditeľným striedaním svetlejších a tmavších pásikov o hrúbke 0,5 až 2 mm. Rozpad doštičiek je polyedrický, okrajové plochy sú pokryté povlakom bieleho sekundárneho kalcitu. Ich lom je trieštnatý až tupý, povrch mierne drsný až krupičkovitý. Pod účinkom atmosferílií na voľnom priestore povrch sa rýchlo stáva tmavším, hnedne a postupne sa pokrýva kovovošedým filmom kysličníkov Mn s hrdzavými škvrnami limonitu. Vonkajším vzhľadom je rudná výplň takmer zhodná s kišoveckou rudou (na rozdiel od primárnej rudnej výplne malokarpatských Mn-ložísk a ložiska v Zázrivej). V 5%-nej

kyseline soľnej silne šumí. V rudných lavičkách nemožno makroskopicky rozoznať žiadne minerálne indivíduá.

Mikroskopický rozbor ukazuje kryptokryštalický agregát, v ktorom bežnými optickými alebo mikrochemickými metódami nemožno stanoviť, či ide o jemnozrnnú zmes základných uhličitanov Mn, Fe a Ca alebo o izomorfné zastupovanie rovnakých prvkov v niektorom z týchto uhličitanov ako v základnom (Ca-Fe rodochrozit, Mn-Fe kalcit alebo podobne). Termický diferenciálny rozbor nebol doteraz urobený. O obsahu Fe a Mn v tejto základnej uhličitanovej hmote sa možno presvedčiť iba chemickou analýzou, prípadne na základe štúdia oxydačných produktov. Temnejšie rudné pásiky sú zrejme pigmentované bituminóznou hmotou (podobne ako okolité sliene), prípadne kysličníkmi $Mn^{IV}$ (primárne?), ktorú skutočnosť potvrdzujú aj chemické analýzy, vykazujúc o niečo vyšší obsah Mn ako je potrebný pre väzbu na $CO_2$. Miestami uprostred rudných lavičiek možno nájsť aj niekoľko milimetrov široké konkordantné pásiky Fe-sulfidov zrejme syngenetických.

Pre primárnu mangánovú rudu z Lednického Rovného je charakteristické široké kolísanie obsahu Mn, Fe, $SiO_2$ a CaO nielen v jednotlivých lavičkách, ale aj plošne. Rudné lavičky s vyšším obsahom Mn a Fe bývajú obyčajne masívnejšie, mávajú svetlejšie farby (až špinavobielu) a hladkú plochu lomu. Polohy s vyšším obsahom $SiO_2$ majú lomovú plochu drsnejšiu (prímes detritického materiálu), sú tmavšie (až tmavošedé) a vzhľadom a formou postupných prechodov sa približujú laterálnym slieňom. Miestami v nadloží rudnej polohy je až niekoľko metrov mocná žltohnedastošedá vrstva slieňov s jemnými svetlejšími pásikmi Mn-Fe-Ca karbonátov, ktorá však v priemere vykazuje iba 3—4% Mn pri obsahu do 40% $SiO_2$.

V porovnaní s kišoveckou rudou (rozbor publikoval Munk 1932) tunajšia ruda javí niekoľkonásobne vyšší obsah $Fe^{II}$ a $Al_2O_3$ a väčšinou nižší podiel zložky $CaCO_3$, čo však z hľadiska technologického je nevýhodný pomer ($SiO_2$ + $Al_2O_3$): CaO je väčší ako 1. Je to teda slabo kyslá ruda. Svojím zložením sa najviac blíži karbonátovej čiatur skej rude (v porovnaní s údajmi Betechtina 1946 v knihe Ružina 1953). Z technického hľadiska na kvalitu rudy veľmi nepriaznivo pôsobí tlakové znehodnotenie nielen ložiska ako celku, ale v detaile väčšiny časti rudnej polohy. Hoci miestne dochádza k priaznivému sekundárnemu nahlučeniu rudných lavičiek v dôsledku smerných posunov a tým k podstatnému zvýšeniu mocnosti (až do niekoľkých metrov), väčšina týchto procesov má opačný efekt: rudná výplň je rozdrvená v hnedastý tektonit so zemitou základnou hmotou, v ktorej sú len brekciovité úlomky pôvodnej rudy, silne premiešanou s rovnako deformovanými slieňmi (šedasté hliny), prípadne je smerne úplne roztretá. Tým však obsah Mn podstatne klesá, prípadne takto drvená rudná výplň je už a priori z dôvodov technologických určená za nebilančnú.

Poloha vápencov v neďalekom podloží rudného horizontu pôsobila pri orogenetických pochodoch ako činiteľ zväčšujúci deštrukciu. Vyplýva to z pevnostného rozdielu slieňov a vápencov. Ca 10—15 m široká vrstva slieňov tesne v nadloží vápencov, do ktorej spadá aj prevažná časť ložiska, stala sa práve centrom deštrukčných síl, ktorých intenzita smerom do nadložia silne klesala. Početné smerné a priečne trhliny ju spravili vhodným prostredím pre zatekanie povrchových vôd, prípadne ich akumuláciu, čo spôsobuje rad ďalších technických ťažkostí.

Ako vidieť z partií ložiska na prechode z oxydačnej do primárnej zóny, nastáva oxydácia Mn a Fe-karbonátov najskôr pozdĺž medzidoštičkových a zlomových plôch a postupuje smerom do stredu každého, polyedricky rozpukaného úlomku. Vznikajú tu tmavohnedé povlaky a kôry minerálov skupiny psilomelanu a vernaditu $MnO_2 . n H_2O$ s typickými kolomorfnými štruktúrami. Pomerná nestálosť týchto minerálov v oxydačnej zóne vedie za ďalšej oxydácie a dehydratácie ku konečnému produktu pyroluzitu s nápadne tmavočiernou farbou s modrastým nádychom. Súčasne nastáva takmer plný odnos $CO_2$ z molekuly $FeCO_3$ a $MnCO_3$ a naproti tomu zase obohatenie vodou (koagulované hydrosoly). Hypergénnu zónu ložiska tvoria teda tmavohnedé až čierne celistvé masy miestami zemitého charakteru, ktoré v centrách pôvodných polyédrov majú ľahko drobivú žltohnedú „kôstku", ktorá je zložená prevažne z rezídua pelitickej hmoty so zvyškami nerozložených karbonátov (typická štruktúra východov karbonátových Mn-rúd, podobne tiež v Michalovej, Zázrivej a inde). Na vzduchu sa uvoľňuje časť vody a ruda sa rozpadá v drobné úlomky až prach.

Migrujúce koloidálne roztoky hydrosolov $Mn^{IV}$-oxydov sa však zachytili aj v podložných a nadložných slieňoch (oxydačne vybielených), kde sa koagulovali vo vrstevných škárach alebo priečnych trhlinách. Tým vzniká dojem oveľa väčšej mocnosti ložiska ako je skutočnosť (základný výskum udával priemernú mocnosť až 5 m!).

Čo sa týka pomeru medzi obsahom Mn v primárnej a oxydickej zóne (pomer obohatenia), tento sa pohybuje okolo 10:15. Súčasne však relatívne vzrastá aj obsah $SiO_2$ až na 10:20 a podstatne pribúda vlhkosti (aj túto rudu treba teda v zmysle technologickom považovať za kyslú).

Po stránke genetickej štúdium ložiska v Lednickom Rovnom neprináša pre riešenie sedimentačných podmienok karbonátových Mn-rúd žiadne nové cenné poznatky. Sedimentácia zrejme nastala v pomerne hlbokom mori (slienité pelity, rádiolárítové polohy v nadloží posidóniových vrstiev) a za silne redukčných podmienok. Dobrým indikátorom neprítomnosti väčšieho množstva voľného kyslíka v sedimentačnom prostredí sú tenké vložky primárnych sulfidov, ako aj slabý bituminózny charakter slieňov. Migračnou koncentráciou bituminóznej hmoty sa vytvorili miestami v slieňoch až niekoľko centimetrov mocné žilky horľavej čiernej asfaltovitej látky, lemované tenkými povlakmi sekundárneho kalcitu. Veľké vý-

kyvy v pomere jednotlivých karbonátových komponentov v rudnej výplni, ako aj v množstve a zložení detritického materiálu, sú svedkom častých zmien v sedimentácii, ktoré sú zapríčinené pravdepodobne kolísaním intenzity a smerov podmorských prúdov, ktoré prinášajú Mn a klastický materiál. Podobne ako na všetkých ostatných ložiskách tohto druhu nemožno ani tu nájsť exaktne dokázateľnú formu prenosu Mn, jeho pôvodu, vlastnej sedimentačnej koncentrácie a pochodov pri diagenéze, a to už aj z toho dôvodu, že pokiaľ by primárne takéto dôkazy aj boli existovali, sú väčšinou zotreté intenzívnymi mladšími tektonickými vplyvmi.

7. VIII. 1954.

*Západoslovenský rudný prieskum, n. p.,*
*závod Pezinok*

СТАНИСЛАВ ПОЛАК

## Зона первичной марганцевой руды месторождения близ сел. Ледницке Ровне

Зона первичной руды сингенетического марганцевого месторождения близ сел. Ледницке Ровне недалеко от г. Пухов образована слойками толщиной в 2—3 см телесного, буроватого или серого цвета, которые состоят главным образом из карбонатов Mn Fe і Ca; в значительно меньшем количестве представлены окислы $Mn^{IV}$, сульфиды Fe и битуминозные вещества. При орогенических движениях залежь была сильно нарушена, что значительно уменьшает возможность добывания. В гипергенной зоне находятся обычные окисленные руды.

Изучение условий осадкообразования не принесло никаких новых данных относительно возникновения сингенетических марганцевых месторождений.

*Западнословацкое управление разведки руд,*
*база Пезинок*

7. VIII. 1954.

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

STANISLAV POLÁK

## PRIMÄRE MANGANERZONE DER LAGERSTÄTTE IN LEDNICKÉ ROVNÉ

Die primäre Zone der syngenetischen Manganerzlagerstätte in der Gemeinde Lednické Rovné bei Púchov bilden 2—3 cm mächtige, leibfarbige, bräunliche oder grauliche Plättchen, die überwiegend durch Mn, Fe und Ca Karbonate gebildet werden; im weit kleineren Masse treten die $Mn^{IV}$ — Oxyde, Fe — Sulfide und bituminösen stoffe bei. Die Lagerstättefüllung ist durch Druck während des Karpathen — Orogenes stark destruiert, wodurch ihre technische Ausnützung wesentlich erniedrigt wird. In der hypergenen Zone weist die Lagerstätte die üblichen Strukturen der oxydischen Erze aus.

Das Studium der Sedimentationsbedingungen bringt keine neuen Beiträge zum Ursprung syngenetischer Manganerzlagerstätten.

7. VIII. 1954.

*Westslowakische Erzforschung N. U.,*
*Werk Pezinok*

STANISLAV POLÁK

# METASOMATICKÉ VÝSKYTY GALETINU V STREDNOTRIASOVÝCH VÁPENCOCH PRI PÍLE, OKR. NOVÁ BAŇA

*(1 obr., ruské a nemecké resumé)*

## ÚVOD

Metasomatické ložiská olovených a zinkových rúd v karbonátových horninách, ktoré sú v ostatných zemiach také hojné a hospodársky najvýznamnejšie pre exploatáciu Pb a Zn-rúd, na Slovensku sú nepomerne zriedkavé a rozsahove nepatrné (Ardovo pri Plešivci, Pohorelská Maša a inde). Ide obyčajne čiste o bezvýznamné výskyty, pri ktorých magnetická príslušnosť rudonosných roztokov je na viac obyčajne sporná a vlastná geologická pozícia nejasná, takže akékoľvek dedukcie, ktoré smerujú k vyjasneniu ich hospodárskej ceny, sú nemožné.

V rámci prieskumných prác v r. 1953 mal som možnosť bližšie preštudovať geologické a ložiskové pomery niekoľkých bezvýznamných rudných výskytov v okolí Píly, okr. Nová Baňa, medziiným aj opusteného ložiska galenitu, ktoré je známe pod menom „Ján Nepomucký" (asi 700 m severozápadne nad obcou popri ceste Žarnovica—Píla—Veľké Pole—Osľany). Staršie literárne záznamy o predmetnom výskyte (Lipold 1876, Liszkay 1876, Vendel 1944) sú veľmi kusé; obmedzujú sa iba na opis tamojších mineralogických pomerov a zásadné geologické alebo genetické závislosti prehliadajú, prípadne skresľujú. Z toho dôvodu bola pred vlastným hospodárskym ocenením pílanského galenitového výskytu nevyhnutná korekcia starších údajov, prípadne ich doplnenie ďalšími poznatkami geologickými, ako aj exploatačne-technickými. Z hľadiska geologického sú cenné najmä výsledky štúdií, ktoré usnadňujú poznanie tunajších genetických pomerov, ktoré v stručnosti spolu s niektorými všeobecnými údajmi podávam v ďalšom.

## História ložiska

Presný rok objavenia ložiska nemožno zistiť. Je však najpravdepodobnejšie, že spadá do samého začiatku XIX. storočia, keďže mineralógovia XVIII. storočia túto lokalitu zrejme vôbec nepoznali. Mohutnejší rozmach dolovania nastal až v r. 1812—1813 a dosiahol vrchol okolo r. 1830. Napriek mnohým priaznivým posudkom vtedajších odborníkov dolovanie bolo definitívne zastavené asi okolo r. 1858 z doteraz neznámych príčin (pozri ich analýzu v ďalšom). Za necelých 50 rokov intenzívneho baníctva

finančný efekt ťažby Pb-rúd veľmi kolísal. Napriek tomu v r. 1812—1840 celkove čistý zisk predstavoval vyše polovicu hodnoty výroby (!), hoci sa r. 1817—1822 na prevádzku silne doplácalo.

V čase rozkvetu tunajšieho baníctva ťažila sa najmä kusová galenitová ruda vysokej kvality s obsahom 600—1000 g Ag/1 t a v menšej miere aj úpravenská ruda (galenitové impregnácie), rozdružovaná priamo na mieste v malej splavovej úpravni, ktorej zvyšky sa už dnes nezachovali.

Počiatočný rýchly rozkvet tunajšieho dolovania najlepšie ilustruje zachovaná banská mapa z r. 1828 (teda asi po 16 rokoch baníctva), ktorá zobrazuje už takmer 2000 m (!) banských diel väčšinou smerných na pomerne neveľkom priestore 150×150 m. Ich spätná analýza jasne svedčí, že zrudnenie nebolo smerne súvislé, ale viac-menej hniezdovité alebo stĺpovité, čo plne potvrdili aj výsledky tohto štúdia. Ústia starých štôlní sú dnes zavalené a väčšinou neidentifikovateľné.

## Prehľad geologických pomerov okolia ložiska

V širšom okolí Píly vystupuje paleozoikum a mezozoikum, uzatvorené zo severnej, východnej a južnej strany vencom mladých eruptív s príslušnými tufmi, ktorý predstavuje vlastne najzápadnejší okraj Štiavnicko-kremnického vulkanického pásma (Vtáčnik). Stratigrafické postavenie jednotlivých hornín rozriešil Maheľ (1953) takto:

Najstarším členom sú vyššie metamorfované staropaleozoické horniny v podobe sericitizovaných rúl, šedastej farby s početnými ložnými žilkami bieleho kremeňa o mocnosti niekoľkých cm. Vystupujú v okolí ložiska na povrchu iba v rozsahu veľmi obmedzených ostrovov, ktoré sa vynárajú spod kvarcitických a karbonátových hornín mezozoika. Mikroskopicky sú takmer zhodné s niektorými polohami priestorove už rozsiahlejšieho kryštalinika v okolí Jedlových Kostolian—Brezova, západne od Píly.

Južne a juhovýchodne od ložiska vystupujú fialovočervené, zelenkasté a šedasté pieskovce s hojnou sľudou, prechádzajúce do kremitých zlepencov a miestami zase do takmer čistých kremencov. Lokálne sa v nich objavujú aj polohy s grafitickým pigmentom bridličnatého charakteru. Všetky tieto horniny boli priradené ku karbónu, hoci paleontologické dôkazy nateraz chýbajú.

Mezozoikum začína typickými žltkastými alebo ružovkastými kremencami spodného triasu, ktoré tvoria morfologicky výrazné terénne elevácie západne od Píly (napr. vrch Sokolec).

Výskyt verfénskych bridlíc je zatiaľ sporný. V nadloží karbónskych pieskovcov a kremencov sú polohy fialových bridlíc, ktoré sa celkom podobajú bridliciam rovnakého stratigrafického postavenia; starší autori ich súhlasne pričleňovali k verfénu, hoci nie je isté, či tu nejde len o lokálny

vývoj karbónu alebo na druhej strane, či časť tohto karbónu nepredstavuje separátny faciálny vývoj verfénskych bridlíc.

Karbonatické horniny stredného triasu sa začínajú pruhovanými svetlými vápencami šedastej, ružovkastej alebo žltkastej farby, ktoré sú vlastným nositeľom galenitových výskytov. Tvoria v tesnom okolí ložiska malú miernu synklinálu v nadloží kryštalinika. Tlakove sa rozpadajú na 2—5 cm mocné lavičky s polyedrickými stenami. Miestami sú silne detailne zvrásnené (svah naproti starých banských prác).

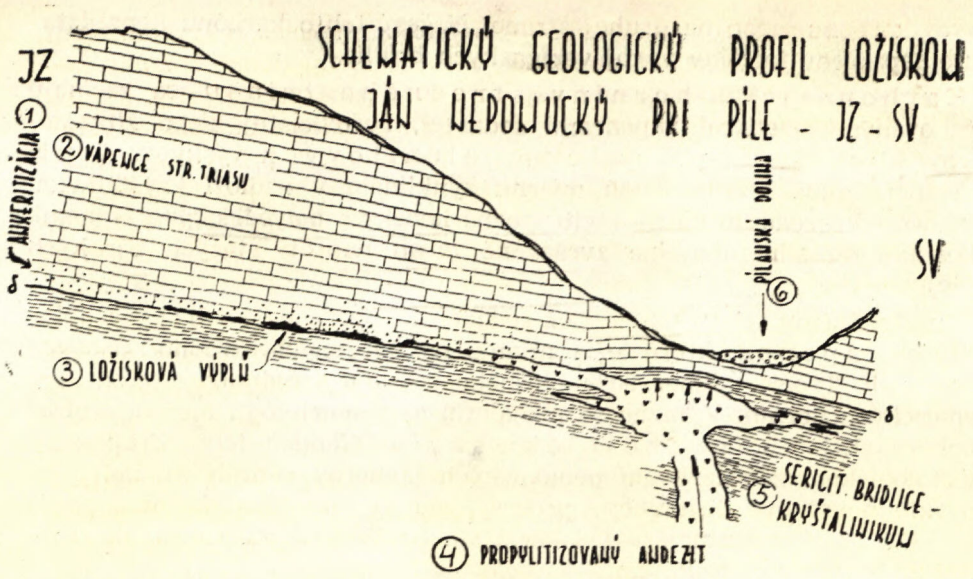
Ku strednému triasu patria tiež šedasté až čierne dolomity a dolomitické vápence, ktoré ležia priamo na uvedených strednotriasových vápencoch. Tvoria takmer 90% plošného rozsahu strednotriasových karbonatických hornín. Výrazne sa prejavujú aj v morfológii terénu, tvoriac nápadné skalné bralo „Zbojnícku skalu" *(Räuberstein)*. Zrejme pri morfologickom zdôrazňovaní geologických pomerov nehrali tu úlohu iba obvyklé povrchové deštrukčné procesy, ale aj tektonika: hranicu podľa všetkého tvorí mohutnejšia dislokácia smeru SV—JZ, za ktorou sa objavujú už karbónske pieskovce.

Tektonické porušenie komplexu karbonátových hornín sa veľmi nápadne prejavuje tiež krasovými zjavmi (ponory, vyvieračka neďaleko starých banských prác a pod.), hoci väčšie útvary tohto pôvodu neboli doteraz pozorované.

Vyššie členy mezozoika z tesnej blízkosti ložiska nie sú známe: objavujú sa až severnejšie v okolí Veľkého Poľa (lunz: pieskovec a piesčité bridlice, neokom: slienité doskovité vápence s rohovcami).

Miocénny vulkanizmus, ktorý sa prejavuje vo väčšom rozsahu v širšom okolí ložiska, v predmetnom teréne je známy iba vo forme niekoľko metrov mocných injekcií amfibolického andezitu, ktoré zrejme sledovali jednotlivé mladšie tektonické línie. Miestami sú silne propylitizované (svetlozelenkastých farieb) až kaolinizované. V tesnej blízkosti takto hydatometamorfovaných hornín nachádzame však niekedy pomerne čerstvé alebo len slabo hydrotermálne ovplyvnené andezitové žily, čo zrejme svedčí o pomerne malej výdatnosti termálnych roztokov, o ich úzkom priestorovom rozšírení a malej energii.

Genetická závislosť drobných rudných výskytov v okolí Píly od andezitových propylitov bola zrejme známa už starcom, pretože takmer všetky stykové zóny medzi apofýzami andezitov a okolitými horninami boli pokusne otvorené štôlňami, aj keď vo väčšine prípadov bezvýsledne. Rovnaká závislosť je zrejmá aj zo štúdia geologických pomerov ložiska Ján Nepomuk — tu však došlo k hydrotermálnym pochodom väčšieho rozsahu, ako aj k ďalšiemu vlastnému zrudneniu. Je otázne, či spojitosť medzi propylitizovanými andezitmi a rudnatosťou, ktorá viedla starcov ku spomínanej prieskumnej činnosti, bola vypozorovaná práve na ložisku Ján Nepomuk alebo bola importovaná z neďalekých štiavnických revírov.




## Ložiskové a genetické pomery

Strednotriasové pruhované vápence, vlastný nositeľ galenitového zrudnenia, tvoria v mieste ložiska asi 150 m široký pruh smeru SZ—JV (takmer totožný s dolinou pílanského potoka) s generálnym sklonom 25—0° na SV. Jeho juhovýchodné pokračovanie je urezané už spomenutou dislokáciou, ktorá je zdôraznená morfologicky bralovitým nasadzovaním vápencov a dolomitov a priečnou skalnatou dolinkou totožného smeru. Smerom na SZ a SV vápence prikrývajú nadložené dolomity.

Tektonické podložie vápencov tvoria ľahko rozmokávajúce sericitické bridlice (sericitizované ruly). Násuvová plocha je zhruba paralelná so sklonom vápencov a bridličnatosťou podložných sericitických bridlíc (pozri schematický profil ložiskom). Lokálne synklinálne prehnutie vápencov je podľa všetkého spôsobené mocnejším intruďujúcim telesom na rozhraní vápencov a kryštalinika, ktoré vybieha formou apofýz aj do vyšších polôh tejto zóny. Na mnohých miestach tu stretávame nepatrné, až niekoľko metrov mocné andezitové výbežky zrejme priečne nevetvené, čo svedčí jasne o tom, že uvoľnenie tlaku bolo možné iba pozdĺž tejto plochy. Priečne andezitové žily sú vôbec pomernou zriedkavosťou.

Sericitizáciu podložných, vyššie metamorfovaných hornín nemožno relatívne vzhľadom na intrúziu andezitu presnejšie vymedziť. Pravdepodobne k nej došlo ešte pred propylitizáciou za súčasného vzniku ložných žiliek bieleho $SiO_2$, uvoľneného pri sericitizácii. Postvulkanické roztoky z andezitickej magmy sledovali zrejme cestu žilných andezitových

injekcií, tieto propylitizovali a v okolí andezitových špičiek rekryštalizovali vápence pri ich čiastočnej ankeritizácii. Vlastné metalogénne roztoky nepriniesli už do stavajúcej geologickej štruktúry podstatné zmeny, ale iba stĺpovité (hlavne prívodné kanály!) zatláčali karbonatické nadložie kryštalinika. Vo vlastnom kryštaliniku, ako aj v andezitových propylitoch zrudnenie nebolo pozorované. Zrudnené partie tvoria okolo špičiek andezitových injekcií akúsi rudnú aureolu doskovitého až lentikulárneho tvaru. Rudonosné roztoky mali nepochybne už veľmi nízku teplotu a aktivitu, ktorá umožňuje vzájomnú reakciu iba s karbonátmi, kým k ostatným horninám sa chovali indiferentne.

Sericitizované podložie rudnej polohy bolo aj po vzniku ložiska dobrou vodiacou plochou pre descendentné vadózne vody s pohltenými aktívnymi atmosferíliami (kyslík, kysličník uhličitý). Ankeritizovaná poloha vápencov so zrudnením bola tak stále odkrytá pre hypergénne pochody, ktorých výsledný efekt sa prejavil limonitizáciou ankeritu a čiastočnou karbonatizáciou a sulfatizáciou rudných minerálov. V dôsledku toho vlastnú ložiskovú výplň tvorili žltkastohnedé hliny okrovitého charakteru s brekciovitými úlomkami vápencov a valúnikmi nerozložených ankeritov, ktoré boli preniknuté lokálne rozkladnými rudnými produktmi a zaobl'enými kusmi takmer čistého galenitu s nepatrnou prímesou pyritu od veľkosti hrášku do kusov o váhe niekoľkých centov (tieto museli byť pri exploatácii strelnou prácou rozdrvené priamo na poruboch). Mocnosť ložiskovej polohy zrejme silne kolísala a závisela od intenzity ankeritizácie vápenca a od jeho zrudnenia.

Hoci uvedenú ložiskovú výplň nemožno dnes nikde nájsť in situ a jej opis je len vykonštruovaný na základe nájdených pozostatkov, zrejme sa plne zhoduje so skutočnosťou, čo potvrdzujú aj archívne záznamy z rokov prevádzky: príznakom rudnatosti pri sledovaní ložiskovej zóny na rozhraní kryštalinika a vápencov bolo totiž nápadné sčervenenie farby okrovitej výplne (pribúdajú rozkladné produkty $Fe^{III}$ v dôsledku zvýšenia obsahu železa v pôvodnom karbonáte v tesnom susedstve rudných stĺpov na prírodných kanáloch), zvyšujúci sa prítok descendentnej vody (descendentné kanály v miestach najmenej odolných vetraniu) a postupné objavovanie sa drobných úlomkov galenitu a prechod do celistvých blokov čistého galenitu uprostred okrovitej výplne. Zrnká a bloky galenitu boli viacmenej zaoblené (ostré kontúry najľahšie podľahli hypergénnym vplyvom), pokryté kôrou produktov karbonatizácie a sulfatizácie galenitu a pyritu. Obsah Ag z galenitu sa prejavoval čiernymi povlakmi rýdzeho striebra alebo argentitu (?). Hypergénne produkty impregnovali aj okrovitú ložiskovú výplň v okolí vlastného zrudnenia a miestami sa aj individualizovali v typické supergénne minerály. Tak Zepharovich z ložiska Ján Nepomucký uvádza:

anglesit — malé šedobiele kryštáliky pyramidálnej alebo prizmatickej formy, niekedy až 1 cm vysoké na rozloženom galenite a pyrite,

cerusit — tabuľkovité, stĺpcovité alebo ihličkovité kryštáliky, drúzovite zoskupené, ťažko odlíšiteľné od anglesitu,

smitsonit, prípadne hemimorfit — spomína ich iba menom; zrejme boli veľmi zriedkavé, prípadne ich výskyt bol celkom pochybný.

Čo sa týka hypogénnych rudných minerálov, makroskopicky možno v zachovaných vzorkách zo starých odvalov, prípadne z nájdených kusov zistiť väčšinou iba zrnitý galenit (veľkosť zŕn v kryštalických agregátoch až 2 mm), ktorý tvorí celistvé závalky, hniezda a šošovky, sprevádzané jemnožilkovitými impregnáciami v ankeritizovaných vápencoch. Ako mikroskopické štúdium impregnačného materiálu ukazuje, galenit vypĺňa jemné trhlinky, ktoré sledujú štiepne plošky karbonátových zŕn, prípadne tieto metasomaticky zatláča pozdĺž intergranulárnych medzier. Miestami vidieť celkom nepravidelne rozmiestené idiomorfné kryštáliky galenitu, ktoré majú kubický tvar a rôznu veľkosť (od mikroskopických až do 2 mm).

V rudných úlomkoch v oveľa menšej miere vystupuje aj pyrit, prípadne chalkopyrit, ktorých prítomnosť možno svedčí o úzkom genetickom vzťahu medzi ložiskom Ján Nepomucký a opusteným ložiskom chalkopyritu v neďalekej Moras doline (paragenéza: ankerit — kremeň — pyrit — chalkopyrit), hoci termálny prínos kremeňa v ložisku Ján Nepomucký bol pozorovaný iba v nepatrnej forme (počiatočná silifikácia karbonátov — drobné idiomorfné kryštáliky kremeňa).

Prítomnosť Zn-minerálov nebola na vzorkách vôbec zistená. Staré záznamy sa o výskyte sfaleritu tiež nezmieňujú (Zepharovich uvádza jedine pochybné Zn-supergénne minerály bez bližších údajov). Tým sa však toto ložisko podstatne odlišuje od väčšiny ostatných metasomatických ložísk Pb-rúd v karbonátových horninách.

Otázku eventuálneho ďalšieho pokračovania ložiska pod úroveň pílanskej doliny nemožno spoľahlivo zodpovedať. Z doterajších štúdií je jasné, že zrudnenie je vyvinuté iba okolo špičiek andezitových injekcií, ktoré sa úklonne väčšinou spájajú a mohutnejú. Nemožno teda v tomto smere počítať s väčším, doteraz neznámym rudným stĺpom. Podobne aj severozápadné pokračovanie ložiska za okruh starých banských diel je problematické. Tesne za posledným známym rudným stĺpom autori starostlivo sledovali stykovú hranicu kryštalinika s vápencami, avšak zrejme bez podstatného úspechu. Jej smer je však v týchto miestach takmer kolmý na jej priebeh v ložiskovej časti. Početné ložné kremenné žilky v podložnom kryštaliniku tiež svedčia o tom, že sledovaný styk predstavuje dislokačnú plochu mladšiu ako zrudnenie, podľa ktorej severozápadné krídlo vápencového komplexu pokleslo o neznámu výšku a do sledovanej úrovne sa tak dostali už nadložné dolomity. Povrchový priebeh hraničnej čiary vápence-dolomity tejto rekonštrukcii plne zodpovedá, takže plným právom ju možno považovať za spoľahlivú. Ako ďalší dôkaz treba uviesť, že kým dolomity preráža takmer 15 m mocná žila bieleho kremeňa (úplne bezrudná) a menej mocná injekcia propylitizovaného andezitu, nie sú

tieto tesne za hranicou dolomitov s vápencami už známe (v mieste vývoja uvedených foriem je, žiaľ, predpokladaná dislokácia neprístupná). Vertikálnu výšku poklesu nemožno bez konkrétnych prác prieskumného charakteru bližšie určiť. Eventuálne hľadanie pokračovania stykovej plochy kryštalinikum-vápence smerom na SZ je však hospodársky veľmi problematické, pretože nie je absolútne zaručené, že aj v týchto miestach bude zrudnenie vôbec vyvinuté.

O zastavení banského podnikania v dôsledku kapitálového vyčerpania ťažiarstva nemôže byť ani reč. Skôr tu išlo o vyčerpanie odkrytých rudných stĺpov a tak o nemožnosť rozšírenia okruhu známeho zrudnenia úklonným smerom, ako aj o nemožnosť v pokračovaní ložiska na SZ bez nákladnejších a riskantných prieskumných investícií.

## ZÁVER

Na základe uvedených faktov a rekonštrukcie ložiskových pomerov vyčerpané galenitové ložisko Ján Nepomucký pri Píle možno zaradiť k epitermálnym (subvulkanickým — Vendel 1944), metasomatickým výskytom Pb-rúd v karbonátových horninách s prevládajúcim hypergénnym režimom. Geneticky je späté so žilnými injekciami výbežku miocénneho andezitového vulkanizmu Štiavnicko-kremnického rudohoria, prípadne s jeho postvulkanickými termami. Svedčí o tom aj rad spektrálnych analýz, ktoré urobil prof. Kupčo 1953. Tieto analýzy plne potvrdili, že stopový obsah Pb je viazaný už na vlastné čerstvé a propylitizované andezity a nápadne sa zvyšuje v hydrotermálne ovplyvnených kontaktoch andezitových injekcií s vápencami a dolomitmi, kým tieto horniny v pôvodnom stave nevykazujú žiadne stopy Pb.

Pílanské ložisko po genetickej stránke patrí k neobvyklým prejavom stredoslovenského vulkanizmu a tvorí akýsi prechod k spomínanej paragenéze medenorudných výskytov v Moras doline a v neďalekých Jedlových Kostolanoch — Brezovo (sideritové šošovky s kremeň-chalkopyrit-pyrit-galenitovou rejuvenačnou fázou) v hrubých rysoch nápadne analogickú so spišsko-gemerskými ložiskami.

1. IX. 1954.

*Západoslovenský rudný prieskum, n. p.,*
*závod Pezinok*

СТАНИСЛАВ ПОЛАК

# Метасоматические месторождения галенита в среднетриасовых известняках близ сел. Пила (округ Нова Баня)

(1 фиг. в тексте)

Заброшенное месторождение галенита близ сел. Пила (округ Нова Баня), известное в старой литературе под названием «Ян Непомуцкий», представляет из себя типичную эпитермальную залежь, образовавшуюся под воздействием гидротермальных растворов. Эти последние были связаны с андезитовым вулканизмом Штиавницко-Кремницких Рудных гор, который проявлялся в миоценовое время. Обменная реакция с известняками была сравнительно незначительной.

Степень оруденения всего больше на плоскости тектонического контакта известняков с серицитизованными кристаллическими сланцами, причем оно образует своего рода ореолы вокруг апофиз пропилитизованных андезитовых инъекций. Частичная перекристаллизация известняков наблюдается в районе действия термальных растворов. В измененной зоне находятся неправильные гнезда и линзы галенита с небольшой примесью пирита (цинк присутствует в совершенно незначительных количествах); края этой зоны пронизаны сетью мелких жилок, возникших в результате замещения, которое распространялось вдоль трещинок спайности кристалликов карбонатов.

Почти во всей жильной породе происходят гипергенные процессы. Лучшие руды образуют массы разной величины — начиная от горошины и до глыб весом в несколько центнеров, — среди глинистого заполнения охро-бурого цвета. Супергенные минералы образуют на галените корки и налеты, имеющие обычно землистый характер.

Продуктивная часть месторождения уже истощена. Поиски тектонического продолжения зоны оруденения в настоящее время являются проблематическими, а расходы, с которыми они связаны, слишком большими с хозяйственной точки зрения, и потому недопустимыми.

По своему происхождению залежь близ сел. Пила относится к редко наблюдаемым продуктам вулканической деятельности, которая проявилась в Средней Словакии.

Примесь халькопирита, которая спорадически встречается в массе галенита, показывает, что описанное месторождение стоит на переходе к месторождениям меди, находящимся неподалеку в долине Мораса и в окрестностях Едлове Костоляны—Брезова (линзы сидерита с минеральной ассоциацией кварц-халькопирит-галенит, которая возникла при «омоложающей» фазе). Парагенезис, наблюдаемый в этих месторождениях, имеет много общих черт с тем, который известен в Спишско-Гемерских залежах.

1. IX. 1954.

*Западнословацкое управление разведки руд, база Пезинок*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

## ОБЪЯСНЕНИЕ ФИГУРЫ В ТЕКСТЕ

Фиг. 1. Схематический геологический разрез месторождением «Ян Непомуцкий» близ сел. Пила по линии юз—св.

1 — анкеритизация, 2 — известняки среднего триаса, 3 — залежь, 4 — пропилитизованный андезит, 5 — серицитовые сланцы — кристаллический массив, 6 — долина Пиланска

STANISLAV POLÁK

# METASOMATISCHE GALENITVORKOMMEN IN MITTELTRIASSISCHEN KALKSTEINEN BEI PÍLA, NOVÁ BAŇA

*(1 Bild)*

Die verlassenne Galenitlagerstätte bei Píla, Bezirk Nová Baňa, die aus der älteren Literatur unter dem Namen Ján Nepomucký bekannt ist, stellt einen typischen epithermalen Effekt der Einwirkung postvulkanischer Lösungen dar, die an miozänen Andesitvulkanismus des Štiavnica-Kremnicaer Erzgebirges gebunden sind, mit verhältnismässig kleiner Reaktionsfähigkeit auf mitteltriassische Kalksteine.

Die Vererzung hat sich auf tektonischer Kalksteinfläche mit den liegenden serizitisierten kristallinen Schiefern ausdrucksvoller konzentriert und hat eine gewisse Aureole um die Ausläufer propylitisierter Andesitinjektionen gebildet. Die Kalksteine sind in der Reichweite der hydrothermalen Lösungen teilweise rekristallisiert. In der so veränderten Zone hat Galenit mit geringer Pyritbeimenge (Zn nur in geringen Mengen vorhanden) unregelmässige Nester, Linsen oder auf den Rändern ein Netzwerk feiner Aderchen gebildet, die offensichtlich ein Produkt metasomatischer Verdrängung längs Spaltrisschen der Karbonatkristallchen sind.

Fast die ganze Gangmasse fällt unter den Einfluss des hypergenen Regimes. Die hochwertigsten Erzkomplexe bestehen aus abgerundeten Galenitbruchstücken von Erbsengrösse bis zu enige Meterzentner schweren Stücken inmitten ockerbrauner Tonfüllung. Supergene Minerale bilden auf dem Galenit Krusten oder Ueberzüge, gewöhnlich erdigen Charakters.

Der bekannte produktive Teil der Lagerstätte ist erschöpft. Die Suche nach der tektonischen Fortsetzung der weiteren Vererzung ist derzeit problematisch und wirtschaftlich untragbar.

Die Píla-er Lagerstätte gehört genetisch zu den aussergewähnlichen Aeusserungen des mittelslowakischen Vulkanismus. Sporadische Beimenge von Chalkopyrit in der Galenitlagerstättenausfüllung bezeugt, dass diese Lagerstätte einen gewissen Uebergang zu den Kupfervorkommen im unweiten Moras-Tal und bei Jedľové Kostolany — Brezová (Sideritlinsen mit Quarz-Chalkopyrit-Galenit-Rejuvenationsphase), die durch ihre Paragenese auffallend den Zips-Gömörer Lagerstätten analog sind.

1. IX. 1954.

*Westslowakische Erzforschung N. U.,*
*Werk Pezinok*

## ERLÄUTERUNGEN ZU DEM BILDE

Schematisches geologisches Profil der Lagerstätte „Ján Nepomucký" bei Píla SW-NO. 1-Ankeritisation, 2.-Mitteltriassische Kalksteine, 3.-Laperstättenausfüllung, 4.-Propylitisierter Andesit, 5-Serizit-Schiefer-Kristallinikum, 6-Tal von Píla.

MICHAL MAHEĽ

# VZŤAH SEVEROGEMERIDNÉHO MEZOZOIKA K VEPORIDÁM

*(Ruské a nemecké resumé)*

Rozsiahlejšie štúdie, ktoré som vykonal v severogemeridnej synklinále v minulých rokoch a najmä výskum v najširšej časti tejto jednotky, v Slovenskom raji, vykonaný v r. 1954, prináša pre riešenie niektorých tektonických otázok nové fakty. Takýmito problémami, svojím významom presahujúcimi lokálny rámec, sú: tektonické postavenie mezozoika severogemeridnej synklinály predovšetkým druhohorných komplexov Slovenského raja a vzťah tejto jednotky k veporidám, najmä k tzv. obalovej sérii veporíd, k Föderata sérii.

Prvým problémom som sa zaoberal už v svojej predchádzajúcej práci (Maheľ 1953), kde som prvýkrát definoval severogemeridnú synklinálu. Ona je jednou z troch hlavných štruktúrnych jednotiek gemeríd, ktorými sú: severogemeridná synklinála, antiklinála Volovca* a juhogemeridná synklinála.

Synklinály lemujú antiklinálu Volovca, jedna — severogemeridná — zo severu, druhá — juhogemeridná — z juhu. Ani jedna z nich sa však nekončí pri západnom okraji antiklinály Volovca, teda na čiare Dobšiná—Slavošovce, ale pokračujú bez prerušenia ďalej k západu a lemujú z oboch strán veporské kryštalinikum. Severogemeridná synklinála pokračuje na západ cez Slovenský raj, úzke synklinálne hrdlo Besníka do Muránskeho krasu a odtiaľ pravdepodobne ďalej na západ. Takáto interpretácia stavia do popredia otázku tektonického postavenia druhohorných komplexov — synklinálnej výplne.

Štúdie vykonané v Slovenskom raji potvrdzujú môj predošlý názor o autochtónnosti, prípadne paraautochtónnosti druhohorných súvrství v pomere k starším paleozoickým členom. Druhohorné komplexy sú sčasti hlbšie intenzívnejšie zvrásnené spolu s paleozoickými členmi, z väčšej časti vytvárajú mierne synklinály a antiklinály oddelené od podložia tektonickou diskordanciou. O rozsiahlejších príkrovoch nemôže byť reč. Či v Muránskom krase je situácia obdobná, nemožno zatiaľ hovoriť. Podľa Poubu (1951) druhohorné komplexy vytvárajú príkrov nasunutý z juhu na kryštalinikum Kráľovej hole.

———

* Názov zaviedol už Dionýz Štúr.

Vyslovený názor o spätosti druhohorných súvrství s paleozoickým gemeridným podložím nastoľuje problém pomeru gemerid k veporidám. Jeho riešenie je ovplyvnené predovšetkým zaradením tzv. obalovej série veporíd, či Föderata série a povahou styku paleozoických členov gemerid a veporíd. V predošlej práci (Maheľ 1953), súc si vedomý spätosti problému tektonického postavenia severogemeridnej synklinály s otázkou vzťahu gemerid a veporíd, dotkol som sa aj tohto druhého problému. Opierajúc sa o práce a geologické mapy Rozlozsnika (1935), Schönenberga (1948) a Kamenického (1951), pripúšťal som správnosť všeobecne zastávaného názoru o presune gemerid cez veporidy. Lenže tohoročné výskumy vykonané pri okraji veporského kryštalinika na severnom svahu Trešníka ukázali, že pri riešení takej závažnej otázky nemožno sa opierať o spomenuté, hrubo vykonané geologické mapy.

Najprv väčšiu pozornosť bolo treba venovať štúdiu styku gemeridných druhohôr a tzv. obalovej sérii — Föderata. Hranica medzi týmito dvoma jednotkami, ako ju viedli spomenutí geológovia, ukázala sa umelou. Gemeridné série totiž prechádzajú do série Föderata. Föderata séria sa tiež svojím vývinom javí ako metamorfovaná gemeridná séria. To by znamenalo, že odpadá potreba uvažovať o príkrove gemerid — o spišskom príkrove. Druhohorné komplexy severogemeridnej synklinály sú potom v takom istom tektonickom vzťahu — autochtónne — k paleozoiku gemerid ako k paleozoiku veporíd. Pravda, bude potrebné preveriť a prípadne doplniť vyslovený názor aj z druhej stránky, riešením povahy styku paleozoických členov gemerid a veporíd pri západnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria.

Pozrime sa bližšie na tzv. Föderata sériu, najmä na jej vzťah ku gemeridným sériám.

Posledné desaťročia plne potvrdili správny postreh Uhliga (1907), ktorý v svojej tektonickej koncepcii vyzdvihol dôležitosť začlenenia metamorfovaného mezozoika z okolia Dobšinej pre tektonickú syntézu. Ako osobitnú jednotku patriacu k veporidám odlíšil toto metamorfované mezozoikum a pomenoval ho ako Föderata séria Rozlozsnik (1935). Bazírujúc na jej metamorfovanom charaktere, považoval ju za staropaleozoickú, aj keď pripúšťal možnosť jej mezozoického veku. Za mezozoickú ju pokladali Zoubek (1936) a Andrusov (1937).

Detailnejšie rozpracovanie Föderata série vykonal Schönenberg (1946). Rozlíšil v nej tieto členy:

a) spodnotriasové kremence, červenofialové a zelené bridlice s arkózami a jemnými zlepencami.

b) strednotriasové tmavé dolomity, prechádzajúce v rauwaky,

c) vrchnojurské ružové až biele vápence, prechádzajúce do rauwakov,

d) spodnoneokomské ílovité bridlice a tmavé až čierne vápence, miestami s rohovcami.

Stratigrafické zaradenie jednotlivých členov Schönenberg urobil na základe porovnania s vývinmi v jednotkách, kde bolo opísané metamorfované mezozoikum — teda najmä v tatridách. Föderata sériu považoval za autochtónnu veporidnú sériu. — koreňovú zónu mezozoika niektorého zo subtatranských príkrovov.

Tektonická koncepcia platná v literatúre o príkrovovom charaktere spišskej jednotky a povrchná znalosť stratigrafie severogemeridného mezozoika boli príčinou toho, že opomenul vzťahy medzi Föderata sériou a susediacim severogemeridným mezozoikom. Posledné považoval za stratigraficky aj tektonicky iný komplex s odlišnou metamorfózou.

Kamenický (1951) sa venoval nielen štúdiu Föderata série, ale aj štúdiu značnej časti susediaceho severogemeridného mezozoika. V podstate sa pridržiava tektonických názorov Schönenberga. Schönenbergom stanovenú stratigrafiu upravuje začlenením ružových a bielych vápencov do stredného triasu a považuje ich za vápence weterssteinského typu.

Nové výskumy vzťah Föderata série stavajú do iného svetla. Ukázali, že:

1. severogemeridné mezozoikum v západnej časti Slovenského raja má vývin veľmi blízky Föderata sérii,

2. v blízkosti kryštalinika tisoveckej zóny severogemeridná séria javí zreteľné stopy metamorfózy,

3. pruhy gemeridného mezozoika neprerušene prechádzajú do tzv. Föderata série.

1. V mezozoiku západnej časti Slovenského raja možno odlíšiť tieto členy:

a) pestré červenofialové a zelené bridlice, piesčité bridlice s polohami pieskovcov a kremencov, vo vrchnej časti s bunkovitými vápencami, bohatými na úlomky spodnoverfénskych bridlíc — spodnejší verfén.

b) šedožlté až šedozelené slienité bridlice a doskovité vápence — vrchnejší verfén,

c) tmavošedé dolomity a dolomitické vápence — anis (spodný?)

d) čierne ílovité a vápnité bridlice, čierne a tmavošedé vápence doskovité až bridličnaté, inde masívne, miestami s rohovcami — anis (spodný?)

e) bielošedé až biele masívne vápence, miestami s ružovým nádychom až ružové. V ich spodnejších častiach sú časté polohy dolomitických vápencov — anis,

f) bielošedé až biele masívne vápence s ostrohrannejším rozpadom, bohaté na *Dasycladaceae* a na tenšie tmavošedé, často bielo-čierno škvrnité polohy — ladin.

Severogemeridné mezozoikum má, ako vidieť, všetky členy, ktoré sú vo Föderata sérii. Pokiaľ sú odlišnosti, vyplývajú z nesprávneho stratigrafického začlenenia vyšších členov Föderata série a z nedokonalého jej rozčlenenia.

Preberme jedného člena po druhom a porovnajme. Spodný trias má na prvý pohľad vývin nápadne odlišný. Kremence vytvárajú výrazný člen Föderata série. Nechýbajú však celkom ani v porovnávanom severogemeridnom vývine. Pestrofarebné spodnoverfénske súvrstvie v blízkosti kryštalinika tisoveckej zóny zaznamenáva rýchle pribúdanie kremencov a kremitých pieskovcov, ktoré v okrajovej časti zaberajú prevažnú časť tohto súvrstvia. Prakticky pri všetkých pruhoch možno sledovať smerom ku kryštaliniku Trešníka laterálnu zámenu spodnoverfénskeho bridličnatého súvrstvia za kremence a kremité bridlice. Rauwaky s úlomkami verfénskych bridlíc a vrchnoverfénske vápencovo-bridličnaté súvrstvie, uvádzané v severogemeridnej sérii, sú vyvinuté aj vo Föderata sérii, napr. na južnom svahu Elternsteinu a v pruhu západne od Ondrejiska. Na vrstevných plochách bridličnatých vrchnoverfénskych žltohnedých a žltošedých vápencov sú miestami jemné tmavošedé šupinky, vzniknuté ich metamorfózou z organických súčiastok. Dolomity majú v oboch porovnávaných sériách rovnaký vývin a stratigrafické postavenie.

Čierne bridlice a vápence s rohovcami sú vyvinuté pri obidvoch sériách* a majú pozvoľný prechod do bielych vápencov. Ba rovnaké je aj ich stratigrafické postavenie. Ani pri Föderata sérii nevytvárajú stratigrafické nadložie, ale podložie ružových a bielych vápencov. Ich pruhy sa tiahnu na rozhraní dolomitov, prípadne spodnoverfénskych súvrství a bielych vápencov. Treba ich považovať nie za neokomské, ale za aniské. V komplexe bielych a ružových vápencov severogemeridnej jednotky možno oddeliť oddiel spodnejší — aniský, vápence obyčajne žilkované s lomom nerovným a vápence ladinské, s rozpadom a lomom ostrohrannejším s hojnými *Dasycladaceami*, s častými tmavošedými, bielo-škvrnitými polohami. Metamorfóza síce zväčša zotrela pri Föderata sérii znaky, ktoré umožňujú ľahké odlíšenie týchto dvoch typov. Napriek tomu na hrebeni južne od Elternsteinu masívne bunkovité vápence v polohách menej metamorfovaných majú ostrohranný lom i rozpad a tmavé vložky, čo naznačuje ich príslušnosť k ladinu. Je možné, že vďaka vyššiemu podielu horčíka práve z týchto vápencov sa

* U obidvoch sérií predstavujú členy s najväčšou variabilitou hrúbky i petrografického charakteru.

mohli vytvárať masívne bunkovité vápence. Časť takýchto vápencov však mohla vzniknúť i z polôh dolomitických vápencov, rozložených v spodnej časti aniských bielych vápencov.

Ako vidieť, vývin Föderata série je blízky, ak nie zhodný so severogemeridným vývinom západnej časti Slovenského raja.* Jediná odlišnosť vo vývine spodného triasu, najmä po zistení laterálnej zámeny verfénskych bridlíc kremencami** v blízkosti kryštalického jadra Trešníka, nemôže slúžiť ako podklad pre začlenenie týchto sérií do iných tektonických pásem a tým menej pre udržanie zastaralej koncepcie o spišskom príkrove. Föderata séria má pomerne hrubší vývin čiernych bridlíc a vápencov ako porovnaná gemeridná séria, čím pripomína severogemeridné vývíny rozložené južne od severogemeridnej synklinály Opátka, Kojšova hoľa).

2. Odlišná metamorfóza Föderata série a severogemeridného mezozoika Slovenského raja vyplýva z ich rozdielneho priestorového rozloženia, z vzdialenosti od kryštalického jadra. Samotná Föderata séria, rozložená ďalej od kryštalinika, vykazuje menší stupeň metamorfózy (napr na Scheibe). Pri severogemeridnom mezozoiku v blízkosti kryštalinika možno pozorovať znateľné prejavy metamorfózy: dolomity sú sprevádzané rauwakmi, vápence sú mramorovité a vykazujú zjavné stopy prekryštálovania a pruhovanosti (napr. na západnom svahu Ondrejiska).

3. Severogemeridné druhohorné komplexy Slovenského raja nie sú oddelené od Föderata série presunovou plochou prvého radu, ale prechádzajú bez prerušenia do Föderata série. Na južnom svahu Čuntavy pri Ondrejisku od masívneho severogemeridného komplexu sa odčleňujú užšie pruhy metamorfovaného mezozoika, ktoré sa tiahnu smerom k Eltersteinu ako typická Föderata séria.

Uvedené skutočnosti svedčia o tom, že Föderata séria nie je nijakým koreňovým mezozoikom subtatranského príkrovu, ale je sériou gemeridnou, oniečo južnejšou ako severogemeridné mezozoikum Slovenského raja. Pri svojom vývine je ovplyvňovaná kryštalinikom Trešníka.

Vráťme sa ešte k tektonickému postaveniu hlavných štruktúrnych jednotiek. Už na začiatku sme uviedli, že gemeridné synklinály prekračujú dĺžkový rozsah gemeridného antiklinálneho pásma a tiahnu sa ďalej k západu popri okrajoch veporského kryštalinika. Veporské kryštalinikum má v pomere k ním obdobné tektonické postavenie ako gemeridné kryštalinikum. Obidva budujú klenby — megantiklinály veľkých rozmerov rôzneho rozpätia, rozložené v súvislom

---

* Žiadna iná séria v Západných Karpatoch nie je jej tak blízka.

** Treba mať na zreteli, že bazálne verfénske súvrstvia predstavujú členy transgresívne a ich zloženie je odrazom petrografického charakteru podložia.

antiklinálnom pásme. Pomerne v úzkej zúženine medzi obidvoma klenbami pri východnom okraji veporského kryštalinika sa zachovali mladšie súvrstvia mladopaleozoické a druhohorné. Nápadné zúženie synklinály v švermovskom hrdle spájajúcom Slovenský raj a Muránsky kras možno snáď tiež chápať ako prechod z jednej synklinály do druhej. Znamenalo by to, že antiklinálne aj synklinálne pásma sa môžu rozpadať na menšie klenbovité antiklinály a synklinály.

Vyššie naznačený vzťah veporíd a gemeríd umožňuje nám ľahšie pochopiť aj tektonické postavenie mladopaleozoických súvrství gemeridného vývinu, vystupujúce v synklinálnych pruhoch uprostred veporíd. Napr. potsavenie magnezitového karbónu v synklinálnych pruhoch divínskom, cinobanskom a točnickom netreba chápať ako súčasť príkrovov neskoršie zavrásnených, ale ako zvyšky normálneho obalu. Pravda, pri ich tektonickej analýze treba mať na zreteli tektonický pôvod týchto synklinál. Nemožno mechanicky považovať staršie súvrstvie za príkrovy, ak miestami ležia na mladších komplexoch (napr. magnezitový karbón v točnickom pruhu na permských arkózach a na spodnotriasových kremencoch). Taká poloha môže vyplývať z monoklinálneho rázu štruktúrnych foriem kryštalinika pri zlomovom založení synklinál.

5. X. 1954.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,*
*Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1937: La structure tectonique des monts métallifères du Spiš et du Gemer en Slovaquie. C. R. Soc. Géol. France 11, Paris.

Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. sborník II. Bratislava.

Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV. Bratislava.

Pouba Z., 1951: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sborník ÚÚG XVIII. Praha.

Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geologica Hungarica. Budapest.

Schönenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft 98, Berlin.

Uhlig V., 1907: Ueber die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss M. —N. Kl. CXV. Abt. Wien.

Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. Věstník StGÚ XII. Praha.

МИХАЛ МАГЕЛЬ

## Об отношении северо-гемеридного мезозоя к вепоридам

В гемеридах отличают три главных структурных единицы, а именно: северо-гемеридную синклиналь, антиклиналь Воловца и южно-гемеридную синклиналь.

Обе синкликали обрамляют антиклинальную зону Воловца: на севере находится северо-гемеридная, на юге — южно-гемеридная. Но ни та, ни другая синклиналь не оканчиваются у западного края антиклинали Воловца, т. е. на линии Добшина—Ельшава, а продолжаются без перерыва дальше к западу, окаймляя с двух сторон кристаллический массив Вепора. Северо-гемеридная синклиналь тянется к западу через Словенский (Словацкий) Рай и узкую синклинальную зону горы Бесник к Муранскому Карсту, а оттуда, вероятно, еще дальше на запад. Чтобы правильно объяснить строение этой области, необходимо в первую очередь заняться вопросом о тектоническом положении мезозойских комплексов, выполняющих синклиналь.

Исследования, произведенные в области Словенский Рай, свидетельствуют о том, что по отношению к древнепалеозойским членам мезозойские свиты являются автохтонными или, может быть, в некоторых случаях парааутохтонными. Мезозойские комплексы отчасти захвачены в глубокие складки вместе с палеозойскими членами, по большей же части образуют пологие синклинали и антиклинали, отделенные от субстрата тектоническим несогласием. Предполагать существование тектонических покровов значительного протяжения немыслимо.

Высказанное мнение о связи мезозойских свит с палеозойским гемеридным основанием ставит на очередь вопрос об отношении гемерид к вепоридам. А чтобы разрешить его, надо прежде всего выяснить какое положение занимает серия оболочки вепорид, т. е. так называемая Фёдерата-серия, которую до сих пор принимали за мезозой зоны корней одного из субтатранских покровов.

При этом предполагалось, что гемериды имеют характер тектонических покровов, т. е. что существует некий спишский покров. Этой концепцией и недостаточным знанием стратиграфии северо-гемеридного мезозоя объясняется почему не были приняты во внимание отношения между Фёдерата-серией и прилегающим к ней северо-гемеридным мезозоем. Вследствие более значительной степени метаморфизации этого последнего, его считали за иной стратиграфический и тектонический комплекс.

Новые исследования показывают, что

1. по своему развитию северо-гемеридный мезозой западной области Словенский Рай очень близок Фёдерата-серии,

2. по соседству кристаллического массива тисовецкой зоны в северо-гемеридной серии наблюдаются ясные признаки метаморфизации,

3. полосы гемеридного мезозоя переходят без перерыва в так называемую Фёдерата-серию.

1. В мезозое западной части области Словенский Рай различают следующие члены:

а) Пестрые краснофиолетовые и зеленые сланцы, песчанистые сланцы с горизонтами песчаников и кварцитов; в верхней части наблюдаются пещеристые известняки, содержащие множество обломков нижневерфенских сланцев — нижний верфен.

б) Серожелтые и серозеленые мергелистые сланцы и плитчатые известняки — верхний верфен.

в) Темносерые доломиты и доломитовые известняки — анизийские слои.

г) Черные глинистые и известковые сланцы, черные и темносерые плитчатые и сланцевые (иногда массивные) известняки, содержащие местами силексы — анизийские слои.

д) Массивные известняки белосерого и белого цвета, местами с розоватым оттенком или совсем розовые — анизийские слои.

е) Массивные белосерые и белые известняки, распадающиеся на угловатые кусочки: содержат тонкие прослойки темносерого цвета, часто с бело-черными пятнами; богаты водорослями *Dasycladaceae* — ладинские слои.

В северо-гемеридном мезозое представленны, следовательно, все члены, находящиеся в Фёдерата-серии. Если и есть кажущиеся различия, то это вызвано тем, что верхние члены Фёдерата-серии стратиграфически неправильно определены и недостаточно расчленены.

Рассмотрим один за другим все члены северо-гемеридного мезозоя и сопоставим их с соответствующими членами Фёдерата-серии. Отложения нижнего триаса кажутся, на первый взгляд, очень различными в обеих сериях. Кварциты являются хорошо выраженным членом Фёдерата-серии. Неверно было бы, однако, считать, что они совершенно отсутствуют в северо-гемеридной серии. Поблизости кристаллического массива тисовецкой зоны в пестроцветной толще нижнего верфена появляются кварциты и кварцевые песчаники; их становится все больше по мере приближения к краю толщи, где они получают преобладание. По направлению к кристаллическому массиву Трешник во всех полосах нижнего верфена наблюдается латеральный переход сланцев в кварциты и кремнистые сланцы. Пещеристые известняки, содержащие кусочки верфенских сланцев, и известняково-сланцевая толща, представленная в северо-гемеридной серии, развита и в Фёдерата-серии. Развитие и стратиграфическое положение доломитов одинаковы в обеих сериях.

Черные сланцы и известняки, часто содержащие силексы и постепенно переходящие в белые известняки, имеются и в той и в другой серии. Одинаково и их стратиграфическое положение: они находятся не в кровле, а в основании розовых и белых известняков, образуя полосы, которые тянутся вдоль границы доломитов (иногда нижневерфенских слоев) с белыми известняками. Относятся они не к неокому (Шёненберг 1947), а к анизийскому ярусу. Свиту белых и розовых известняков северо-гемеридной единицы можно разделить на нижние анизийские слои, сложенные известняками — обычно жилковатыми — с неправильным изломом, и на известняки ладинские, распадающиеся на более угловатые кусочки с занозистым изломом, большим количеством *Dasycladaceae* и многочисленными прослоями темносерого цвета. В Фёдерата-серии признаки, по которым можно легко отличить эти два типа, были по большей части стерты процессами метаморфизма, но местами, например на хребте, который тянется к югу от высоты Эльтерштейн, в менее сильно метаморфизованных слоях массивные пещеристые известняки имеют такой же излом, также распадаются на угловатые кусочки и содержат такие же темные прослойки, как известняки северо-гемеридной серии; это дает право считать их за ладинские. Возможно, что именно ладинские известняки, содержащие больше магния, представлены массивными пещеристыми известняками. Часть таких известняков могла, однако, возникнуть из доломитовых известняков, слои которых находятся в нижней части белых анизийских известняков.

Все это показывает, что по своему развитию Фёдерата-серия очень близка — если не совсем подобна — северо-гемеридной серии западной части области Словенский Рай*). После того, что близ кристаллического массива Трешник был констатирован латеральный переход верфенских сланцев в кварциты, единственная разница ме-

*) Ни одна другая серия Западных Карпат не представляет бóльшего сходства.

жду двумя сериями, т. е. неодинаковое развитие нижнего верфена, не может считаться достаточным основанием для того, чтобы поместить эти серии в различные тектонические зоны. Тем более нельзя думать, что этот факт говорит в пользу покровного характера гемерид. В Фёдерата-серии фация черных сланцев и известняков более грубозернистая, чем в северо-гемеридной серии; она напоминает фации, развитые в гемеридах к югу от северо-гемеридной синклинали (высоты Койшова Голя).

2. Различие в степени метаморфизации Фёдерата-серии и северо-гемеридного мезозоя области Словенский Рай обусловлено их неодинаковым положением в пространстве и разницей в расстоянии, отделяющем их от кристаллического ядра. Фёдерата-серия, находящаяся дальше от кристаллического массива, менее подверглась изменению. Поблизости кристаллического массива в северо-гемеридном мезозое наблюдаются явные следы метаморфизации: доломиты часто бывают пещеристыми, известняки мраморизированными, полосатыми.

3. В области Словенский Рай северо-гемеридные комплексы мезозоя не отделены от Фёдерата-серии плоскостью надвига, а переходят в нее без перерыва.

Все приведенные выше факты доказывают, что Фёдерата-серия не представляет из себя зону корней мезозоя какого-нибудь субтатранского покрова, а является серией гемеридной, расположенной несколько южнее северо-гемеридного мезозоя области Словенский Рай и испытавшей при развитии влияние кристаллического массива Трешник.

5. X. 1954.

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

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

MICHAL MAHEĽ

## DIE BEZIEHUNGEN DES NORDGEMERIDEN MESOZOIKUMS ZU DEN VEPORIDEN

In den Gemeriden kann man drei strukturale Haupteinheiten unterscheiden. Es sind: die Nordgemeride Synklinale, die Antiklinale des Volovec und die Südgemeride Synklinale.

Beide Synklinalen säumen die antiklinale Zone des Volovec: Eine — die nordgemeride vom Norden, die zweite — südgemeride vom Süden. Keine von ihnen endet aber am Westrande der Antiklinale des Volovec, also auf der Linie: Dobšiná — Jelšava, aber ziehen sich ohne Unterbrechung weiter nach Westen fort, säumen beiderseitig das Kristallinikum des Veporgebirges. Die Nordgemeride Synklinale setzt nach Westen über Slovenský Raj, die enge synklinale Kehle des Passes Besník in den Muránsky Kras und von dort wahrscheinlich weiter nach Westen fort. Diese Interpretation stellt in den Vordergrund die Frage nach der tektonischen Stellung der mesozoischen Komplexe — der Synklinalausfüllung.

Die im Slovenský Raj durchgeführten Studien bezeugen die Autochtonität, eventuell die Paraautochtonität der mesozoischen Schichten im Verhältnis zu den älteren paläozoischen Gliedern. Mesozoische Komplexe sind teilweise tiefer, intensiver, zusammen mit den paläozoischen Gliedern gefaltet, grösstenteils bilden sie mässige, vom Liegenden durch tektonische Diskordanz abgetrennte Synklinalen und Antiklinalen. Von ausgedehnteren Decken kann keine Rede sein.

Die eben geäusserte Meinung über das Gebundensein der mesozoischen Schichten mit dem paläozoischen gemeriden Liegenden eröffnet das Problem des Verhältnisses der Gemeriden zu den Veporiden. Seine Lösung wurde in erster Reihe durch das bisherige Einreihen der Veporidenhüllenserie, oder der sogenannten Föderata-Serie zum Mesozoikum der Wurzelzone irgendeiner subtatrischen Decke, beeinflusst.

Dabei ist man aus der tektonischen Konzeption über den Deckencharakter der Gemeriden, oder über die sogenannte Zipser Decke ausgegangen. Solche Konzeption und oberflächliche Kenntnis der Stratigraphie des nordgemeriden Mesozoikums haben verursacht, dass man die Beziehungen zwischen der Föderata-Serie und dem benachbarten nordgemeriden Mesozoikum vernachlässigt hat. Mit Rücksicht auf verschiedene höhere Metamorphose hat man diese für einen anderen stratigraphischen und auch tektonischen Komplex gehalten.

Neue Untersuchungen haben erwiesen, dass:

1. Das Nordgemeride Mesozoikum im westlichen Teil des Slovenský Raj eine, der Föderata-Serie sehr nahe Entwicklung hat.

2. In der Nähe des Kristalinikums der Tisovec-er Zone zeigt die Nordgemeride-Serie sichtbare Spuren von Metamorphose.

3. Die Streifen des gemeriden Mesozoikums übergehen ununterbrochen in die sogenannte Föderata-Serie.

1. Im Mesozoikum des nördlichen Teiles vom Slovensky Raj kann man folgende Glieder unterscheiden:

a) bunte rotviolette und grüne Schiefer, sandige Schiefer mit Sandstein- und Quarzitlagen; im oberen Teile mit Zellenkalksteinen, welche reichlich unterwerfener Schiefer enthalten — unterer Werfen,

b) graugelbe bis graugrüne mergelige Schiefer und Plattenkalksteine — oberer Werfen,

c) dunkelgraue Dolomite und dolomitische Kalksteine — Anisische Stufe,

d) schwarze Ton- und Kalkschiefer, schwarze und dunkelgraue Platten- bis schieferige Kalksteine, anderswo massiv, stellenweise mit Hornsteinen — anisische Stufe,

e) weissgraue bis weisse massive Kalksteine, stellenweisse mit Rosaanhauch bis rosafarbig. In ihren untersten Teilen kommen oft Dolomitkalksteinlagen vor — Anisische Stufe,

f) weissgraue bis weisse massive Kalksteine mit scharfkantigerem Zerfall, mit reichem Gehalt an Dasycladaceaen und dünneren dunkelgrauen, oft weiss-schwarz-fleckigen Lagen — Ladinische Stufe.

Wie man sieht, hat das nordgemeride Mesozoikum alle Glieder, die in der Föderata-Serie vorkommen. Was die Verschiedenheiten anbelangt, folgen sie aus unrichtiger Eingliederung der höheren Glieder der Föderata-Serie und aus ihrer unvollkommenen Zergliederung.

Nehmen wir ein Glied nach dem anderen und vergleichen wir. Untertrias hat auf den ersten Blick eine auffalend verschiedene Entwicklung. Quarzite bilden einen ausdrucksvollen Glied der Föderata-Serie. Auch in der nordgemeriden Entwicklung fehlen sie nicht vollkommen. In der Nähe des Kristallinikums der Tisovec-er Zone zeigen

die buntfärbigen unterwerfener Schichten ein schnelles Zunehmen von Quarziten und Quarzsandsteinen, die im Randteil den überwiegenden Teil dieser Schichtenfolge einnehmen. Praktisch kann man in der Richtung zum Kristalinikum des Trešník bei allen Streifen eine laterale Ersetzung der unterwerfener Schieferschichten durch Quarzite und quarzige Schiefer beobachten. Die in der Nordgemeriden Serie angegebenen Rauwacken mit Bruchstücken werfener Schiefer, sowie auch die oberwerfener Kalk-schieferige Schichtenfolge, sind in der Föderata-Serie auch entwickelt. In den verglichenen zwei Serien zeichnen sich Dolomite durch gleiche Entwicklung und stratigraphische Stellung aus.

Schwarze Schiefer und Kalksteine, oft mit Hornsteinen sind in beiden Serien entwickelt und übergehen allmählich in weisse Kalksteine. Es ist sogar auch ihre stratigraphische Stellung gleich. Nicht einmal bei der Föderata-Serie bilden sie ein stratigraphisches Hangende, sondern das Liegende der rosafarbigen und weissen Kalksteine. Ihre Streifen ziehen sich längs der Grenze von Dolomiten, resp. von unterwerfener Schichten und weissen Kalksteine. Man kann sie nicht für Neokom (Schönenberg 1947), sondern für Anis halten. Im Komplexe der weissen und rosafärbigen Kalksteine der nordgemeriden Einheit kann man eine unterere Abteilung — Anis — absondern, gewöhnlich aderige Kalksteine mit unebenen Bruch und weiter Kalksteine ladinische mit scharfkantigerem Zerfall und Bruch, mit häufigen Dasycladaceaen und häufigen dunkelgrauen Lagen. Die Metamorphose hat zwar grösstenteils bei der Föderata-Serie die für eine leichte Unterscheidung dieser zwei Typen notwendigen Kennzeichen verwischt. Trotzdem haben die massiven Zellenkalksteine in weniger metamorphierten Lagen am Gebirgskamm südlich vom Elterstein einen scharfkantigen Bruch und Zerfall und auch dunkle Einlagen, was ihre Zugehörigkeit zum Ladin beweist. Es ist möglich, dass Dank dem höheren Magnesiumanteil, gerade aus diesen Kalksteinen massive Zellenkalksteine entstehen konnten. Ein Teil solcher Kalksteine konnte aber aus den Lagen dolomitischer Kalksteine, welche im unteren Teil der anisischen weissen Kalksteine verteilt sind, entstehen.

Wie man sieht, ist die Entwicklung der Föderata-Serie nahe, wenn nicht übereinstimmend mit der nordgemeriden Entwicklung im westlichen Teile des Slovenský Raj.* Ein einziger Unterschied in der Entwicklung der Untertrias, besonders nach der Feststellung einer lateralen Ersetzung der Werfener Schiefer durch Quarzite in der Nähe des Kristallinikums des Trešník, kann nicht als Grundlage zur Eingliederung dieser Serien in andere tektonische Zonen, desto weniger für die Erhaltung der Konzeption über den Deckencharakter der Gemeriden, dienen. Die Föderata-Serie hat eine verhältnismässig mächtigere Entwicklung der schwarzen Schiefer und Kalksteine, als die verglichene gemeride Serie, wodurch sie an die südlich von der nordgemeriden Synklinale gelegenen gemeriden Entwicklungen erinnert Kojšova Hoľa).

2. Die verschiedene Metamorphose der Föderata-Serie und des nordgemeriden Mesozoikums im Slovenský Raj, erfolgt aus ihrer verschiedenen Lage im Raume, aus der Entfernung vom kristallinen Kern. Selbst die vom Kristallinikum weiter entfernten Teile der Föderata-Serie weisen einen niedrigeren Grad der Metamorphose aus. In der Nähe des Kristallinikums kann man beim nordgemeriden Mesozoikum merkbare Anzeichen von Metamorphose beobachten: Die Dolomite werden durch Rauwacken begleitet, Kalksteine sind marmoriert und weisen sichtbare Spuren einer Umkristallisation und Streifung aus.

---

* Keine andere Serie in den Westkarpathen steht ihr so nahe.

3. Die nordgemeriden mesozoischen Komplexe des Slovenský Raj sind von der Föderata-Serie nicht durch eine Ueberschiebungsfläche erster Reihe abgetrennt, sondern sie übergehen ohne Unterbrechung in die Föderata-Serie.

Alle erwähnten Tatsachen bezeugen, dass die Föderata-Serie kein Wurzel-Mesozoikum der subtatrischen Decke, sondern eine gemeride, etwas südlichere, als das nordgemeride Mesozoikum des Slovenský Raj, bei ihrer Entwicklung durch das Kristallinikum des Trešník beeinflusste Serie, ist.

5. X. 1954.

*Geologische Anstalt Dionýz Štúr's,*
*Bratislava*

JÁN BYSTRICKÝ

# POZNÁMKY O MEZOZOIKU ĽUBOCHNIANSKEJ DOLINY VEĽKEJ FATRY

*(Tab. VIII—IX, ruské a nemecké resumé)*

Geologickým pomerom Západných Karpát sa venovalo najmä zásluhou čs. geológov veľa pozornosti a dospelo sa k mnohým novým poznatkom. Dodnes však zostali ešte rozsiahle územia pre geologické spracovanie, ku ktorým sa od dôb Dionýza Štúra, teda takmer 100 rokov, nepristúpilo. Jedným z takýchto území je severozápadná časť Veľkej Fatry, predovšetkým oblasť Ľubochnianskej doliny, ktorá z geologického hľadiska nie je menej zaujímavá ako ostatné pohoria Slovenských Karpát.

O geologických pomeroch Ľubochnianskej doliny a priľahlých západných oblastí v literatúre z uvedených dôvodov nachádzame zmienky najmä v prácach D. Štúra (1860, 1868), ktorý tu robil rozsiahlejšie mapovanie. Poznatky D. Štúra neskoršie pre svoju monografiu použil V. Uhlig (1902, 1903). Poukázal tiež na mohutný vývoj „lunzských vrstiev" v triase ľubochnianskeho masívu. Podrobným geologickým štúdiom východnej časti Veľkej Fatry, teda susednej oblasti, zaoberal sa naposledy A. Matějka (1924, 1925, 1927a, 1927b, 1930), ktorý prvý poukázal na to, že Štúrove „lunzské vrstvy" v oblasti Veľkej Fatry zastupujú celú sériu vrstiev od triasu do neokomu presunutú cez ľubochniansky masív a jeho normálny obal a nazval ju „sériou šiprúnskou". Z autorov, ktorí pracovali priamo v oblasti Ľubochnianskej doliny, bol po Štúrovi a Uhligovi O. Kodym. Jeho výsledky však neboli uverejnené, ale sú podané jedine v prehľadnej geologickej mape 1:200000, list Banská Bystrica.*

Geologické mapovanie oblasti Ľubochnianskej doliny som robil v rokoch 1948—1949. Zmapoval som územie, ktoré sa tiahne na juh od Ľubochne, a to západne od Ľubochnianky po hrebeň Magura-Poľany-Kľak až po Jarabinu a východne od Ľubochnianskej doliny približne po hrebeň Vysoký Vrch—Kutnikov Kopec — Stupecký grúň — Pálenica — Rektorova — Čierny vrch až po dolinu Blatná. Územie na západ od hrebeňa Kľaku (kóta 1395) bolo zatiaľ zmapované len orientačne.

Žiaľ mapovanie severozápadnej časti Veľkej Fatry nemohlo byť ukončené pre iné naliehavejšie úlohy, a preto v ďalšom podám iba stručný

---

* Za láskavé prepožičanie rukopisnej geologickej mapy vyslovujem týmto prof. dr. O. Kodymovi srdečnú vďaku.

prehľad geologických pomerov tejto oblasti, dúfajúc, že v geologickom mapovaní budem môcť v budúcnosti pokračovať a geologický výskum Veľkej Fatry ukončiť.

## ĽUBOCHNIANSKY ŽULOVÝ MASÍV

Zaberá územie vymedzené už D. Štúrom (1868) a vytvára mohutnú klenbu, ktorá sa zo všetkých strán ponára pod útvary mezozoika. Od juhu na sever pretína ho Ľubochnianka a rozdeľuje ho na dve časti. Vo východnej dominuje Smrekovica (kóta 1488), v západnej Jarabina (kóta 1314). Keďže vlastný žulový masív nebol predmetom môjho štúdia, nebudem sa o ňom ďalej zmieňovať, ale ho odkazujem na staršiu literatúru.

## SEDIMENTÁRNY OBAL

Spodný trias. Na žule ľubochnianskeho masívu spočívajú normálne a transgresívne kremence a pieskovce spodného triasu. Sú svetlošedé, až ružovkasté, jemnozrnné a zlepencovité. Obyčajne vystupujú v silnejších laviciach, ktoré nepresahujú mocnosť $^1/_2$ m.

Najmohutnejšie sú vyvinuté pri severnom ohraničení ľubochnianskeho žulového masívu v údolí Kračko, budujúc tu severné svahy Stupeckého grúňa (kóta 927) a južné svahy „Nad skalou", odkiaľ sa tiahnu po úpätí ľavých svahov Ľubochnianskej doliny cez Chmelinec, údolie Tureckého potoka a po východnom úpätí Kečky na Bielu skalu (kóta 920). Lemujúc skupinu Kľaku (kóta 1395) od juhu, pokračujúc smerom na západ na Struhárku a na južné svahy Brložnice (kóta 1085). Na pravom brehu Ľubochnianky vystupujú na Pálenici, potom na svahoch Chovanovej Murinky z údolia Salatín cez kótu 865 a prechádzajú cez Prislop (kóta 982) znova do údolia Salatín. Druhé rameno tohto pruhu kremencov pokračuje na Konské (kóta 1052) a odtiaľ po južných svahoch Čierneho vrchu (kóta 1322) na Vyšnú Lužanku. V južnejšej časti Ľubochnianskeho masívu vystupujú na Perušíne, budujúc svahy Kundračky až po jazero v údolí Blatná.

Verfénske bridlice. Tieto v typickom vývoji sledujú v nadloží pruh kremencov. Sú zastúpené silne sľudnatými červenými, prípadne aj žltými alebo zelenkastými piesčitými alebo slienitými bridlicami. V oblasti Struhárky, JZ od Hutkova (kóta 1180), na pestrých bridliciach verfénu spočívajú svetlé, kavernózne vápence, ktoré možno počítať tiež do spodného triasu.

Stredný trias. Kým v iných jaderných pohoriach tú tmavé, tzv. gutenšteinské vápence v obalových sériách mohutne vyvinuté a miestami majú dokonca prevahu nad dolomitmi, v opisovanom území majú len podradný význam. Boli zatiaľ zistené jedine na severnom svahu Bielej ska-

ly (kóta 1181) v najvyššej časti údolia Kľaku, ale aj to len v podobe väčších-menších balvanov, roztrúsených v sutine dolomitov, čím ich vymedzenie v mape bolo nemožné.

Stredný trias je tu teda z najväčšej časti zastúpený dolomitmi, ktoré sú všeobecne pokladané za ladin. Sú šedé, tmavošedé, lavicovité aj masívne. Vystupujú v pruhu, ktorý sa tiahne po južných svahoch Kutnikovho kopca (kóta 1066) z hornej časti údolia Kračko a po rázsoche JZ od kóty 904 do Ľubochnianskej doliny, kde pri Roztrhnutom moste prestupujú na jej západné svahy a pokračujú cez Chmelinec do údolia potoka Turecko. Tu sa pruh dolomitov stráca a objavuje sa znova až na východných svahoch kóty 825 a Kečky (kóta 985). Po opätovnom prerušení pruhu dolomitov na južných svahoch Kečky sa objavuje dolomit v malých útržkoch na ľavom brehu najvyššej časti údolia Kľaku. Buduje severné svahy Bielej skaly (kóta 1181), odkiaľ lemujúc vrchol Kľaku (kóta 1395) od juhu smeruje ďalej na Košariská a po južných svahoch Hutkova (kóta 1180) na Brložnicu (kóta 1085) a na JV svahy Katovej skaly v doline Kantor. Vo východnej časti mapovaného územia sú dolomity mohutne vyvinuté na Chovanovej Murinke (kóta 920—1101), budujúc jej chrbát a severné svahy, potom na Čiernom vrchu (kóta 1322) a v Rektorovej doline. V južnej časti Ľubochnianskeho masívu dolomity lemujú Perušín (kóta 1281), pričom na jeho severných svahoch, južne od kóty 997, vystupujú len v malých útržkoch, priamo na žule. O príslušnosti dolomitov Rychtárky (kóty 1250), ktoré spočívajú na žule, ale pod pestrými bridlicami keuperu krížňanského príkrovu, nemožno jednoznačne rozhodnúť. Keďže v tejto oblasti keuper krížňanského príkrovu spočíva väčšinou priamo na žule, pričom ostatné členy obalu a šiprúnskej série sú tektonicky vytiahnuté, je pravdepodobné, že dolomity Rychtárky predstavujú útržok obalovej série.

Dolomitmi stredného triasu sa končí sedimentárny obal ľubochnianskeho masívu.

### ŠIPRÚNSKY PRÍKROV

Spodný trias. Na dolomitoch obalu sa na mnohých miestach stretávame s kremencami, ktoré sú veľmi podobné kremencom normálneho obalu. Vystupujú väčšinou vo forme malých útržkov alebo šošoviek, vytvárajú však aj súvislejšie a mocnejšie pruhy. Tieto kremence boli nápadné už Štúrovi (1868), ale keďže mu ich stratigrafická pozícia nebola celkom jasná (ako ani škvrnitých slieňov a vápencov v ich nadloží), pričlenil ich k „lunzským vrstvám". Až prácou A. Matějku (1927a, 1927b, 1930) bola dokázaná ich príslušnosť k šiprúnskej sérii, a to ako jej bazálny člen zastupujúci spodný trias.

Kremence, ktoré na základe veľkej podobnosti s kremencami spodného triasu normálneho obalu považujú sa za spodný trias, vystupujú ako malé

útržky na JZ svahu Poľany (kóta 983), v najvyššej časti údolia Kračko a na južných svahoch „Nad skalou". V mocnejšom pruhu prebiehajú po západnom svahu kóty 904, zasahujúc do Ľubochnianskej doliny, kde pri Roztrhnutom moste prechádzajú na jej západné svahy a strácajú sa až južnejšie od Chmelinca, nedosahujúc Polzovskú dolinu. Ďalej ich nachádzame SV od kóty 825, kde podobne ako v najvyššej časti údolia Kľaku a na Bielej skale (západne od kóty 1181), a to aj na južnom a západnom úpätí vrcholu Kľaku (kóta 1395), na JZ a J od svahu Hutkova (kóta 1180) vystupujú v podobe malých šošoviek. Mohutnejšie sú vyvinuté na severných svahoch Brložnice (kóta 1085) a SV od Katovej skaly. V doline Podhradia, ako to spomína už Štúr (1868), vystupujú len v podobe ojedinelých väčších balvanov. V južnej časti Ľubochnianskej doliny vystupujú z južných svahov Perušína do doliny Blatná.

Lias. Na kremencoch spodného triasu takmer všade spočívajú tmavošedé vápence, ktoré obsahujú valúniky kremeňa o rozličnej veľkosti. Tieto sú vo vápenci voľne roztrúsené alebo sú usporiadané do akýchsi vrstvičiek. Vápence s kremennými valúnikmi prechádzajú do zrnitých, krinoidových alebo oolitických vápencov. Oba druhy vápencov zastupujú spodnú časť liasu. Z fauny boli v nich nájdené belemnity a brachiopóda, najmä na južných svahoch Hutkova (kóta 1180), ale pre nedostatočné zachovanie neboli určené.

Nadložím vápencov sú slienité bridlice, tmavošedé, miestami škvrnité, vetrajúce do žltohneda. Obsahujú faunu belemnitov a úlomky amonitov tiež len nedostatočne zachovaných. Uvedené slienité bridlice zastupujú vyššiu časť liasu.

Vápence liasu sa tiahnu v pruhu po svahoch východne od kóty 493 (v Ľubochnianskej doline) a v sedielku JZ od kóty 904 rýchle sa vykliňujú a tak v oblasti južných svahov Kutnikovho kopca sa s nimi nestretávame. Z oblasti južnejšie od kóty 493 prechádzajú pri Roztrhnutom moste na ľavé svahy Ľubochnianskej doliny, na Chmelinec až do údolia Tureckého potoka, kde pri kóte 609, prechádzajúc na SV rázsochu Chlatkova, sa vykliňujú. Ich pruh sa znova objavuje na východných svahoch kóty 825 a prechádza cez Vanovú na východné a južné svahy Kečky až do údolia Kľaku, severne od kóty 1181. Menšiu šošovku vytvárajú potom na Bielej skale, na južnom svahu rázsochy Kľak (1395) — Biela skala (kóta 1181). Po južných svahoch Hutkova (kóta 1180) vytvárajú opäť silnejší pruh, ktorý prebieha až na južné svahy kóty 1050 a po severných svahoch kóty 1008. Vynárajúc sa spod útvarov krížňanského príkrovu vystupujú v zárezе cesty Štiavnička-Sklabinský Podzámok, západne od kóty 883. Vo východnej časti Ľubochnianskej doliny boli zistené v útržkoch južne od kóty 930 v údolí Salatín, v oblasti Sokolová—Čierny vrch a na južnom svahu Perušína, južne od kóty 1165 nad jazerom v doline Blatná.

Slienité bridlice a škvrnité sliene sprevádzajú uvedené vápence v ich nadloží. Na južných svahoch Kutnikovho kopca a Nad skalou spočívajú priamo na kremencoch spodného triasu šiprúnskeho príkrovu, alebo, čo je častejšie, na dolomitoch obalu. Zo západných svahov kóty 904 sa tiahne ich pruh, sledujúc pruh liasových vápencov, až na rázsochu južne od Polzovskej dolinky. V údolí Tureckého potoka v jeho vyššej časti, spočívajúc na dolomitoch obalu, vystupujú na rázsoche SV od Chlatkova. Z južných svahov kóta 825 prechádza ich pruh na Kečku a do najvyššej časti údolia Kľaku, odtiaľ na východnú rázsochu Kľaku (kóta 1395). Po prerušení celého liasového súvrstvia na južnom a západnom úpätí vrchola Kľaku (kóta 1395) objavujú sa opäť na južných a severných svahoch Hutkova (kóta 1180), kóty 1052 a 1008, v najvyššej časti doliny Podhradia, v oblasti severne od Brložnice, ako aj na južných svahoch Katovej skaly. Na Perušíne boli zistené na jeho západných a južných svahoch, odkiaľ prechádzajú dolinou Blatná a pokračujú na Dvoriská.

Neokom. Pre neprítomnosť dogeru a malmu v Ľubochnianskej doline na slieňoch liasu spočíva veľmi výrazné súvrstvie šedých vápencov, miestami viac slienitých, lavicovitých a silne detailne zvrásnených, ktoré obsahujú tmavé rohovce. Rohovce vystupujú v nich ako malé pretiahnuté šošovky, alebo vytvárajú slabšie lavičky. Vápence s rohovcami obsahujú faunu belemnitov a amonitov (zatiaľ nájdené dva exempláre o veľkých rozmeroch), ktoré neboli zatiaľ spracované.

Najmohutnejšie sú vyvinuté v pruhu mocnom ca 50 m, ktory možno sledovať takmer bez prerušenia z najvyššej časti údolia Kračko po južných svahoch Kutnikovho kopca a Nad skalou cez západné svahy kóty 904 do Ľubochnianskej doliny (kóta 493) a potom po ľavom svahu Ľubochnianky cez Chmelinec—Polzovskú dolinku do najvyšších častí údolia Tureckého potoka. Budujúc kótu 825, tiahnu sa na Kečku (západne od kóty 985) a po južných svahoch Chlatkova (kóta 1212) až na južné úpätie vrchola Kľaku (kóta 1395), vytvárajúc morfologicky zďaleka viditeľné kopčeky. Zo skupiny Kľaku prebieha ich pruh po S a JZ svahoch Hlatkova, (kóta 1180) do doliny Podhradia na južné svahy Vrchu Breza (kóta 1121). V západnej časti Ľubochnianskeho masívu ich nachádzame na severných svahoch Brložnice (kóta 1085) a na južných svahoch Katovej skaly. Ako malá šošovka vystupujú spod nadložných slienitých bridlíc v najvyššej časti Veľkej doliny SZ od kóty 759. Na pravom brehu Ľubochnianky naproti tomu vystupujú len útržkovite, často priamo na dolomitoch obalu, v údolí Serpiarka, odkiaľ prestupujúc Pálenicu tiahnu sa od údolia Salatín až do údolia Rektorovej a Sokolovej.

V južnej časti mapovaného územia sú vyvinuté na Perušíne (kóta 1281), budujú jeho vrchol a lemujú ho zo všetkých strán v silnom pruhu (s výnimkou východnej strany) a na Dvoriskách. Slieny, vystupu-

júce nad rohovcovými vápencami neokomu, striedajúce sa vo vyšších partiách s polohami pieskovcov, sprevádzajú pruh rohovcových vápencov z južných svahov Kutnikovho kopca cez Vyšnú Krátku, Turecko, po východných svahoch Príslopu a Chlatkovej na Kľak (kóta 1395), odkiaľ jedna vetva prechádza sedlom medzi kótami 1278 a 1212 do najvyššej časti Veľkej doliny, druhá do doliny Podhradia a na severné svahy Brložnice. Vo východnej časti Ľubochnianskej doliny vystupujú len útržkovite, a to v doline Serpiarka, v doline Saltín, západne od kóty 930 a v Rektorovej. Na Perušíne a na Dvoriskách budujú rozsiahly lúčinatý hrebeň.

Sliene s polohami pieskovcov vo svojej vyššej časti, prislúchajúce neokomu, uzatvárajú šiprúnsku sériu.

### KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Na rozdiel od sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu a šiprúnskeho príkrovu, pri ktorých pozorujeme veľký stratigrafický hiát, krížňanský príkrov má vyvinutú kompletnú sériu vrstiev od spodného triasu až po alb.

Spodný trias. Vystupuje v podobe červených a zelených sľudnatých ílovitých bridlíc a červených kremencov a pieskovcov, v ktorých vystupujú ojedinele bunkovité dolomity.

Pekne sú odkryté na ľavom brehu Ľubochnianky pri vyústení údolia Vyšná Krátka a potom v menších odkryvoch po severnom brehu Vyšnej Krátkej a na severných svahoch kóty 846. Tektonicky sú silne prehnetené, ba miestami, ako je to napr. severne od kóty 846, sú úplne rozdrvené v tektonickú brekciu. Červené kremence, úplne zhodné s kremencami z Vyšnej Krátkej, vystupujú v malej, do gutenšteinských vápencov zavrásnenej šošovke, ktorá sa nachádza na svahoch východne od kóty 983 (severne od Chlatkova) v dobrom odkryve, ktorým prechádza poľovnícky chodník.

Ide tu pravdepodobne o šupinku spodného triasu tektonicky zavlečenú do gutenšteinských vápencov.

Stredný trias. Gutenšteinské vápence. Keďže pestré spodnotriasové bridlice okrem uvedenej lokality nikde inde nevystupujú, na slieňoch a pieskovcoch neokomu šiprúnskej série spočívajú gutenšteinské vápence. Ale aj tieto nikde nedosahujú mocnosť a rozšírenie dolomitov. Tmavé vápence vystupujú najmä v skupine Kľaku (kóta 1395), budujúc jeho vrchol, potom na kóte 1278 a najmä na Chlatkovej a na východných svahoch Turecka. Stretávame sa s nimi ďalej v severnej časti Ľubochnianskej doliny v oblasti Kutnikovho kopca a Nad skalou. V západnej časti Ľubochnianskeho masívu sa vyskytujú na východných svahoch rázsochy Diel (kóta 896), spočívajúc na slieňoch liasu šiprúnskej série.

Neporovnateľne väčšie rozšírenie ako tmavé vápence anisu majú dolomity ladinu. Sú šedé, lavicovité a masívne. Ich petrografická charakteristika je tá istá ako v iných pohoriach.

Hlavná masa uvedeného dolomitu buduje územie na východnom svahu hrebeňa medzi Príslopom a Magurou, siahajúc do Ľubochnianskej doliny z Príslopu cez Turecko a Nižnú Lipovú až k Hute a do Veľkej doliny z Príslopu po západných svahoch kóty 908 až do blízkosti vyústenia údolia Ráztoky. Ako kryhy spočívajúce na gutenšteinských vápencoch budujú vrchol Chlatkovo (kóta 1212) a vrchol severne od kóty 983. Ďalšia ich masa buduje takmer celú rázsochu Vrchu Breza (kóta 1121) a Benkova (kóta 1044), siahajúc po jej JZ svahoch takmer až k Podhradiu, potom rázsochu kóty 901 JV od Podhradia a hrebeň Katovej skaly. Na ľavom brehu potoka Štiavničky vystupuje už len na východnom svahu kóty 608, siahajúc takmer k zrúcaninám Sklabinského hradu, v malých odkryvoch vyčnievajúcich spod neokomu v oblasti Medzi Konci, severne a južne od kóty 629. Ako kryhy budujú vrchol Hutkova (kóta 1180) a kóty 1052.

Východne od Ľubochnianskej doliny sa tiahne masa dolomitov od sedielka, ktoré je tvorené neokomom a keuperom, južne od Vysokého Vrchu (kóta 812) po kótu 904, kde sa stýka priamo s dolomitmi obalu, keďže pri kóte 904 celá šiprúnska séria chýba a je tektonicky úplne vyvlečená. Z oblasti Kutnikovho Kopca, z jeho južných Svahov prebieha dolomit do oblasti Nemeckého Kopca (kóta 1156), Pálenice (kóta 986) a Rektorovej dolinky (kóta 930).

Lunzské vrstvy neboli nikde zistené. Pieskovce s tmavými bridlicami, vystupujúce spod dolomitov v doline východne od Podhradia, patria pravdepodobne neokomu šiprúnskej série, ako na to poukazujú zvyšky bližšie neurčiteľnej fauny.

Keuper. Nadložím dolomitov sú pestré bridlice keuperu, červené, fialovkasté, žlté alebo červené so žltými fľakmi, trieštnatého rozpadu s polohami kremencov alebo dolomitov.

Budujú predovšetkým hrebeň a najväčšiu časť západných svahov Príslop—Poľany, odkiaľ zasahujú v dvoch liasom oddelených pruhoch, cez „Nad Rudno" do oblasti južnejšie od kóty 472 v Ľubochnianskej doline. Podobne vystupujú v dvoch, ale oveľa slabších pruhoch, oddelených od seba navzájom dolomitmi, južnejšie od Vysokého Vrchu, pričom južnejší pruh je vlastne len nepatrná šošovka zaškripnutá do dolomitov východne od horárne Huty.

Pestré bridlice keuperu majú väčšie rozšírenie aj v oblasti východne a južne od Podhradia, siahajúc cez kótu 708 až do Veľkej doliny. V malých útržkoch vystupujú v oblasti Katovej skaly, najmä na jej západných svahoch, severne od Sklabinského Podzámku, potom na Kopci a v sedle medzi Katovou skalou a Brložnicou.

Pestré bridlice keuperu boli zistené aj na V svahu kóty 688 a v oblasti „Medzi Konci" (v potoku západne od kóty 631 a na hrebeni JV od kóty 563), potom na Veľkom Vrchu (kóta 647) a v doline Kantor. Tu sa tiahnu v podobe slabého, často prerušovaného pruhu, ktorý spočíva priamo na žule od kameňolomu (východne od kóty 580, v doline Kantor) cez Uhliská po východných svahoch Lučenca (kóta 1042) do najvyššej časti Sklabinskej doliny ku kóte 850 a ďalej na JV po svahoch Kantora, Lopušnej a Kočky ku kóte 1006 a do najvyššej časti doliny Vôdky (Jasenská dolina) a odtiaľ ku kóte 1139.

Rét. Je vyvinutý v podobe tmavošedých vápencov s bohatou faunou brachiopódov a lamelibranchiát, prípadne s trsmi korálov. Miestami tmavošedé vápence rétu obsahujú polohy vápencov oolitických so železitými oolitmi, čím nadobúdajú charakter železných oolitických rúd.

Pruh tmavošedých vápencov s lumachelmi o mocnosti ca 20 m prebieha v nadloží východnej šošovky keuperu z Ľubochnianskej doliny (južnejšie od kóty 472 „Pod Fatrou") až na južné svahy rázsochy „Nad Rudným" (kóta 854). Vápence rétu značné rozšírenie nadobúdajú na západných svahoch hrebeňa Poľany. V oblasti Podhradia prebiehajú v pruhu smeru V-Z od Podhradia cez kótu 708 do Veľkej doliny. Ostatné výskyty rétu sú veľmi obmedzené. Tak vystupujú na západných svahoch Katovej skaly, budujú vrchol „Kopca" a sedielko medzi Brložnicou a Katovou skalou. Väčšie rozšírenie majú tmavošedé litodendrónové vápence Veľkého Vrchu. Siahajú z Prísloplu (kóta 575) po hrebeni Veľkého Vrchu cez kótu 647 až do sedielka, ponárajúc sa smerom na východ pod slienité vápence a slieny neokomu. Okrem korálov litodendrónov, ktoré vytvárajú na tmavých vápencoch biele škvrny, vyskytujú sa pekne zachované trsy *Thecosmilie*. Ako malé tektonické útržky vystupujú v najvyššej časti Sklabinskej doliny, na južných svahoch Lučenca (kóta 1042), na severných svahoch Rybníka (kóta 1083) a v najvyššej časti doliny Vôdky (Jasenská dolina) po južných svahoch Kočky.

Tmavošedé oolitické vápence so železitými oolitmi vytvárajú menšie polohy šošovkovitého alebo nepravidelného priebehu v lumachelových vápencoch a v minulosti boli predmetom banských prác, najmä na lokalite „Nad Rudnom" v Ľubochnianskej doline. Vápence podobného charakteru sa vyskytujú aj v oblasti východne od Podhradia a v najvyššej časti Sklabinskej doliny, ale hojnosť železitých oolitov na týchto lokalitách je menšia.

Lias. Vystupuje dosť obmedzene. Za jeho bázu možno pokladať súvrstvie šedých slienitých bridlíc a sľudnatých pieskovcov s polohami oolitických vápencov, ktoré spočívajú na tmavých lumachelových a železito-oolitických vápencoch rétu v oblasti Nad Rudnom, ktoré Kodym po-

kladá za vyššiu časť neokomu šiprúnskeho príkrovu. Tmavošedé krinoidové a čiastočne oolitické vápence, ako ich opisuje Štúr (1868) na východnom konci Podhradia, zastupujú pravdepodobne najvyššiu časť spomenutých greštenských vrstiev. Vystupujú okrem oblasti Podhradia aj v oblasti JZ od Rychárky a na západnom svahu kóty 1139. Orientačne boli zistené v oblasti južne od Borovej a na južných svahoch Ostrô vo Veľkej doline.

Vyššiu časť liasu reprezentujú škvrnité sliene a slienité vápence. Vystupujú najmä v pruhu prebiehajúcom od Poľany po východných svahoch Tlstého dielu (kóta 992) takmer ku kóte 472 v Ľubochnianskej doline, potom medzi Podhradím a Veľkou dolinou a na severných svahoch kóty 708.

Lias v adnetskom vývoji vystupuje v nepatrnom útržku severne od vyústenia doliny Ráztoky do Veľkej doliny. Obsahujú faunu belemnitov a amonitov, ktorá však nebola ešte spracovaná.

Dogger. Je vyvinutý ako šedé lavicovité vápence s rohovcami vetrajúcimi do hneda. Ich vystupovanie sa obmedzuje len na oblasť JV od Štiavničky, kde v pruhu mocnom ca 20 m prebiehajú cez Lazy (kóta 704) do údolia JZ od Podhradia a na Diel (kóta 791). V oblasti Ľubochnianskej doliny doger nebol zistený nikde. Západne od Sklabine, na južnom svahu Hradišťa (kóta 534), vystupujú lavicovité vápence podobného charakteru ako južne od Štiavničky, ktoré zastupujú pravdepodobne doger.

Malm. Lavice červených, prípadne zelenkastých vápencov, ktoré by mohli patriť malmu, vystupujú v doline Kantor, východne od Sklabinského Podzámku, vytvárajúc pitoreskné vežičky. Podobné vápence vystupujú na južnom svahu Dedikový, JZ od kóty 911, priamo na žule ľubochnianskeho masívu a pod slienitými vápencami neokomu. Keďže ani v tejto lokalite neboli nájdené skameneliny, ich stratigrafické zaradenie zostáva zatiaľ neurčité. Typické titónske kalpionelové vápence boli zistené v doline južne od Podhradia (východne od kóty 638). Sú celistvé, slabo ružovkasté, lastúrnatého lomu s veľkým množstvom *Calpionella alpina* Lorenz. Zriedkavejšie sú kalcifikované rádiolárie.

Spodná krieda — neokom. Je zastúpený šedými slienitými tenkolavicovitými vápencami s nerovným povrchom. V oblasti Horného a Dolného Jasena sa vyskytujú aj tmavošedé slienité vápence so žilkami kalcitu. Najrozšírenejšie sú však svetlošedé lavicovité vápence a sliene, ktoré sú obyčajne silne zvrásnené.

V tomto mohutnom komplexe slieňov a vápencov spodnej kriedy som našiel iba niekoľko úlomkov amonitov a rostier belemnitov. Svetlošedý vápenec s faunou belemnitov z Veľkého vrchu obsahuje početné kalpionely, a to: *Calpionella alpina* Lorenz a *Calpionella elliptica* Cadish. Podobne aj svetlošedý lavicovitý vápenec z východného svahu kóty 688,

JZ od Štiavničky, obsahuje tiež *Calpionella alpina* Lorenz a rádiolárie spumelárioveho typu, úplne skalcifikované.

Sliene a vápence neokomu zaberajú najväčšie plochy v západnej časti Veľkej Fatry, siahajúc zo skupiny Lysec—Rybník—Lučenec do Turčianskej kotliny ku Belej, Hornému a Dolnému Jasenu, Záboriu, Sklabinskému Podzámku, Borovej až k Sučanom, kde v podobe niekoľkých ostrovov vystupujú spod útvarov paleogénu. Z oblasti južne od Štiavničky sa tiahne oblasť neokomu cez Lazy a Diel ku Podhradiu (zrúcaniny hradu), potom na Konské a odtiaľ na Ostrô, Maguru do Ľubochnianskej doliny po priesmyk „Fatra".

K neokomu počítam aj sliene a slienité vápence v oblasti SV od Belej, ktoré Matějka (1924) kladie do liasu. Nelíšia sa totiž ničím od slieňov a slienitých vápencov, ktoré budujú Lysec a Rybník, čo už Štúr (1868) na základe nálezu *Ammonites neocomiensis* zaradil do neokomu. Tvoria tak pokračovanie neokomu zo skupiny Lysca. Dolomitická brekcia na Hradišti (kóta 696), SV od Belej, zastupuje bázu chočského dolomitu, ktorý spočíva na neokome krížňanského príkrovu a nevystupuje na tektonickej línii styku liasu s paleogénom, ako uvádza Matějka (1924).

Apt. Je zastúpený slieňmi a vápencami podobnými neokomu, avšak viac piesčitými a tmavošedými. Vyskytujú sa najmä v oblasti východne od Horného Jasena a SV od Belej. V tehelni, východne od Sučian, v najvýchodnejšej časti ostrova neokomu, vystupujú tmavošedé bridlice trieštnatého rozpadu, ktoré možno zaradiť tiež ešte do aptu.

Alb. Zastupujú šedé a šedohnedé slienité bridlice a sliene s polohami vápenitých, hrdzavo vetrajúcich pieskovcov. Obyčajne sa vyskytujú spolu s aptom. Nachádzame ich východne od Horného Jasena a východne od Belej (Belanský mlyn). K albu patrí teda najvyššia časť neokomu krížňanského príkrovu, ktorý vystupuje v Turčianskej kotline; o ňom Matějka (1927) vyslovil mienku, že by mohol patriť neokomu šiprúnskej série.

### CHOČSKÝ PRÍKROV

Zastupujú ho najmä dolomity stredného triasu. Vystupuje v podobe malých krýh na južnom okraji Sučian, ktoré opísal už Matějka (1924) a na Hradišti (kóta 696) SV od Belej, o ktorých som sa už zmienil. Hlavná masa chočských dolomitov však vystupuje v severnej časti Ľubochnianskej doliny, severne od priesmyku „Fatra".

### PALEOGÉN

Bazálny paleogén. Je zastúpený hruboklastickými zlepencami, jemnozrnnými zlepencami a korálovými a riasovými vápencami. Hrubozrn-

né zlepence neobsahujú žiadnu faunu, čo vyplýva z ich detritickej povahy. Vystupujú SV od kóty 718 (Veľký Vrch), východne od Horného Jasena. Ich nadložím sú jemnozrnnejšie zlepence s valúnikmi o maximálnej veľkosti hrachu. Obsahujú faunu numulitov, asilín a pekténov. Z mikrofauny boli zistené: *Textularia sp.* a *Rotalia sp.* Stretávame sa s nimi JV od dediny Konské, odkiaľ prestupujú na ľavý breh Veľkej doliny (Nolčovskej). Ďalší, už Štúrovi (1868) známy výskyt, nachádza sa pri Podhradí, kde tvorí malý kopček na východnom okraji obce. Odtiaľ prebieha po severných svahoch Diela Lazy, kde južne od kóty 531 sa stráca. Korálové vápence sa vyskytujú v údolíčku východne od Horného Jasena. Sú jemnozrnné až celistvé, hnedasté, s veľkým množstvom foraminifer a rias: *Biloculina sp., Triloculina sp., Ouinqueloculina sp., Gypsina sp., Distichoplax biserialis Dietrich, Orbitoides cf. complanata, Lithothamnium sp.*, zvyšky *Bryozoa*. Petrograficky zhodný vápenec vytvára steny ca 10 m vysoké na južnom svahu Veľkého vrchu, východne od Sklabine. Z jeho fauny som určil *Biloculina sp., Triloculina triangula Lam., Textularia sp., Rotalia sp.* a *Lithothamnium sp.*

Vyskytujú sa spolu s numulitovými vápencami a tiahnu sa v pruhu cez kótu 656 na severný svah Veľkého vrchu a do doliny Kantor, kde SV od uvedenej kóty vystupujú ešte ako malý izolovaný ostrov. Celkom nepatrné zvyšky bazálneho paleogénu boli nájdené na hrebeni medzi kótou 1052 a Hutkovom (kóta 1180). Vyššiu časť paleogénu tvorí flyšové súvrstvie bridlíc a pieskovcov Turčianskej kotliny, ktoré podrobne opísal Matějka (1924).

## ZÁVER

Po geologickom mapovaní východnej časti Veľkej Fatry A. Matějkom a po zistení existencie novej tektonickej jednotky, tzv. „šiprúnskeho príkrovu", ktorý zaberá v celku Štúrove „lunzské vrstvy", robil v oblasti Ľubochnianskej doliny geologické mapovanie O. Kodym. Výsledky jeho prác, ako som už uviedol, neboli uverejnené a stretávame sa s nimi len vo forme niekoľkých informatívnych poznámok pri iných autoroch. Podľa Kodymových zistení geologické pomery Ľubochnianskej doliny sa zhodujú s pomermi doliny Revúcej, ktorú zmapoval Matějka (Matějka 1927, 1930). Podľa geologickej mapy O. Kodyma 1:200 000, list Banská Bystrica, ako aj podľa jeho rukopisnej mapy, ktorú mi dal autor k dispozícii, šiprúnska séria, predovšetkým jej najvyššia časť — neokom — je aj v Ľubochnianskej doline veľmi intenzívne zvrásnená, usudzujúc z opakovaného vystupovania rohovcových vápencov a slieňov s pieskovcami neokomu a z vystupovania neokomu šiprúnskej série vo forme tektonického okna spod útvarov krížňanského príkrovu v oblasti Nad Rudným a Magury. Na takto silne zvrásnenom súvrství šiprúnskej série spočíva tektonicky a diskordantne krížňanský príkrov.

Geologickým mapovaním, ktoré som robil v Ľubochnianskej doline, bolo zistené, že opakované vystupovanie rohovcových vápencov a slieňov neokomu šiprúnskej série, ako aj tektonického okna v oblasti Nad Rudným a Magury, neexistuje.

Rohovcové vápence neokomu, podobne ako aj ich nadložené sliene s pieskovcami, prebiehajú len v jednom pruhu, a to z oblasti Kľaku (kóta 1395) po západných svahoch Ľubochnianskej doliny cez Turecko na Chmelinec a odtiaľ ďalej po južných svahoch Kutnikovho kopca do najvyššej časti údolia Kračko. K rohovcovým vápencom neokomu patria vápence, ktoré Kodym pokladal za gutenšteinské v oblasti Kľaku a Chlatkovej, ako aj vápence, ktoré budujú kótu 825 severne od Kečky. Podobne pruh vápencov, ktorý sa tiahne po južnom a východnom svahu Kečky, nepatrí gutenšteinským vápencom, ale tmavým vápencom s kremennými valúnikmi, ktoré tu zastupujú spodnú časť liasu šiprúnskej série.

Sliene a pieskovce, ktoré podľa Kodyma zastupujú neokom šiprúnskej série a vystupujú vo forme tektonického okna v oblasti Nad Rudným a Magury, patria, ako som už uviedol, liasu krížňanského príkrovu. Spočívajú na lumachelových a sčasti železitooolitických vápencoch rétu a obsahujú polohy oolitických vápencov, podľa čoho možno ich pokladať za grešteinské vrstvy.

Šiprúnsky príkrov v oblasti Roztrhnutého mostu a v údolí Kračko na južných svahoch Kutnikovho kopca sa ponára pod dolomity krížňanského príkrovu a nikde v severnej časti Ľubochnianskeho masívu už nevystupuje.

Vcelku však možno povedať, že vrstevný sled je v Ľubochnianskej doline obdobný so sledom, ktorý opísal Matějka z okolia Revúcej. Nebol však zistený lias z normálneho obalu, pestré bridlice verfénu, ako aj doger a malm šiprúnskeho príkrovu, naproti tomu sa konštatovalo zastúpenie pestrých bridlíc a kremencov verfénu na báze krížňanského príkrovu, ktorý v doline Revúcej nevystupuje.

Čo do tektonických pomerov šiprúnskeho príkrovu jeho tektonika je oveľa jednoduchšia ako v doline Revúcej, alebo ako vyplýva z Kodymovej mapy. Okrem tektonického vytiahnutia jednotlivých vrstiev, prípadne ako je to v západnej časti Ľubochnianskeho masívu, aj celých sérií (obalu a šiprúnskeho príkrovu, takže na žule spočíva keuper alebo priamo neokom krížňanského príkrovu), nepozorujeme väčšie tektonické komplikácie. Tieto sú jedine v oblasti Nad Rudným, kde keuper je zavrásnený do liasu a v oblasti Katovej skaly, ako aj v severnej časti Veľkej doliny.

Pri štúdiu geologických pomerov Ľubochnianskej doliny vynára sa znova problém stratigrafickej príslušnosti kremencov šiprúnskej série, ktoré iba na základe podobnosti s kremencami

normálneho obalu Ľubochnianskeho masívu sa počítajú ku spodnému triasu. Na ne po veľkom stratigrafickom hiáte v triase a réte transgreduje lias, ktorý je zastúpený tmavými vapencami s valúnikmi kremeňa. Útržkovité vystupovanie uvedených kremencov sa podľa Matějku vysvetľuje tektonickým vytiahnutím. Aj keď tektonické pochody spôsobili v severozápadnej časti Veľkej Fatry vytiahnutie nielen jednotlivých vrstiev, ale celých komplexov, napríklad celého normálneho obalu, šiprúnskej série a spodnej časti krížňanského príkrovu, predsa však sa vynára otázka, či útržkovité vystupovanie kremencov je čisto tektonického rázu, alebo či nie je zjavom primárnym a či kremence nepredstavujú bazálny člen liasu, ktorý po hiáte vo vrchnom triase a réte transgredoval na dolomity stredného triasu normálneho obalu. V celej rozlohe severozápadnej časti Veľkej Fatry neboli totiž nikde zistené pestré bridlice verfénu. Matějka ich uvádza iba z jednej a aj to z neistej lokality, v údolí Revúcej. Všade na kremencoch spočívajú vápence so značným obsahom kremenných valúnikov.

Riešenie tohto problému si pochopiteľne vyžaduje zmapovanie celej Veľkej Fatry a priľahlých území, ktoré, žiaľ, dosiaľ nebolo vykonané

4. VIII. 1954.

*Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I. Bratislava.

Andrusov D.—Koutek J., 1927: O rozšíření a stratigrafickém významu vápence s Calpionella alpina v záp. Karpatech. Věst. St. geol. úst. III., Praha.

Kodym O.—Matějka A., 1924a: O mezozoiku u Belé na východním okraji Turčanske kotliny na Slovensku. Rozpravy České akademie XXXIII, Praha.

Kodym O.—Matějka A., 1924b: Předběžná zpráva o neogénu v Turčanské kotlině na Slovensku. Rozpravy České akademie XXXIII, Praha.

Matějka A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mesozoika v kotlinách Turčianské a Handlovské na Slovensku. Sbor. St. geol. úst. IV, Praha.

Matějka A., 1925: Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Ružomberka na Slovensku. Věst. St. geol. úst. I, Praha.

Matějka A., 1927a: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. St. geol. úst. VII, Praha.

Matějka A., 1927b: O „šipkovských vrstvách a lunzském pískovci" v údolí Revúce jižně od Ružomberka na Slovensku a několik poznámek o chočském příkrovu. Věst. St. geol. úst. III, Praha.

Matějka A., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. St. geol. úst. VI, Praha.

Matějka A.—Andrusov D., 1931: Apperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaqie centrale et des régions avoisinantes. Guide des excursions, Knihovna St. geol. úst. Sv. 13. A, Praha.

Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. Reichsanst. XI, Wien.

Štúr D., 1868: Bericht über die geologischen Aufnahmen in oberen Waag und Granthale, Jahrb. d. geol. Reichsanst. XVIII. Wien.

Uhlig V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatra—Krivan Gebirges. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Kl. 72., Wien.

Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen, Wien.

ЯН БЫСТРИЦКИЙ

## Заметка о мезозое Любохнянской долины в горах Велька (Большая) Фатра

(Табл. VIII—IX)

В Любохнянской долине напластование слоев почти то же, что и в долине Ревуца, описание которой дал Матейка (1927 а). Разница проявляется в том, что здесь отсутствуют лейас и пестрые верфенские сланцы нормальной седиментарной оболочки кристаллического массива, пестрые сланцы верфена, а также доггер и мальм шипруньского покрова. С другой стороны в основании крижнянского покрова представлены пестрые сланцы и кварциты верфена, которых нет в долине Ревуца.

Тектоника шипруньского покрова здесь значительно проще, чем в долине Ревуца (Матейка 1927а, 1930), и проще, чем это представлено на листе Банска Быстрица карты О. Кодыма в масштабе 1 : 200.000.

Тектонические процессы проявились здесь вытяжением отдельных пластов, иногда целых серий — явление особенно частое в западной части гор Велька Фатра. Более сложная тектоника наблюдается в северной части гор Велька Фатра, в частности в крижнянском покрове.

Вопреки высказанным ранее предположениям, тектонического окна в области горы Магура не существует. Толща песчаников и сланцев, приурочиваемая О. Кодымом к неокому шипруньской серии, содержит горизонты оолитовых известняков и является эквивалентом грестенских слоев, под которыми находится рэт (люмахелловые известняки, оолитовые известняки с железистыми оолитами).

Шипруньский покров погружается под крижанский в области «Розтргнутый мост» и в долине Крачко; в северной части гор Велька Фатра он нигде не выходит на поверхность земли.

Возраст кварцитов в основании шипруньского покрова еще точно не установлен. Принимая во внимание их сходство с кварцитами нормальной седиментарной оболочки кристаллического массива, Матейка (1927а) относит их к нижнему триасу. Причину того, что они встречаются как лоскутьевидные массы он видит в надвиге шипруньского покрова на мезозой нормальной оболочки.

Возможно, однако, что это явление первичного характера, т. е., что кварциты представляют из себя основание лейаса и являются эквивалентом известняков с кремнистыми валунками; эти нижние слои лейаса трансгредировали на доломиты среднего триаса после перерыва в осадконакоплении, которое имело место в верхнем триасе и рэте.

Полный стратиграфический профиль шипруньского покрова наблюдается в южной части Любохнянского массива в горной группе Перушин и Двориска.

4. VIII. 1954.

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

*Перевод со словацкого В. Андруєвой*

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

### Табл. VIII.

Фиг. 1. Вершина горы Кляк (1395 м), сфотографованная с юга, 1-доломиты среднего триаса нормальной оболочки, 2-серые плитчатые известняки с роговиками — неоком шипруньского покрова, 3-мергелистые сланцы с горизонтами песчаников — неоком шипруньского покрова, 4-гутенштейнские известняки среднего триаса — крижнянский покров.

Фиг. 2. Серые плитчатые известняки нижней части неокома шипруньского покрова, а) тонкие слои роговиков темного или даже черного цвета.

### Табл. IX.

Фиг. 1. Плитчатые красные и зеленоватые известняки мальма крижнянского покрова, принимающие форму башенок. Выступают восточнее сел. Склабинский Подзамок в долине Кантор.

Фиг. 2. Стены нуммулитовых известняков на южном склоне горы Велький Врх восточнее сел. Склабина.

JÁN BYSTRICKÝ

## BEMERKUNGEN ÜBER DAS MESOZOIKUM DES LUBOCHŇA — TALES IN DER GROSSEN FATRA

*(Tab. VIII—IX)*

Im Lubochňa — Tal ist die Schichtenfolge analog, wie im Revúca — Tal, das von Matějka (1927a) beschrieben wurde. Lias der normalen Hülle, bunte Werfener Schiefer, so wie auch Dogger und Malm der Šipruň — Decke wurden aber nicht festgestellt. Dagegen hat man das Vorkommen von bunten Schiefern und Werfener Quarziten auf der Basis der Krížna — Decke konstatiert, welche im Revúca — Tal nicht auftreten.

Was die tektonischen Verhältnisse der Šipruň — Decke betrifft, ist ihre Tektonik viel einfacher, als im Revúca — Tal (Matějka 1927a, 1930) oder wie es sich aus der geologischen Karte von O. Kodym 1:200.000 — Blatt Banská Bystrica (Guide des excursions) ergibt.

Ausser der tektonischen Auswalzung einzelner Schichten, eventuell — wie es hauptsächlich im westlichen Teile der Grossen Fatra der Fall ist — auch der ganzen Serien, merkt man keine grösseren tektonischen Komplikationen. Diese beschränken sich auf den nördlichen Teil der Grossen Fatra, u. zw. auf die Krížna — Decke.

Das tektonische Fenster im Gebiete der Magura existiert nicht. Der Schichtenkomplex von Sandsteinen und Schiefern, den O. Kodym für Neokom der Šipruň — Serie hält, enthält Lagen oolitischer Kalksteine und vertritt die liassischen Grestener Schichten der Krížna — Decke, welche über Rhät (Lumachellenkalksteine, oolithische Kalksteine mit Fe — Oolithen) ruhen.

Die Šipruň — Decke taucht in dem Gebiete Roztrhnutý most und Kračko — Tal unter die Krížna — Decke und im nördlichen Teile der Grossen Fatra tritt sie schon nirgends auf.

Unbestimmt bleibt das Alter der Quarzite auf der Basis der Šipruň — Decke. Nach der Aehnlichkeit mit den Quarziten der normalen Hülle hält sie Matějka (1927a) für untertriassisch und ihr schollenförmiges Auftreten ist laut ihm durch die tektonische Ueberschiebung der Šipruň — Decke über das Mesozoikum der normalen Hülle verursacht worden.

Es ist auch möglich, dass das schollenförmige Vorkommen der erwähnten Quarzite eine primäre Erscheinung ist, dass sie die Liasbasis (Kalksteine mit Quarzgeröllchen) vertreten, und auf mitteltriassische Dolomiten der normalen Hülle nach dem Hiatus in der oberen Trias und Rhät transgredierten.

Eine komplette Schichtenserie der Šipruň — Decke wurde im südlichen Teile des Lubochňa — Massives in der Gruppe Perušín und Dvoriská konstatiert.

4. VIII. 1954.

*Geologische Anstalt Dionýz Štúr's*
*Bratislava*

## ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN

### Tafel VIII

*Bild 1* Gipfel des Berges Kľak (Kote 1395) vom Süden.
1. Mitteltriassische Dolomite der normalen Hülle,
2. Graue bankige Kalksteine mit Hornsteinen — Neokom der Šipruň-Decke.
3. Mergelige Schiefer mit Sandsteinlagen — Neokom der Šipruň-Decke, 4. Mitteltriassische Guttensteiner Kalke der Krížna — Decke.

*Bild 2* Graue bankige Kalksteine des unteren Neokom der Šipruň-Decke a) Bänkchen dunkler bis schwarzer Hornsteine.

### Tafel IX

*Bild 1* Türmchen roter und grünlicher bankiger Kalksteine der Krížna — Decke, die östlich von der Gemeinde Sklabinský Podzámok im Kantor — Tal auftreten.

*Bild 2* Wände der nummulitischen Kalksteine am südlichen Abhange des Berges Veľký Vrch, östlich von der Gemeinde Sklabiná.

SILVESTER KRAJČOVIČ

# GEOFYZIKÁLNE MERANIA NA VODNEJ HLADINE

*(14 obr., ruské a nemecké resumé)*

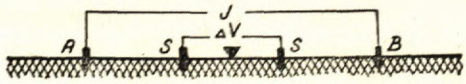
Na jar r. 1952 bola mi ako vedúcemu geofyzikálneho oddelenia pri Slovenských zemevrtných závodoch zverená úloha vykonať plošnú geoelektrickú sondáž v jazovej oblasti vodného diela „Dunaj" a dokresliť obraz o neogénnom nepriepustnom podloží, ktorý bol získaný na základe predbežnej geologickej sondáže. Súčasne som sám prišiel na „Hydroprojekt" s iniciatívnym návrhom, aby bolo upustené od plánovanej geologickej sondáže priamo v koryte Dunaja a aby sa drahá geologická sondáž nahradila geofyzikálnym prieskumom priamo na vodnej hladine.

Pre geofyzikálne meranie bola zvolená Wennerova metóda. Táto metóda bola použitá z dvoch dôvodov: je to najjednoduchšia metóda a potom podľa predbežných výpočtov potenciály (vlastne rozdiely potenciálov) v tomto prípade budú také malé, že pri inej metóde by boli veľmi ťažko merateľné.

Princíp Wennerovej odporovej metódy je veľmi jednoduchý: dvoma sýtiacimi kovovými elektródami $A$ a $B$ zavedieme do zeme, v našom prípade do vody, rovnosmerný elektrický prúd. Tým vytvoríme umelé elektrické pole. Medzi sýtiace elektródy umiestime dve meracie elektródy. (Nádobka vyhotovená z pórovitej pálenej sádry je naplnená nasýteným roztokom $CuSO_4 + 5H_2O$ a vlastná elektróda je z čistej medi. (Sýtiace elektródy a meracie elektródy sú rozložené na priamke a ich vzájomné usporiadanie je také, že $AS_1 = S_1S_2 = S_2B$ (pozri obr. 1).

Výpočet zdanlivého špecifického odporu je pomerne jednoduchý, ako to vyplýva zo vzorca (1)

$$\varrho_{zd} = \frac{2\pi a \Delta V}{J}. \qquad (1)$$




*Obr.* 1. Wennerovo usporiadanie elektród.

Vo vzorci $a$ znamená vzdialenosť elektród a sond (obr. 1), $J$ intenzitu sýtiaceho prúdu v ampéroch a $\Delta V$ rozdiel potenciálov vo voltoch. Keď je geologický profil tvorený dvoma vrstvami, z ktorých prvá má mocnosť $h_1$ a druhá (podložná vrstva) siaha do nekonečna alebo je aspoň veľmi mocná (prevyšuje desaťnásobok mocnosti prvej vrstvy) a okrem toho sa obidve vrstvy nápadne odlišujú elektrickým odporom, pričom odpor prvej vrstvy označíme ako $\varrho_1$ a odpor druhej vrstvy ako $\varrho_2$, pre pomer zdanlivého špecifického odporu $\varrho_{zd}$ a skutočného odporu prvej vrstvy $\varrho_1$ dostaneme tento vzorec:

$$\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1} = 1 + 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{1 + \frac{4n^2 h_1^2}{a^2}}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{1 + \frac{n^2 h_1^2}{a^2}}} \qquad (2)$$

kde výraz $k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1}$ a $n$ značí počet zrkadlení skutočného zdroja prúdu v rovine rozhrania prvej a druhej vrstvy. Presné odvodenie vzorca čitateľ nájde v učebniciach geofyziky.

## POSTUP PRI MERANÍ NA VODNEJ HLADINE

Meranie na vodnej hladine kladie zvýšené požiadavky pre postup meračských prác, aby výsledky boli použiteľné. Podmienky, ktoré kladie teória pre zdarné vykonanie výskumu, sú:

1. homogénne a izotropné vodivé prostredie,
2. vodorovný zemský povrch,
3. horizontálne uloženie geologických vrstiev,
4. malé a časom sa nemeniace telurické prúdy,
5. veľký rozdiel špecifických odporov jednotlivých vrstiev, ktoré tvoria geologický profil, ktorý sme skúmali.

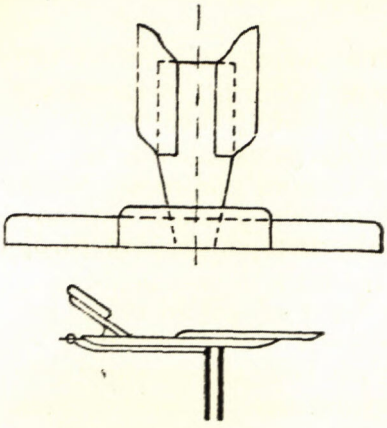
Ak to berieme prísne, pri meraní na vodnej hladine nebola splnená ani jedna z podmienok (aspoň nie na 100%). Čo sa týka prvej podmienky, táto bola splnená zo všetkých najlepšie. Riečna voda je homogénnym vodivým prostredím, takže pri meraní som dosiahol skoro konštantnú intenzitu sýtiaceho prúdu. Kolísanie bolo v medziach 0,5—1,0%.

Vodorovnosť povrchu je zachovaná prakticky úplne dokonale; rieka má v týchto miestach spád ca 0,6‰.

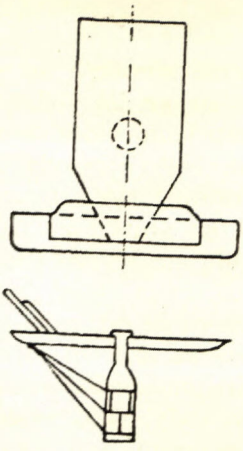
Uloženie geologických vrstiev je veľmi približne vodorovné. Telurické prúdy sú pomerne malé. Posledná podmienka je splnená najhoršie. Odpor 1 m³ dunajskej vody bol 25—30 ohmov, odpor 1 m³ dunajských aluviálnych štrkov bol 250—300 ohmov a konečne odpor neogénnych slieňov bol asi 90—110 ohmov. Táto skutočnosť mi pri vyhodnocovaní nameraných odporových kriviek robila najväčšie ťažkosti. Podrobnejšie sa o tom zmienim v kapitole o interpretácii nameraných hodnôt.

## PLAVÁKOVÉ ZARIADENIE

Sýtiace elektródy $A$, $B$ a meracie elektródy $S_1$, $S_2$ som pripevnil na drevené plaváky. Tieto sú riešené empiricky, lebo pôvodné plavákové zariadenie, ktoré bolo v laboratóriu navrhnuté, sa neosvedčilo. Plaváky majú tvar, ktorý sa najlepšie osvedčil a vyhovuje podmienkam stability (obr. 2 a 3). Plavák pre sýtiacu elektródu je z dreva, vlastná elektróda je me-

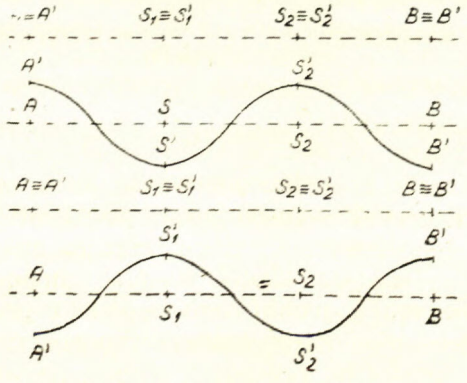


*Obr.* 2. Plavák pre sýtiacu elektródu.



*Obr.* 3. Plavák pre meraciu sondu.

dená. Plavák pre meraciu elektródu je tiež drevený, ale je menší a vlastná elektróda pozostáva z pórovitej nádoby vybavenej tak, ako som ju v úvode opísal. Práca s plavákovou sústavou bola veľmi ťažká, lebo plaváky robili tri rozličné pohyby (kyvadlový pohyb celého plavákového systému, vlastný kyvadlový pohyb plaváka v smere horizontálnom a vlastný kyvadlový pohyb plaváka v smere vertikálnom). Plaváky zaujímali postupne polohy, ako je to schematicky znázornené na obr. 4. Pozorovaním




*Obr.* 4. Vlnivý pohyb elektród a sond.

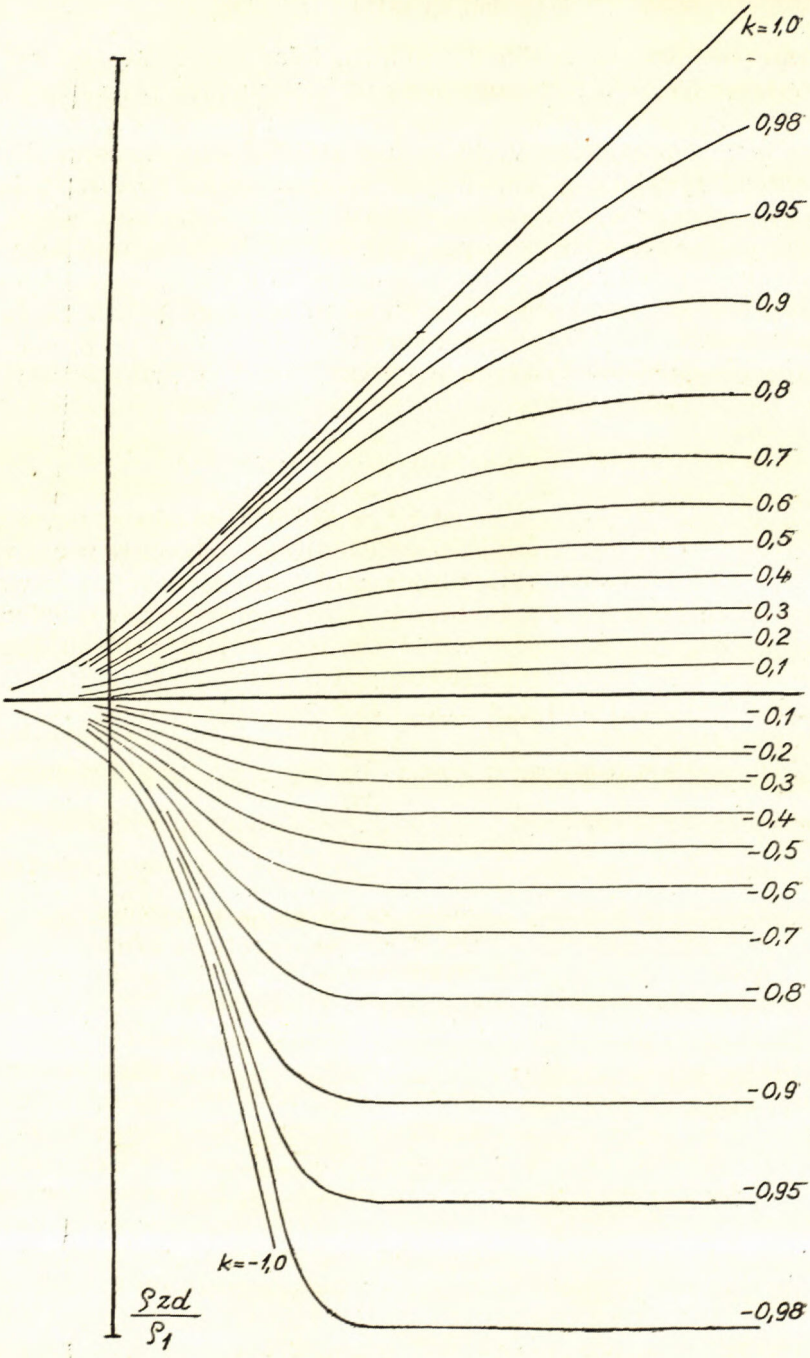
boli zistené tieto veľkosti jednotlivých pohybov: výška vlny pri kyvadlovom pohybe celého zariadenia asi 60 cm, vlastný kyvadlový pohyb jednotlivých plavákov asi 60 cm na obidve strany a vlastný kyvadlový pohyb v smere vertikálnom asi ±10 cm. Veľkosti možných chýb, ktoré sú zapríčinené práve vypočítanými pohybmi, budú uvedené ďalej.

## POSTUP PRI VLASTNOM MERANÍ

Meranie samotné sa robilo v prúdnici, kde povrchová rýchlosť vody dosahovala až 3m/sek. Narážanie vody na steny nádob pri meracích sondách zapríčiňovalo zmenu koncentrácie roztoku modrej skalice, čoho dôsledkom bolo nepravidelné vychyľovanie ručičky galvanometra. Bol som preto nútený fyzikálnemu stavu sond venovať veľkú pozornosť. Nádoby museli byť stále plné nasýteného roztoku. Bočné steny nádob boli izolované ochranným, vo vode nerozpustným lakom. Merania som robil opačným postupom — od najväčšieho rozstupu (180 m) k najmenšiemu (1 m). Krok merania od začiatku merania po 60 m bol 1 m, potom až do konca merania 0,5 m. Jedno meranie trvalo 4—5 minút. Každá sonda bola situačne zachytená z brehu a okrem toho bola zanivelovaná výška hladiny vody. Ako výsledok meraní som vypracoval geologické profily (pozri prílohy).

## INTERPRETÁCIA NAMERANÝCH HODNÔT

Pomer zdanlivého špecifického odporu a skutočného odporu prvej geologickej vrstvy je funkciou vzdialenosti elektród a mocnosti prvej vrstvy, ako je to zrejmé z rovnice (2). Pod interpretáciou odporových kriviek rozumieme určenie mocností jednotlivých geologických vrstiev a určenie ich elektrických odporov. Krivky sa vyhodnocujú grafickou metódou. Táto metóda sa zakladá na porovnaní nameraných odporových kriviek, vypočítaných podľa rovnice (1) s teoretickými krivkami, ktoré sú vypočítané podľa rovnice (2). Teoretické krivky sú vypočítané pre určité pomery špecifických odporov prvej a druhej vrstvy ($\varrho_2 : \varrho_1$) a pre určité pomery mocnosti prvej vrstvy k rozstupu elektród $\frac{AB}{2\,h_1}$. Krivky sú vynesené v dvojitom logaritmickom meradle (obr. 5) a modul meradla je 62,5 mm. Na kolmej osi sú pomery $\frac{\varrho_1}{\varrho zd}$ a na vodorovnej osi sú pomery $\frac{AB}{2\,h_1}$. Keď koeficient $k_{12}$ bude rovný nule, čo sa stane vtedy, ak sa špecifické odpory obidvoch geologických vrstiev rovnajú, zmení sa teoretická krivka na priamku, ktorá sústavu teoretických kriviek rozdelí na dve časti. V jednej časti sú teoretické krivky pre $k_{12}$ kladné (keď je odpor druhej vrstvy väčší ako odpor prvej vrstvy), v druhej časti sú krivky pre $k_{12}$ záporné (odpor prvej vrstvy je väčší ako odpor druhej vrstvy). Pre interpretáciu narysujeme nameranú krivku na priesvitný papier, pravda, v tom istom meradle, v akom sú konštruované teoretické krivky. Na priesvitnom papieri narysovanú praktickú krivku priložíme na obraz teoretických kriviek a za zachovania rovnobežnosti súradnicových osí pri obidvoch krivkách posunujeme praktickou krivkou dovtedy, kým obrazy obidvoch kriviek nesplynú. Na súradnicovej sústave možno teraz odpočítať hodnoty pre mocnosť prvej vrstvy, ako aj pre jej skutočný odpor. Súčasne na príslušnej teoretickej krivke odpočítame aj hodnotu koeficientu $k_{12}$ a pomocou nej určí-



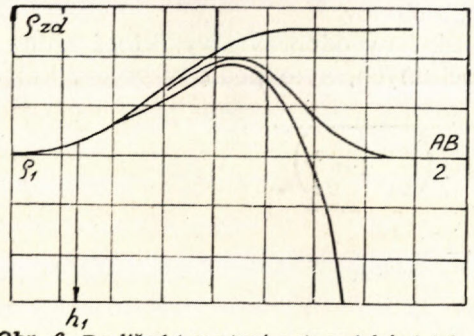

*Obr.* 5. Teoretické krivky dvoch vrstiev.

me skutočný odpor druhej vrstvy. Týmto problém dvoch vrstiev je vyriešený.

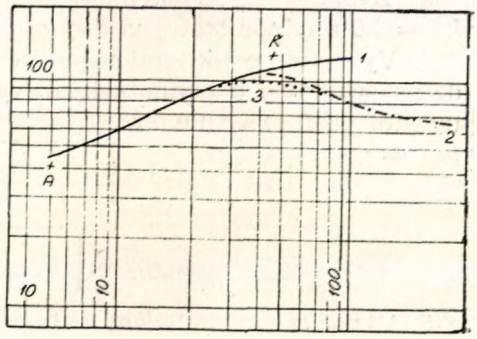
Pretože pri interpretácii kriviek nameraných na hladine Dunaja sa zistilo, že dolná časť krivky problému dvoch vrstiev nevyhovuje, bolo treba prejsť k problému troch vrstiev. Podrobná teória pre riešenie problému troch vrstiev sa neuvádza, lebo:

1. teória je veľmi obšírna, 2. rozličnί autori majú rozličné vyhodnocovacie spôsoby, 3. teória stavia na mnohých, v prírode len zriedkakedy splnených podmienkach, 4. rozvedenie teórie presahuje rámec tohto článku.

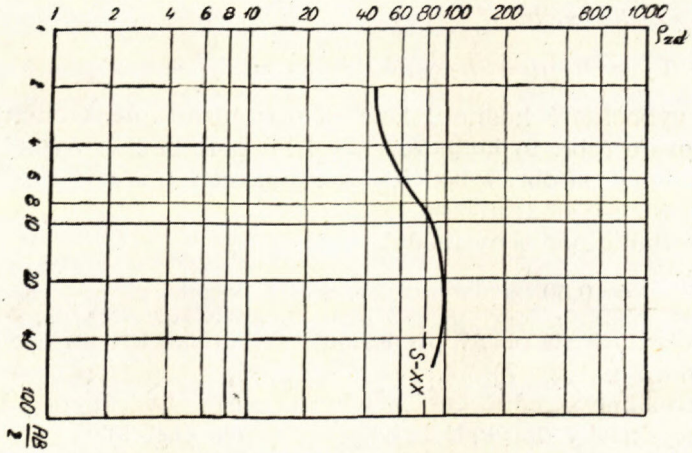
Pre náš prípad podľa sovietskeho geofyzika prof. D a c h n o v a platí sústava rovníc pre trojvrstevné krivky typu *K* (odpor prvej vrstvy je menší ako odpor druhej vrstvy a ten je zase väčší ako odpor tretej vrstvy). Pre tento prípad môžeme dostať tri typy trojvrstevných kriviek (obr. 6). Horná vetva platí pre prípad, keď $\frac{h_2}{h_1} = \infty$ čiže pri $h_1 = 0$ alebo pri $h_2 = \infty$. Stredná vetva platí pre prípad, že odpor prvej a tretej vrstvy




*Obr. 6.* Rozličné typy trojvrstvových kriviek.

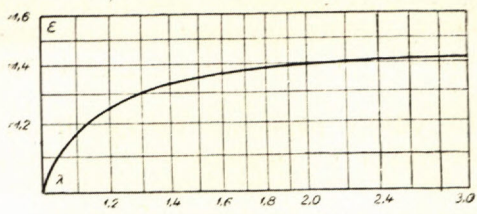



*Obr. 7.* Konštrukcia trojvrstvovej krivky.




*Obr. 8.* Praktická krivka; S-XX, získaná meraním na sonde S—20.

sú rovnaké (približne náš prípad). Tretia vetva platí pre prípad, že odpor tretej vrstvy je rovný nule.




*Obr.* 9. Krivka závislosti ε od λ.

## Praktický príklad

Pri krivke *S*-XX treba určiť skutočný špecifický odpor prvej, druhej a tretej geologickej vrstvy a mocnosť prvej a druhej geologickej vrstvy (mocnosť tretej vrstvy predpokladáme nekonečne veľkú).

1. Vezmeme praktickú krivku *S*-XX, narysovanú na dvojitom logaritmickom papieri (obr. 8) a už opísaným spôsobom určíme, že $h_1 = 6$ m, $\varrho_1 = 42$ ohmov, $\varrho_2 = 126$ ohmov.

2. Na dvojitý logaritmický papier (obr. 7) vynesieme súradnice bodu *A* ($h_1 = 6$ a $\varrho_1 = 42$) a z obrázku 5 prenesieme z bodu *A* teoretickú krivku pre modul $\mu = 3$ (krivka 1 na obr. 7).

3. Zvolíme si odhadom z praktickej krivky mocnosť druhej vrstvy $h_2 = 30$ a odpor tretej vrstvy $\varrho_3 = 30$ ohmov.

4. Vypočítame fiktívnu mocnosť a fiktívny odpor vrstvy, ktorá nahradzuje súvrstvie o hodnotách už vypočítaných, a to podľa vzorcov, ktoré uviedol prof. Dachnov:

$h_{12} =$

$$h_{12} = \varepsilon \sqrt{(h_1\varrho_1 + h_2\varrho_2)\left(\frac{h_1}{\varrho_1} + \frac{h_2}{\varrho_2}\right)} \tag{3}$$

$$\varrho_{12} = \sqrt{\varrho_1\varrho_2 \frac{h_1\varrho_1 + h_2\varrho_2}{h_1\varrho_2 + h_2\varrho_1}} \tag{4}$$

5. Vypočítame koeficient anizotropie λ:

$$\lambda = \sqrt{\frac{(T_1 + T_2)\,(S_1 + S_2)}{h_1 + h_2}}, \tag{5}$$

kde $T_1 + T_2 = h_1\varrho_1 + h_2\varrho_2$; $S_1 + S_2 = \frac{h_1}{\varrho_1} + \frac{h_2}{\varrho_2}$

6. Pre vypočítanú hodnotu koeficientu anizotropie λ odčítame na pomocnom grafe (obr. 9) hodnotu $\varepsilon = 1{,}14$, potrebnú v rovnici (3) a ďalej.

7. Vynesieme na obr. 7 bod *K* o súradniciach
$(h_1 + h_2)\,\lambda\,\varepsilon = 44{,}2$; $\varrho_{12} = 102{,}8$

8. Vypočítame pomocný modul

$$\mu'_2 = \frac{\varrho_3}{\varrho_{12}} = 0{,}30.$$

9. Z počiatku *K* na obr. 7 prenesieme teoretickú krivku o module $\mu'_2 = 0{,}30$ (krivka 2 na obr. 7),

10. Dokreslíme strednú časť krivky na obr. 7 tak, aby sa ľavá časť dokresľovanej krivky dotýkala krivky 1 a pravá časť krivky 2.

11. Vykonáme vlastnú interpretáciu tak, že porovnáme, či sa nami na-

rysovaná krivka pre problém troch vrstiev primyká k praktickej krivke.

12. Vidíme, že krivka veľmi približne súhlasí, preto odhadnuté hodnoty $h_2 = 30$ m a $\varrho_3 = 30$ ohmov považujeme za konečné. Keby takto skonštruovaná krivka nesúhlasila, musel by sa pokus opakovať i s inými hodnotami, až by sme dospeli k súhlasu (prekrytiu oboch kriviek, tak praktickej ako aj skonštruovanej).

Takýmto spôsobom sme vyhodnotili všetky namerané krivky. Predpoklad, že rieka tečie zlomovou partiou, ukázal sa správny.

## POROVNANIE VÝSLEDKOV DOSIAHNUTÝCH GEOFYZIKÁLNOU METÓDOU S VÝSLEDKAMI GEOLOGICKÉHO SONDOVANIA

Aby sme umožnili vniknúť do podstaty veci a aby sme ukázali, v akých medziach sa pohybujú odchýlky geofyzikálnej sondáže od výsledkov dosiahnutých mechanickou (geologickou) sondážou, je priložené celkové vyhodnotenie prác v oblasti jazu.

Prílohy ku geológii:

1. Geologické profily 1, 2, 3, 4, výšky v meradle 1:1000, dĺžky v meradle 1:5760.

Prílohy ku geofyzike:

1. Geofyzikálne profily 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, ktoré idú kolmo na tok Dunaja, výšky v meradle 1:1000, dĺžky v meradle 1:2880.

2. Porovnávacie geofyzikálne profily 9 a 10. Tieto profily idú sondami *J*-1, *J*-16, *J*-19, *T*-0,0, *J*-10, *J*-17, *J*-20, *J*-23 a tvoria jadro obidvoch pozorovaní, kde sa naskytá možnosť vykonať porovnanie obidvoch sondáží, tak geologickej, ako aj geofyzikálnej a zhodnotiť celkový výsledok geofyzikálnych meraní.

Ide o pozorovanie nerovnakej presnosti, lebo povrchová vrstva, ktorá má na výsledky merania rozhodujúci vplyv, nespĺňa základnú podmienku teórie, totiž homogenitu a izotropnosť. Preto sa pri výpočte strednej chyby jedného merania prihliadalo na túto skutočnosť a odchýlkam pri sondách, ktoré boli urobené za najpriaznivejších podmienok, prisúdila sa váha 1,0. Merania za menej priaznivých podmienok (pri ktorých jedna elektróda bola vo vlhkej hline a druhá v suchom štrku) dostali váhu 0,8. Konečné merania vykonané na vodnej hladine majú najmenšiu váhu 0,5. Vo výpočte strednej chyby jedného merania sa uvažuje celkom 13 sond:

a) merania s váhou 1,0 pri sondách *J*-18, *J*-19, *J*-22, *J*-10 a *J*-17,

b) merania s váhou 0,8 pri sondách *J*-16, *T*-00, *J*-1, *J*-20, a *J*-23,

c) merania s váhou 0,5 pri sondách XIV, XV a VII.

Výsledky dosiahnuté geologickou sondážou považujeme za presné, odchýlky budú mať teda ráz skutočných chýb. Výpočet je zostavený do tabuľky 1.

Tabuľka 1.

| sonda | neogén geológia | neogén geofyzika | E | EE | pEE | pozn. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| J—18 | 10,0 m | 9,0 m | +1,0 | 1,00 | 1,00 | — |
| J—19 | 17,5 m | 17,0 m | +0,5 | 0,25 | 0,25 | — |
| J—22 | 10,0 m | 9,5 m | +0,5 | 0,25 | 0,25 | — |
| J—10 | 27,0 m | 26,0 m | +1,0 | 1,00 | 1,00 | — |
| J—16 | 16,0 m | 21,5 m | —5,5 | 30,00 | 24,00 | — |
| T—00 | 17,5 m | 15,0 m | +2,5 | 6,25 | 5,00 | — |
| J—1 | 14,5 m | 18,0 m | —3,5 | 12,20 | 9,76 | — |
| J—20 | 15,0 m | 14,0 m | +1,0 | 1,00 | 0,80 | — |
| J—23 | 15,5 m | 15,0 m | +0,5 | 0,25 | 0,20 | — |
| XIV | 22,0 m | 25,5 m | —3,5 | 12,20 | 6,10 | na vode |
| XV | 20,0 m | 27,5 m | —7,5 | 56,00 | 28,00 | na vode |
| VII. | 23,0 m | 34,0 m | —11,0 | 121,00 | 60,50 | na vode |
| | | | | súčet pEE = | 137 | |

Pre strednú chybu jedného merania dostaneme:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\Sigma pEE}{n}} = \pm \sqrt{\frac{137}{13}} = \pm 3{,}2 \text{ m.}$$

Ako sa presvedčíme z teoretického rozboru chýb, zavinených vplyvom kolísania hladiny Dunaja a vplyvom kývavého pohybu elektród, veľkosť týchto chýb je celkom oprávnená a správna.

ROZBOR CHÝB PRI MERANÍ NA VODNEJ HLADINE

Rovnica pre pomer zdanlivého špecifického odporu $\varrho zd$ a skutočného odporu prvej vrstvy $\varrho_1$ má tvar:

$$\frac{\varrho zd}{\varrho_1} = 1 + 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{1+\frac{4n^2h_1^2}{a^2}}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{1+\frac{n^2h_1^2}{a^2}}} \qquad (6)$$

Uvažujeme teraz, akej chyby sa pri meraní na vodnej hladine dopustíme, keď veličiny $a$, $h_1$, $k_{12}$ nebudú konštantné, ale sa zmenia o hodnoty $da$, $dh_1$, a $dk_{12}$. Pri meraní na vodnej hladine treba mať na zreteli tieto skutočnosti:

1. mocnosť prvej vrstvy (vody) kolíše so zmenou hladiny Dunaja;
2. skutočný odpor prvej vrstvy sa tiež mení. Je to zapríčinené nerovnakou koncentráciou dunajskej vody, ktorá obsahuje minerály a organické zvyšky v nerovnakom množstve;
3. zmena vzájomnej vzdialenosti elektród a sond, ktorá je zavinená nerovnakou intenzitou prúdu, zapríčiňuje zmenu veličiny $a$, čo sa nevyhnutne prejaví na odporovej krivke.

Rovnicu (6) môžeme preto napísať v tvare:

$$\varrho zd = \varrho_1 \varphi (a, h_1, k_{12}). \qquad (6)$$

Výraz pre totálny diferenciál, ktorý vyjadruje celkovú veľkosť chyby, dostaneme derivovaním rovnice (6').
Vypočítame parciálnu deriváciu rovnice (6') podľa a, dostaneme:

$$\frac{\partial f}{\partial a} = \varrho_1 \sum_{n=1}^{n=\infty} \left( \frac{16\, k_{12}^n n^2 h_1^2}{a^3 \left[1+\left(\frac{2n\,h_1}{a}\right)^2\right]^{3/2}} - \frac{2k_{12}^n n^2 h_1^2}{a^3 \left[1+\left(\frac{nh_1}{a}\right)^2\right]^{3/2}} \right) = \varrho_1 x \qquad (6'')$$

podobne dostaneme ďalšie dve parciálne derivácie:

$$\frac{\partial f}{\partial h_1} = \varrho_1 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{2k_{12}^n n^2 h_1}{a^2 \left[1+\left(\frac{n\,h_1}{a}\right)^2\right]^{3/2}} - \frac{16\, k_{12}^n n^2 h_1}{a^2 \left[1+\left(\frac{2n\,h1}{a}\right)^2\right]^{3/2}} = \varrho_1 y \qquad (6''')$$

$$\frac{\partial f}{\partial \varrho_1} = \frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1} - \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{8\varrho_2 \varrho_1 n\, k_{12}^{n-1}}{\sqrt{1+\left(\frac{2n\,h_1}{2}\right)^2}\left(\varrho_1+\varrho_2\right)^2} + \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{4\varrho_1 \varrho_2 n\, k_{12}^{n-1}}{\sqrt{1+\left(\frac{n\,h_1}{a}\right)^2}\left(\varrho_1+\varrho_2\right)^2} = Z \qquad (6'''')$$

po dosadení do výrazu pre totálny diferenciál dostaneme:

$$d\varrho zd = \varrho_1 x + \varrho_1 y + z. \qquad (7)$$

Táto rovnica nám udáva, akú zmenu dosiahne zdanlivý špecifický odpor, keď sa mocnosť prvej vrstvy zmení o $dh_1$, skutočný odpor prvej vrstvy o $d\varrho_1$ a vzájomná vzdialenosť elektród a sond o hodnotu $da$.

PRAKTICKÝ VÝPOČET ROVNICE (7)

Zvoľme si teraz $h_1 = 6$ m. To je v miestach geofyzikálnej sondáže stredná hĺbka Dunaja. Odpor prvej vrstvy nech je 30 ohmov a odpor druhej vrstvy nech je 150 ohmov. Pre tieto hodnoty výraz $k_{12}$ nadobudne hodnotu + 0,666. Výpočet prvého člena rovnice (7) zostavme do tabuľky 2. Keď urobíme súčet prvých piatich členov sumácie pre uvedené hodnoty a pre $a = 2$ m, dostaneme veľkosť chyby, zavinenej zmenou prvej vrstvy $dh_1 = 10$ cm. Ako z výpočtu vidieť (tab. 2), rad veľmi rýchlo konverguje a ďalej počítať nemá význam, najmä keď zo zákonitosti radu vyplýva, že súčet všetkých ďalších členov je menší ako najbližšia vyššie stojaca hodnota. Chyba zo zanedbania všetkých ostatných členov bude rádu asi $2 \times 10^{-2}$ ohmov. Aby sme získali obraz o ďalšom priebehu chyby, urobíme ešte výpočet prvých členov sumácií pre pomery $a = 3$, $a = 5$, $a = 10$, $a = 20$, $a = 40$, $a = 60$ m. Z veľkosti týchto hodnôt (pozri tab. 2) ľahko

usúdime, že chyba zapríčinená zmenou výšky vodnej hladiny má maximum asi pri rozstupe $a = 8—20$ m. Celková chyba je zanedbateľne malá a je počítaná z reálnych predpokladov, lebo kolísanie vodnej hladiny bolo sledované niveláciou.

V tabuľke 3 je obdobným spôsobom vypočítaná veľkosť chyby zavinená zmenou vzdialenosti elektród a sond $da = 10$ cm. Sumácia je urobená zase len pre prvých 5 členov a pre podmienku, že $a = 2$ m. Táto chyba je väčšia ako prvá, ale ako sa ďalším výpočtom presvedčíme, nenadobudne nebezpečnú veľkosť. Jej maximum je asi pri rozstupe 30 m, teda až na konci sondy.

V tabuľke 4 som vypočítal tretiu chybu, zavinenú zmenou skutočného odporu prvej vrstvy o hodnotu $d\varrho_1$. Túto hodnotu zmeny odporu prvej vrstvy som dostal spriemernením pozorovaní odporu pri malom rozstupe elektród a sond ($a = 2$ m). Veľkosť chyby, ktorá je rádu asi $5 \times 10^{-2}$ ohmov, so vzdialenosťou sa zväčšuje, až nadobudne maxima pri $a = \infty$. Maximum tejto chyby vypočítame ako súčet nekonečného geometrického radu, kde prvý člen má hodnotu $a_1 = 0{,}66$, kvocient $q = 0{,}66$. Jej veľkosť (4,90 ohmov) si môžeme overiť odčítaním z grafu teoretických kriviek.

Pre celkovú chybu pri rozstupe $a = 2$ m platí:

$$d\varrho zd = 0{,}026 + 0{,}156 + 3{,}053 = 3{,}234 \text{ ohmov.}$$

| M | J | E | R | E . R | $\varrho^{zd}$ | Poznámka |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2 | 30 | 51,5 | 2X | 103 | 43 | S—XX |
| 3 | | 35,8 | | 71,6 | 45 | 27. VIII. 1952 |
| 4 | | 29,1 | | 58,2 | 48 | hl. vody: O —38 cm |
| 5 | | 44,0 | | 88 | 56 | v. vody = 2 m/sek |
| 6 | | 40,8 | | 81,6 | 61 | |
| 7 | | 38,0 | | 76 | 64 | |
| 8 | | 35,3 | | 70,6 | 71 | |
| 9 | | 32,8 | | 65,6 | 74 | |
| 10 | | 31,0 | | 62,0 | 78 | |
| 12 | | 55,1 | 1X | 55,1 | 83 | |
| 14 | | | | 49,8 | 88 | |
| 16 | | | | 45,5 | 91 | |
| 18 | 50 | 41,9 | 1X | 41,9 | 95 | |
| 20 | | | | 37,2 | 93 | |
| 22 | | | | 34,8 | 96 | |
| 24 | | | | 31,8 | 96 | |
| 26 | | | | 29,1 | 95 | |
| 28 | | | | 27,0 | 95 | |
| 30 | | | | 25,0 | 94 | |
| 34 | | | | 22,1 | 94 | |
| 38 | 50 | 19,2 | | 19,2 | 92 | |
| 42 | | | | 17,0 | 90 | |
| 46 | | | | 15,7 | 91 | |
| 50 | | | | 14,1 | 89 | |
| 56 | | | | 12,3 | 87 | |
| 60 | | | | 11,2 | 84 | |

Poľný zápisník zo sondy S—20.

## ZÁVER

Podľa úsudku starších odborníkov v stavebnej geológii *Dunaj* v partii, ktorú som skúmal, tečie zlomovou oblasťou, v ktorej sa nachádzajú aj kúpele vo Svätom Jure. Mladší geológovia sa domnievajú, že tu okrem generálnej zlomovej oblasti ide ešte o lokálne zlomy, ako je to naznačené na geologických prílohách na priečnych profiloch 1, 2, 3 a 4.

Sám sa prikláňam k tejto druhej eventualite. Podľa toho som urobil aj interpretáciu geofyzikálnych meraní. O tom, ktorý z oboch variantov je správnejší, rozhodne sa pri otvorení základovej jamy.

Geofyzikálne merania vykonávané na vodnej hladine Dunaja sa teda vydarili a očakávaná presnosť v určení hĺbky nepriepustného neogénneho podložia sa dosiahla. Samotná interpretácia by bola ešte presnejšia, keby investor bol urobil priamo v dunajskom koryte aspoň jeden mechanický vrt, ako to bolo dohodnuté.

10. IX. 1954.

## LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE


1. Dachnov V. N.: Električeskaja razvedka nefťannych i gazovych mestorožděnij.
2. Kos J.: Geoelektrické methody ve stavebním inženýrství.
3. Fritsch V.: Grundzüge der angewandten Geoelektrik.

Tabuľka 2a

| n | $n^2$ | $h_1$ | $k_{12}^n$ | $2n^2h_1k_{12}^n$ | $a^2$ | $nh_1/a$ | $(nh_1/a)^2$ | $1 + (nh_1/a)^2$ | $[1 + (nh_1/a)^2]^3/_2$ | čitat./menovat. | pozn. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 4 | 3 | 9 | 10 | 31,6 | 0,0634 | —— |
| 2 | 4 | 6 | 0,444 | 21,30 | 4 | 6 | 36 | 37 | 225,1 | 0,0237 | —— |
| 3 | 9 | 6 | 0,281 | 30,20 | 4 | 9 | 81 | 82 | 742,5 | 0,0102 | —— |
| 4 | 16 | 6 | 0,197 | 37,80 | 4 | 12 | 144 | 145 | 1745,0 | 0,0055 | —— |
| 5 | 25 | 6 | 0,131 | 39,00 | 4 | 15 | 225 | 226 | 3396,5 | 0,0028 | —— |
| | | | | | | | | | | S = 0,1056 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 9 | 2,0 | 4,00 | 5,00 | 11,20 | 0,0783 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 16 | 1,5 | 2,25 | 3,25 | 5,80 | 0,0850 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 25 | 1,2 | 1,44 | 2,44 | 3,70 | 0,0859 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 100 | 0,6 | 0,36 | 1,36 | 1,60 | 0,0494 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 400 | 0,3 | 0,09 | 1,09 | 1,10 | 0,0179 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 1600 | 0,15 | 0,02 | 1,02 | 1,02 | 0,0048 | —— |
| 1 | 1 | 6 | 0,666 | 7,97 | 3600 | 0,10 | 0,01 | 1,01 | 1,01 | 0,0022 | —— |

Tabuľka 2b

| $č_2$ | $a^2$ | $2nh_1/a$ | $(2nh_1/a)^2$ | $1 + (2nh_1/a)^2$ | $[1 + (2nh_1/a)^2]^3/_2$ | $č_2/m_2$ | $č_1/m_1 - č_2/m_2$ | $\varrho_1 dh_1$ | $\varrho_1 dh_1 \left(\frac{č_1}{m_1} - \frac{č_2}{m_2}\right)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 63,9 | 4 | 6 | 36 | 37 | 225,1 | 0,0710 | 0,0076 | 3,0 | 0,02280 |
| 170,4 | 4 | 12 | 144 | 145 | 1 745,0 | 0,0244 | 0,0007 | 3,0 | 0,00210 |
| 241,6 | 4 | 18 | 324 | 325 | 5 859,0 | 0,0103 | 0,0001 | 3,0 | 0,00030 |
| 300,8 | 4 | 24 | 576 | 577 | 13 960,0 | 0,0055 | 0,00006 | 3,0 | 0,00018 |
| 312,8 | 4 | 30 | 900 | 901 | 27 050,0 | 0,0029 | 0,00002 | 3,0 | 0,00012 |
| | | | | | | | | | S = 0,02550 |
| 63,5 | 9 | 4,0 | 16,0 | 17,0 | 70,0 | 0,1018 | 0,0235 | 3,0 | 0,0705 |
| 63,5 | 16 | 3,0 | 9,0 | 10,0 | 31,6 | 0,1254 | 0,0404 | 3,0 | 0,1212 |
| 63,5 | 25 | 2,4 | 5,8 | 6,8 | 17,7 | 0,1435 | 0,0576 | 3,0 | 0,1728 |
| 63,5 | 100 | 1,2 | 1,4 | 2,4 | 3,7 | 0,1715 | 0,1221 | 3,0 | 0,1663 |
| 63,5 | 400 | 0,6 | 0,36 | 1,4 | 1,6 | 0,0992 | 0,0813 | 3,0 | 0,2439 |
| 63,5 | 1600 | 0,3 | 0,09 | 1,1 | 1,1 | 0,0397 | 0,0349 | 3,0 | 0,1047 |
| 63,5 | 3600 | 0,2 | 0,04 | 1,04 | 1,05 | 0,0146 | 0,0146 | 3,0 | 0,0438 |

Tabuľka 3a

| n | $n^2$ | $h_1^2$ | $16k_{12}^{n} \cdot n^2 \cdot h^2_1$ | $a^3$ | $[1 + (2n \cdot h_1/a)^2]^{3/2}$ | $č_1$ | $m_1$ | $č_1/m_1$ | poznámka |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1 | 36 | 385 | 8 | 225,1 | 385 | 1 800,8 | 0,24000 | —— |
| 2 | 4 | 36 | 1045 | 8 | 1 745,0 | 1015 | 15 960,0 | 0,07260 | —— |
| 3 | 9 | 36 | 1496 | 8 | 5 859,0 | 1946 | 46 872,0 | 0,03190 | —— |
| 4 | 16 | 36 | 1842 | 8 | 13 960,0 | 1842 | 111 680,0 | 0,01652 | —— |
| | | | | | | | | S = 0,36102 | |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 27 | 70,1 | 385 | 1 892,7 | 0,20400 | —— |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 64 | 31,6 | 385 | 2 022,4 | 0,19100 | —— |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 125 | 17,6 | 385 | 2 200,0 | 0,17500 | —— |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 1 000 | 3,8 | 385 | 3 800,0 | 0,10100 | —— |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 8 000 | 1,5 | 385 | 12 640,0 | 0,03060 | —— |
| 1 | - | 36 | 385 | 64 000 | 1,1 | 385 | 71 680,0 | 0,00530 | —— |
| 1 | 1 | 36 | 385 | 216 000 | 1,1 | 385 | 228 960,0 | 0,00168 | —— |

Tabuľka 3b

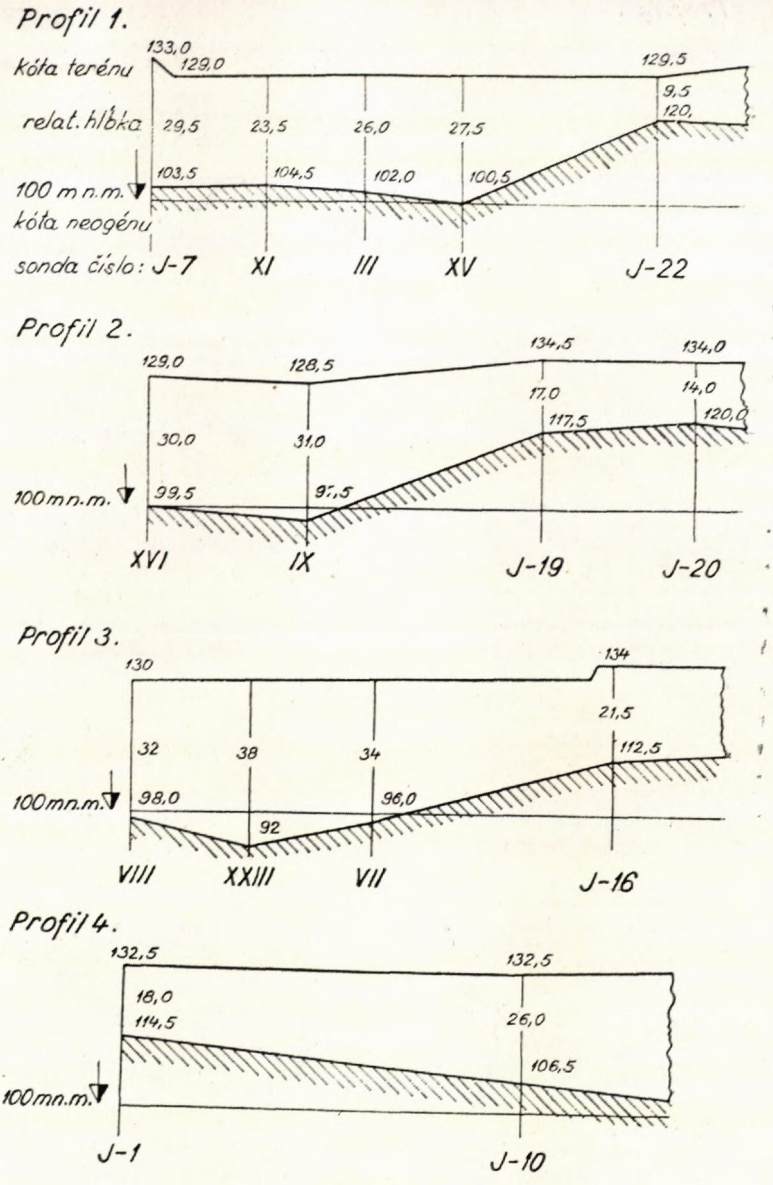
| $2 \cdot k_{12}^{n} \cdot n^2 \cdot h^2_1$ | $a^3$ | $[1 + (nh_1/a)^2]^{\frac{2}{3}}$ | $č_2/m_2$ | $č_1/m_1 - č_2/m_2$ | da | $da\,č_1/m_1 - č_2/m_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 48,1 | 8 | 31,6 | 0,19100 | 0,04900 | 3,0 | 0,14700 |
| 126,9 | 8 | 225,1 | 0,07040 | 0,00220 | 3,0 | 0,00660 |
| 187,0 | 8 | 742,5 | 0,03150 | 0,00040 | 3,0 | 0,00120 |
| 230,2 | 8 | 1745,0 | 0,01649 | 0,00003 | 3,0 | 0,00009 |
| 48,1 | 27 | 11,2 | 0,15500 | 0,04900 | 3,0 | 0,14700 |
| 48,1 | 64 | 5,8 | 0,12800 | 0,03300 | 3,0 | 0,09900 |
| 48,1 | 125 | 3,8 | 0,10100 | 0,07400 | 3,0 | 0,22200 |
| 48,1 | 1 000 | 1,6 | 0,03020 | 0,07100 | 3,0 | 0,21300 |
| 48,1 | 8 000 | 1,1 | 0,02500 | 0,00542 | 3,0 | 0,07500 |
| 48,1 | 64 000 | 1,0 | 0,00073 | 0,00460 | 3,0 | 0,01380 |
| 48,1 | 216 000 | 1,0 | 0,00022 | 0,00140 | 3,0 | 0,00420 |

Tabuľka 4a

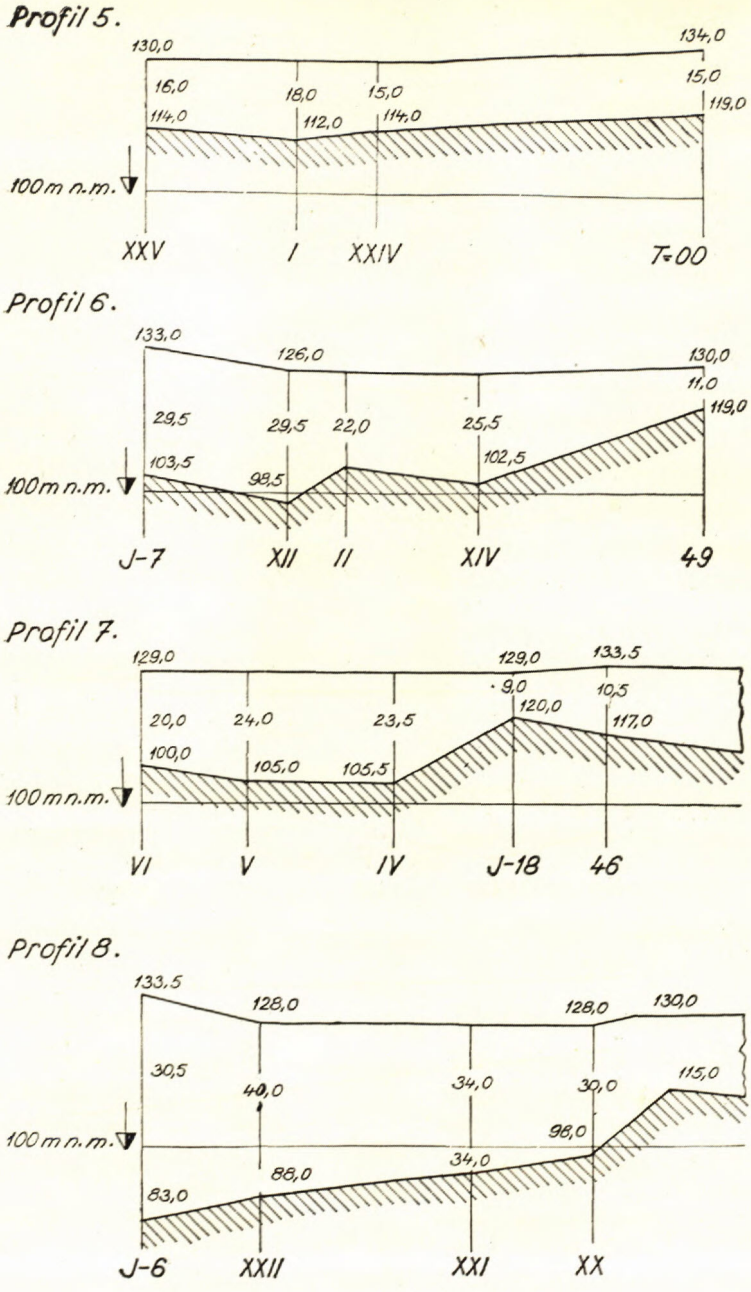
| n | $k_{12}^n$ | $4k_{12}^n$ | $(2nh_1/a)^2$ | $1 + (2nh_1/a)^2$ | $[1 + (2nh_1/a)^2]^{1/2}$ | $č_1/m_1$ | $2k_{12}^n$ | $(nh_1/a)^2$ | $1 + (nh_1/a)^2$ | $[1 + (nh_1/a)^2]^{1/2}$ | $č_2/m_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 0,666 | 2,66 | 36 | 37 | 6,08 | 0,443 | 1,33 | 9 | 10 | 3,16 | 0,421 |
| 2 | 0,444 | 1,76 | 144 | 145 | 12,04 | 0,146 | 0,88 | 36 | 37 | 6,08 | 0,142 |
| 3 | 0,291 | 1,16 | 324 | 325 | 18,03 | 0,064 | 0,58 | 81 | 82 | 9,06 | 0,064 |
| 4 | 0,197 | 0,78 | 576 | 577 | 24,02 | 0,033 | 0,39 | 144 | 145 | 12,04 | 0,032 |
| 5 | 0,131 | 0,42 | 900 | 901 | 30,02 | 0,014 | 0,21 | 225 | 226 | 15,03 | 0,014 |
| | | | | | | | | | | | S = 0,673 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 16 | 17 | 4,12 | 0,645 | 1,33 | 4 | 5 | 2,23 | 0,570 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 9 | 10 | 3,16 | 0,842 | 1,33 | 2,25 | 3,25 | 1,80 | 0,738 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 5,76 | 6,76 | 2,60 | 1,023 | 1,33 | 1,44 | 2,44 | 1,56 | 0,852 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 1,44 | 2,44 | 1,56 | 1,706 | 1,33 | 0,36 | 1,36 | 1,17 | 1,130 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 0,36 | 1,36 | 1,17 | 2,278 | 1,33 | 0,09 | 1,09 | 1,04 | 1,278 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 0,09 | 1,09 | 1,04 | 2,530 | 1,33 | 0,02 | 1,02 | 1,01 | 1,315 |
| 1 | 0,666 | 2,66 | 0,04 | 1,04 | 1,02 | 2,605 | 1,33 | 0,01 | 1,01 | 1,01 | 1,330 |

Tabuľka 4b

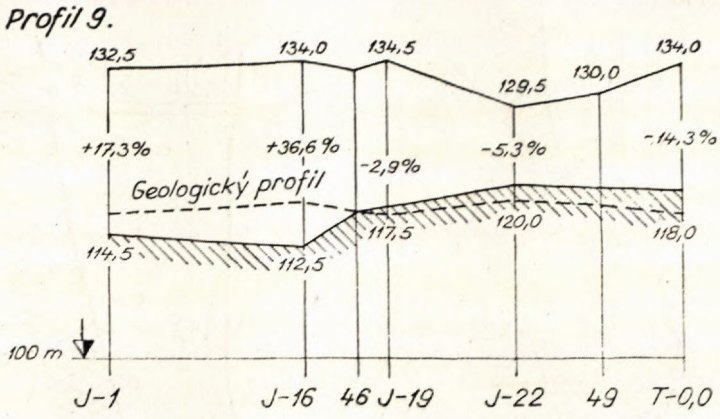
| n | $k_{12}^{n-1}$ | $\frac{8\varrho_1\ \varrho_2}{(\varrho_1 + \varrho_2)^2}$ | $[1 + (2nh_1/a)^2]^{1/2}$ | $č_3/m_3$ | $n.k_{12}^{n-1}$ | $\frac{4\varrho_1\ \varrho_2}{(\varrho_1 + \varrho_2)^2}$ | $[1 + (nh_1/a)^2]^{1/2}$ | $č_4/m_4$ | $d\varrho_1$ | $d\varrho_1(č_1/m_1 + č_2/m_2 + č_3/m_3 + č_4/m_4)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1,00 | 1,11 | 6,08 | 0,1830 | 1,00 | 0,55 | 3,16 | 0,1740 | 3,0 | 0,03900 |
| 2 | 0,67 | 1,11 | 12,04 | 0,1230 | 1,34 | 0,55 | 6,08 | 0,1230 | 3,0 | 0,01200 |
| 3 | 0,44 | 1,11 | 18,03 | 0,0801 | 1,32 | 0,55 | 9,06 | 0,0802 | 3,0 | 0,00150 |
| 4 | 0,29 | 1,11 | 24,02 | 0,0535 | 1,16 | 0,55 | 12,04 | 0,0531 | 3,0 | 0,00030 |
| 5 | 0,20 | 1,11 | 30,02 | 0,0366 | 1,00 | 0,55 | 15,03 | 0,0366 | 3,0 | 0,00020 |
| | | | | | | | | | | S = 0,05300 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 4,12 | 0,2650 | 1,00 | 0,55 | 2,23 | 0,2470 | 3,0 | 0,15900 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 3,16 | 0,3520 | 1,00 | 0,55 | 1,80 | 0,3060 | 3,0 | 0,17400 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 2,60 | 0,4270 | 1,00 | 0,55 | 1,56 | 0,3530 | 3,0 | 0,28100 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 1,56 | 0,7110 | 1,00 | 0,55 | 1,17 | 0,4700 | 3,0 | 1,00500 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 1,17 | 0,9400 | 1,00 | 0,55 | 1,04 | 0,5290 | 3,0 | 1,76700 |
| 1 | 1,00 | 1,11 | 1,04 | 1,0700 | 1,00 | 0,55 | 1,01 | 0,5450 | 3,0 | 2,07000 |

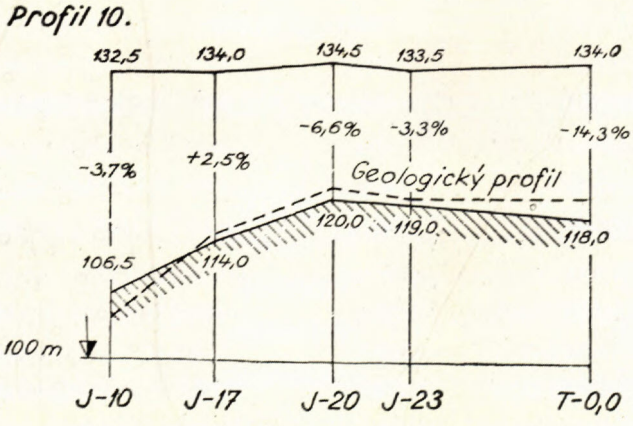



*Obr.* 10. Priečne profily 1—4. Mierka dĺžky 1:2880. Mierka výšky 1:1000.

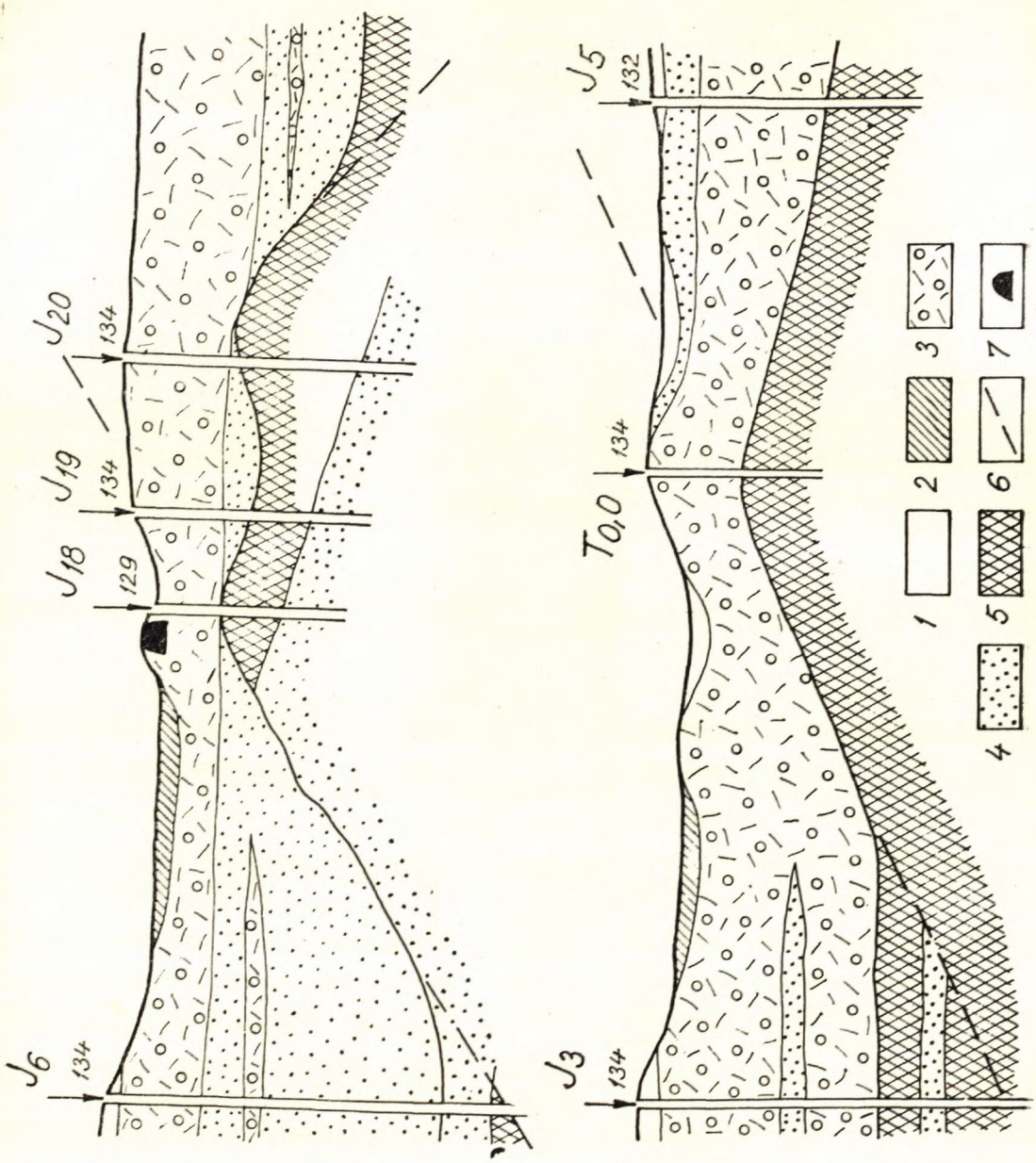



*Obr.* 11. Priečne profily 5—8. Mierka dĺžky 1:2880. Mierka výšky 1:1000.

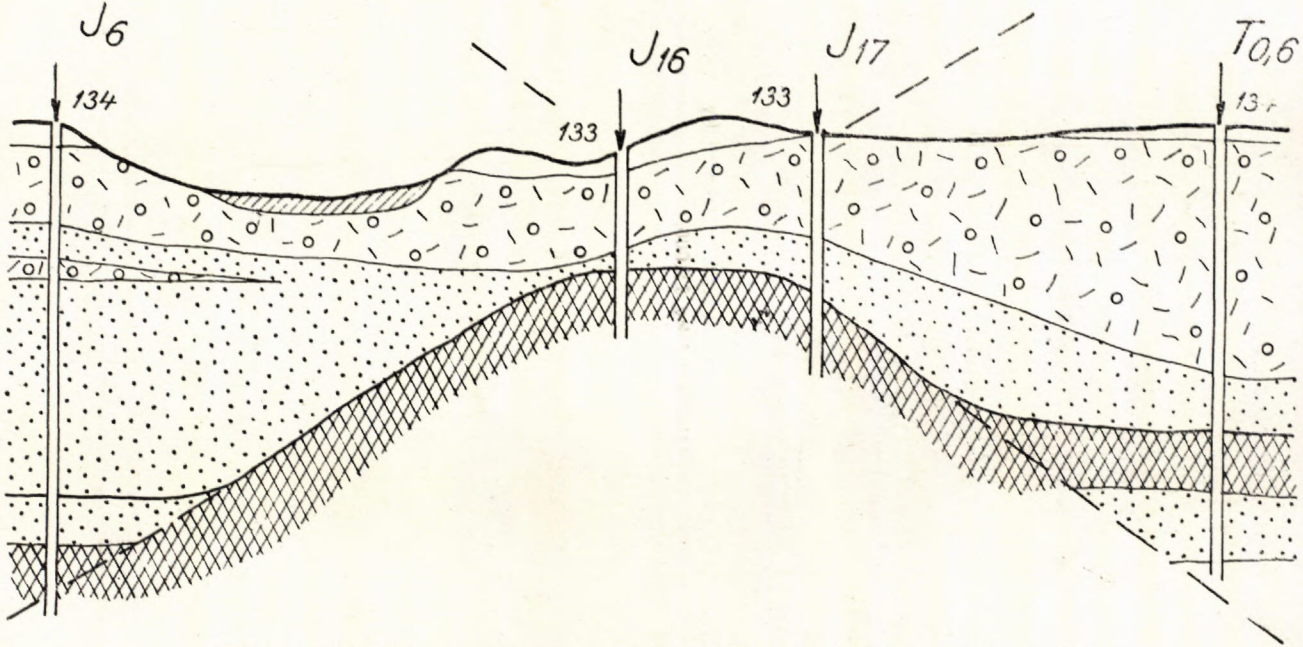


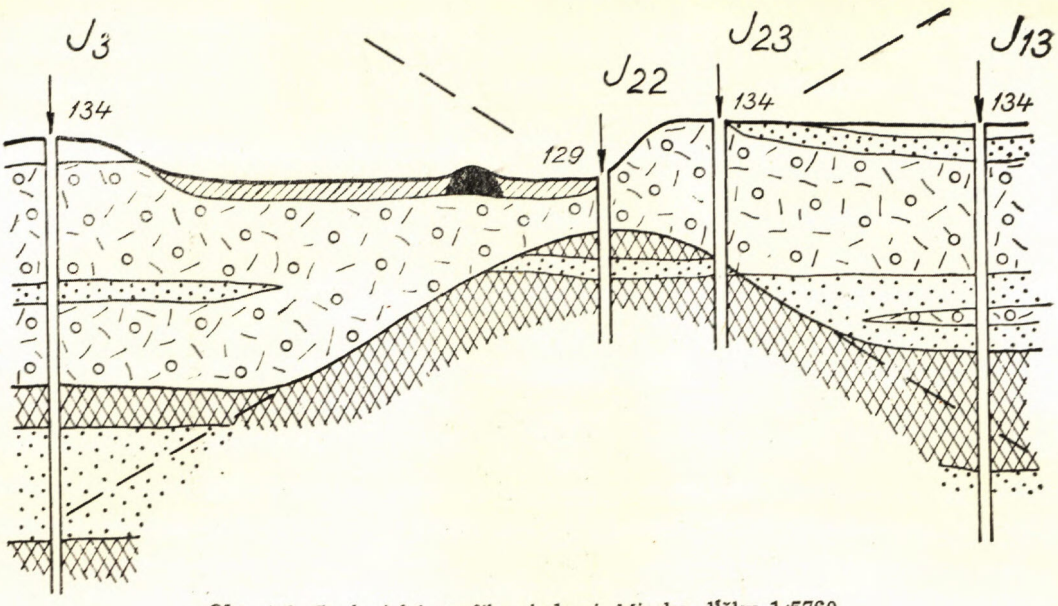

*Obr.* 12. Priečne profily 9—10. Mierka dĺžky 1:2880. Mierka výšky 1:1000.




*Obr.* 13. Geologické profily sondami. Mierka dĺžky 1:5760. Mierka výšky 1:1000; 1 — povrchové hliny, 2 — voda, 3 — aluviálne štrky, 4 — piesky, 5 — neogénne sliene, 6 — zlomy.




*Obr.* 14a. Geologické profily sondami. Mierka dĺžky 1:5760. Mierka výšky 1:1000.




*Obr.* 14b Geologické profily sindami. Mierka dĺžky 1:5760.
Mierka výšky 1:1000.

СИЛЬВЕСТЕР КРАЙЧОВИЧ

*(14 фигур в тексте)*

## Геофизические измерения на поверхности воды

В статье говорится об измерениях кажущегося удельного сопротивления на поверхности Дуная и о возможности разрешить проблему трех геологических слоев — воды, аллювиальных насосов и непроницаемого неогенового основания, сложенного глинами и мергелями. Задача сводится к определению двух первых геологических слоев (предполагается, что мощность третьего геологического слоя очень большая). По величинам удельных сопротивлений отдельных слоев можно судить о геологическом характере субстрата и решить поставленную задачу.

В работе доказывается, что такой способ геофизических измерений, впервые осуществленный в Чехословакии, вполне применим и при известных благоприятных условиях, необходимых для успешного решения проблемы (образование поля электрического постоянного тока в слоистой среде, состоящей из однородых и изотропных в отношении электропроводности слоев) дает хорошие результаты.

Для практической оценки и построения кривых при проблеме трех слоев автор обратился к методу, разработанному советским геофизиком Дахновым. Принцип этого метода заключается в том, что предварительно оценивается мощность и удельное сопротивление первого слоя, затем удельное сопротивление второго слоя, и на основании графическо-механического сравнения наблюденной кривой сопротивления с теоретической кривой приблизительно строится нижняя часть кривой на основании предположенной мощности второго слоя и удельного сопротивления третьего слоя. Таким образом мы получаем приблизительную кривую, затем постепенно уточняем ее, пока обе кривые — наблюденная и теоретическая — не совпадают.

Разница между величинами, полученными с одной стороны при механическом зондировании, с другой при — электрическом, позволяет судить о точности метода сопротивлений и о возможности дополнять им или даже заменять при исключительно благоприятных условиях геологическое зондирование. При измерениях, произведенных на поверхности Дуная, эта разница состовляла приблизительно 10—15%. Значит можно считать, что задание, которое поставил себе автор, было в общем выполнено хорошо.

10. IX. 1954.

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

### ОБЪЯСНЕНИЕ ФИГУР В ТЕКСТЕ

Фиг. 1. Венерово расположение электрод
Фиг. 2. Поплавок для питающей электроды
Фиг. 3. Поплавок для скважины, в которой производят измерения
Фиг. 4 Волнистая кривая показаний электрод и скважин
Фиг. 5 Теоретические кривые для двух слоев
Фиг. 6. Различные типы кривых для трех слоев
Фиг. 7. Построение кривой для трех слоев
Фиг. 8.. Кривая, намеренная в буровой S—20
Фиг. 9. Кривая зависимости $e$ от $l$

Фиг. 10—12. Поперечные разрезы 1—10.
Фиг. 13—14. Геологический разрез № 1—4.
Легенда: 1 — поверхностные суглинки, 2 — вода, 3 — аллювиальные галечники, 4 — пески, 5 — неогеновые мергели, 6 — дислокации 7
Фиг. 12. Поплавок для скважины, в которой производят измерения
Фиг. 13. Волнистая кривая показаний электрод и скважин
Фиг. 14. Теоретические кривые для двух слоев
Фиг. 15. Различные типы кривых для трех слоев
Фиг. 16. Построение кривой для трех слоев
Фиг. 17. Кривая зависимости

SILVESTER KRAJČOVIČ

## GEOPHYSIKALISCHE MESSUNGEN AM WASSERSPIEGEL

*(14 Abb.)*

Der Artikel „Geophysikalische Messungen am Wasserspiegel" berichtet über Messungen des scheinbaren spezifischen Widerstandes am Wasserspiegel der Donau und über die Lösung des Problems von drei geologischen Schichten: Wasser, alluviale Schotter und wasserdichtes, durch Tone und Mergel gebildetes neogenes Liegende. In der Wesentlichkeit handelt es sich um die Bestimmung der Mächtigkeit der ersten zwei geologischen Schichten (in der Voraussetzung, dass die Mächtigkeit der dritten geologischen Schichte sehr gross ist). Auf Grund der Werte der spezifischen Widerstände einzelner Schichten kann man über den geologischen Charakter des Liegenden urteilen und so das entworfene Problem zu lösen.

Es wird in der Arbeit bewiesen, dass solche geophysikalische Messungen, ihrer Art die ersten in der Tschechoslowakei, möglich sind und dass sie unter bestimmten, günstigen Bedingungen, welche die Theorie für eine erfolgreiche Lösung des Problems verlangt (Bildung eines elektrischen Feldes durch Gleichstrom in dem geschichteten Milieu, welches aus elektrisch homogenen und isotropen Schichten besteht), schöne Ergebnisse geben.

Bei praktischer Auswertung und Konstruktion der Kurven für das dreischichtige Problem hat der Autor die durch den sovietischen Geophysiker Prof. V. N. Dachnov ausgearbeitete Methode benützt. Das Prinzip der Methode beruht auf der Vorabschätzung der Mächtigkeit und des spezifischen Widerstandes der ersten Schichte und des spezifischen Widerstandes der zweiten Schichte auf Grund eines graphisch-mechanischen Vergleiches der gemessenen Widerstandskurve mit der theoretischen Kurve und auf der aproximativen Konstruktion des unteren Teiles der Kurve auf Grund der abgeschätzten Werte für die Mächtigkeit der zweiten Schichte und den spezifischen Widerstand der dritten Schichte. Dadurch erhält man eine annähernde Kurve und ihre Werte bessert man aproximativ aus, bis man zur Uebereinstimmung der beiden Kurven (der praktischen und der theoretischen) gelant.

Die Diferenz zwischen den auf Grund der mechanischen Sondage (geologische Bohrungen) und den durch die geoelektrische Sondage erworbenen Werten, ist ein Kriterium der Genauigkeit und Brauchbarkeit von Widerstandsmessungen zur Ergänzung, oder völligem Ersetzen der geologischen Sondage in bestimmten, sehr günstigen Umständen. In den am Donauwasserspiegel durchgeführten Arbeiten hat diese Abweichung etwa 10—15% erreicht, was eine ziemlich gute Lösung der vom Autor festgesetzten Aufgabe bedeutet.

10. IX. 1954.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN ABBILDUNGEN IM TEXTE

*Bild. 1.* Wenner'sche Anordnung der Elektroden.
*Bild. 2.* Schwimmer für die sättigende Elektrode.
*Bild. 3.* Schwimmer für die Messelektrode.
*Bild. 4.* Wellenbewegung der Elektroden und Sonden.
*Bild. 5.* Theoretische Kurven von zwei Schichten.
*Bild 6.* Verschiedene Typen dreischichtiger Kurven.
*Bild. 7.* Konstruktion einer dreischichtigen Kurve.
*Bild. 8.* Praktische, durch das Messen an der Sonde S-20 erworbene Kurve S-KK.
*Bild. 9.* Kurve der Abhängigkeit des $\varepsilon$ von $\lambda$.
*Bild. 10—12.* Querprofile 1—10.
*Bild. 13—14.* Geologische Profile 1—4.
1 - oberflächliche Lehme, 2-Wasser, 3-alluviale Schotter,
1 - Sande, 5-neogene Mergel, 6-Brüche.

STANISLAV HLADÍK

## VÝSKYT HEMATITU V DOBŠINSKOM VERUKÁNE

*(Ruské a nemecké resumé)*

Pri pochôdzkach dobšinským terénom sú nápadné úlomky tmavofialovej farby, už na prvý pohľad odlišné od okolitého materiálu. Po ich preskúmaní zistíme, že ide najviac o kremité zlepence s bohatým hematitovým tmelom. Keďže tieto úlomky sú hojné najmä v údolí Tešnárky, Steinseifen a na svahoch Kälblu, nachádzame ich len v sutine, ich príslušnosť k niektorému útvaru nebola dostatočne jasná.

Orientačné vrty Na Rovni majú za účel prevŕtanie karbónu až do bazálnych zlepencov. Už vrt D-6 bol založený tak, že musel pred navŕtaním karbónu prejsť verukánom, ktoré tvorí ostrovček na hrebeni severne od Rovne. Boli v ňom zachytené hrubozrnné zlepence, v ktorých hematit sfarboval určité partie, takže hornina dostávala červenofialové zafarbenie v podobe šmúh.

Vrt D-13 bol lokalizovaný severozápadným smerom od vrtu D-6 za tým istým účelom. Pri prevŕtaní verukána v nadloží karbónu boli zachytené pieskovce, ktoré sa striedajú so zlepencami a smerom do hĺbky sa postupne sfarbujú prímesou hematitu. V 40 m hĺbke bola navŕtaná 30 cm mocná poloha zlepenca, ktorého valúny tvorí biely kremeň, tmelom je prevažne hematit. Ďalej do podložia sa hematitové sfarbenie postupne leskom, ktoré v tomto úseku sieťovite prestupujú celú horninu.
stráca. Okrem červeného hematitu nachádzame tu jemné žilky s kovovým

Aj keď celý výskyt nemá väčší praktický význam, prináša nám doklad o tom, že po hematitových výskytoch v druhohorných útvaroch Spišsko-gemerského rudohoria a nálezoch v karbóne stretávame sa s týmto zrudnením tiež v permských zlepencoch a pieskovcoch.

*Východoslovenský rudný prieskum, n. p., závod Čučma.*

28. VIII. 1954.

СТАНИСЛАВ ГЛАДИК

## О наличии гематита в добшинском веррукано

При бурении песчаников и конгломератов веррукано в пункте, называемом Ровень, в окрестностях г. Добшина был застигнут маломощный горизонт конгломератов со значительным содержанием гематита. Гематит является цементом, соединяющим валунки кварца.

Эта находка показывает, что не только триас и карбон, но и пермь нужно считать за свиты богатые гематитом.

28. VIII. 1954.

*Восточно-словацкое управление разведки руд,*
*база Чучма*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

STANISLAV HLADÍK

## HÄMATITVORKOMMEN IM VERRUCANO VON DOBŠINÁ

Bei der Durchbohrung der Verrucano-Sandsteine und Konglomerate auf dem Berge Roveň in der Umgebung der Stadt Dobšiná wurde eine schwächere Konglomeratlage mit überwiegendem Hämatitgehalte erbohrt. Hämatit bildet hier das Bindemittel von Quarzgeröllen.

Nach Trias und Karbon kann man also jetzt auch Perm zwischen Formationen mit reicherer Hämatitkonzentration einreihen.

*Ostslovakische Erzforschung N. U.,*
*Werk Čučma*

28. VIII. 1954.

JOZEF HLADÍK

# GEOELEKTRICKÝ PRIESKUM V PROSTREDÍ VŠEOBECNE ANIZOTROPNÝCH VLASTNOSTÍ ELEKTRICKEJ VODIVOSTI

*(3. obr., ruské a nemecké resumé)*

## VŠEOBECNE ANIZOTROPNÉ PROSTREDIE

Skúšky vrstvičiek, z ktorých sa skladajú horninové vrstvy, v dôsledku čoho sa tieto prejavujú elektricky anizotropnými, ukazujú, že anizotropnými sú aj jednotlivé vrstvičky. Preto tak, ako sa v prírode zriedka stretneme s celkom rovnorodými a izotropnými horninovými materiálmi, najmä pri sedimentoch, práve tak zriedka sa stáva, že by vrstvy hornín boli elektricky anizotropné iba vo dvoch smeroch, daných jediným systémom zvrstvenia alebo sedimentácie, vyjadrených priečnym a pozdĺžnym odporom. Zložité štruktúrne, prípadne textúrne pomery zapríčinia, že horninová vrstva je elektricky všeobecne anizotropnou, t. j. prejavuje elektricky rôzne vlastnosti, ktorých rôznosť sa môže vyjadriť jedine ich uvažovaním v priestore.

Poznanie anizotropie elektrickej vodivosti je dôležitým najmä pre prax geoelektrického prieskumu základovej pôdy, pretože anizotropia elektrickej vodivosti je dôsledkom štruktúrnych a textúrnych pomerov v hornine, ktoré sú významné pre zakladanie.

Aby sme si mohli utvoriť predstavu o všeobecne anizotropnom prostredí, znázorníme si ho ako prostredie zložené z vrstiev označených indexom 1 a z vrstiev označených indexom 2 (pozri obr. 1), ktorých styčné plochy sú rovnobežnými rovinami. Vrstvy 1 a 2 sú tiež elektricky anizotropné. V reze kolmom na roviny vrstiev 1 a 2 nech sú maximálne špecifické odpory $\varrho_{a1}$ a $\varrho_{a2}$, ktoré s rovinou rozhrania zvierajú uhly $\varphi_1$ a $\varphi_2$ a v smere na ne kolmom špecifické odpory $\varrho_{b1}$ a $\varrho_{b2}$. Špecifické odpory v smere rozhraní označíme $\varrho_{n1}$ a $\varrho_{n2}$, v smere na rozhranie kolmom $\varrho_{m1}$ a $\varrho_{m2}$.

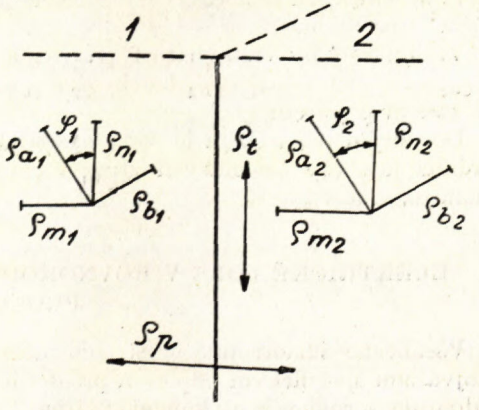
Špecifické odpory.

$$\varrho_{n1} = \sqrt{\frac{\varrho_{b1}^2 \cdot \varrho_{a1}^2}{\varrho_{b1}^2 \cdot \cos^2\varphi_1 + \varrho_{a1}^2 \cdot \sin^2\varphi_1}}$$

$$\varrho_{n2} = \sqrt{\frac{\varrho_{b2}^2 \cdot \varrho_{a2}^2}{\varrho_{b2}^2 \cdot \cos^2\varphi_2 + \varrho_{a2}^2 \cdot \sin^2\varphi_2}}$$

$$\varrho_{m1} = \sqrt{\frac{\varrho_{b1}^2 \cdot \varrho_{a1}^2}{\varrho_{b1}^2 \cdot \sin^2\varphi_1 + \varrho_{a1}^2 \cdot \cos^2\varphi_1}}$$

$$\varrho_{m2} = \sqrt{\frac{\varrho_{b2}^2 \cdot \varrho_{a2}^2}{\varrho_{b2}^2 \cdot \sin^2\varphi_2 + \varrho_{a2}^2 \cdot \cos^2\varphi_2}}$$




*Obr. 1.*

V objemovej jednotke je i množstvo vrstiev 1 aj množstvo vrstiev 2. Špecifický odpor súvrstvia smerom kolmým na rozhranie je:

$$\varrho_p = \frac{i \cdot \varrho_{m1} + j \cdot \varrho_{m2}}{i + j}$$

a v smere rozhrania

$$\varrho_t = \frac{(i + j) \cdot \varrho_{n1} \cdot \varrho_{n2}}{i\,\varrho_{n1} + j\,\varrho_{n2}}.$$

Vo zvláštnom prípade, ktorý budeme uvažovať pre zjednodušenie, nech $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi$. Špecifický odpor $\varrho_a$, ktorý je v smere špeciálnych odporov $\varrho_{a1}$ a $\varrho_{a2}$,

$$\varrho_a = \frac{i\varrho_{a1} + j \cdot \varrho_{a2}}{i + j}$$

a špecifický odpor $\varrho_b$, ktorý je v smere špecifických odporov

$$\varrho_{b1},\ \varrho_{b2},\ \varrho_b = \frac{i \cdot \varrho_{b1} + j \cdot \varrho_{b2}}{i + j}.$$

Vidíme, že špecifické odpory v rovine rezu vzhľadom na svoju veľkosť a smer vytvoria tenzorovú elipsu, ktorej hlavné osi nebudú v kolmom a rovnobežnom smere na rozhrania, danú priemermi $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_a$ a $\varrho_b$.

Podobne by sme mohli v inej rovine rezu, napr. kolmej na teraz prejednávanú rovinu a na roviny rozhraní, analogickým spôsobom určiť priemery odporovej tenzorovej elipsy v tejto rovine.

V najjednoduchšom prípade, v ktorom by vrstevnatosť vrstiev 1 a 2 mala smer rovnobežný s rozhraním vrstiev, špecifický odpor v smere kolmom na prv prejednávanú rovinu rezu

$$\varrho_k = \frac{i \cdot j \cdot \varrho_{b1} \cdot \varrho_{b2}}{\varrho_{b1} + \varrho_{b2}}$$

a špecifický odpor $\varrho_p$ by boli hlavnými osami tenzorovej odporovej elipsy v rovinách rozhraní. V tomto prípade najväčší špecifický odpor prostredia by bol v rovine kolmej na rozhrania, smerom vrstevnatosti, ako vidieť z predchádzajúceho vzorca, by bol najmenší špecifický odpor prostredia. Elipsoid priestorového tenzorového poľa špecifických odporov vo všeobecne anizotropnom prostredí je zrejme trojosovým elipsoidom.

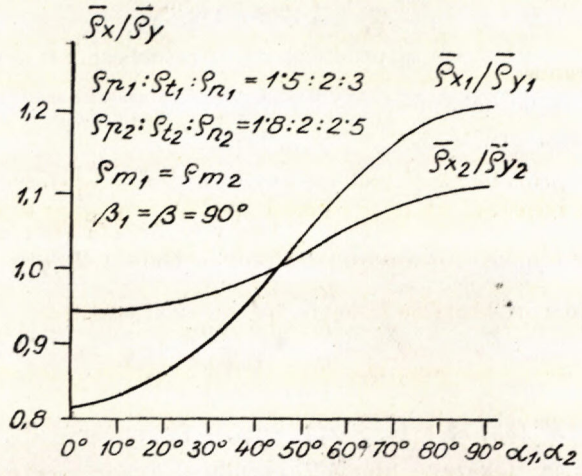
Vtedy, keď by vrstevnatosť vrstvičiek 1 a 2 bola kolmá na ich rozhrania, $\varrho_{a1}$ a $\varrho_{a2}$ by splynuli s $\varrho_{n1}$ a $\varrho_{n2}$, boli by $\varrho_p$ a $\varrho_t$ extrémnymi hodnotami špecifického odporu v danom prostredí.

Dôležitým poznatkom je, že v elektricky všeobecne anizotropnom prostredí extrémne hodnoty špecifických odporov nie sú ani kolmými, ani rovnobežnými vzhľadom na vrstevnatosť.

## ELEKTRICKÉ POLE V ROVNORODOM, VŠEOBECNE ANIZOTROPNOM PROSTREDÍ

Všeobecne anizotropné prostredie môžeme charakterizovať veľkosťou a smerove najväčším špecifickým odporom prostredia $\varrho_p$, najväčším a najmenším špecifickým odporom v rovine k $\varrho_p$ kolmej, t. j. $\varrho_t$ a $\varrho_n$. $\varrho_n$ je zároveň najmenším špecifickým odporom prostredia.

Predpokladajme, že všeobecne anizotropné vlastnosti prostredia sa nemenia s priestorom. Bodový zdroj prúdu $A$ si zvolíme za počiatok súradnicovej sústavy $X_1$, $Y_1$, $Z_1$, s osou $X_1$ v smere $\varrho_p$, s osou $Y_1$ v smere $\varrho_t$ a s osou $Z_1$ v smere $\varrho_n$ (pozri obr. 2).




*Obr. 2.*

Zložky vektora prúdu smerom súradnicových osí sú:

$$j_{x1} = -\frac{1}{\varrho_p}\cdot\frac{\partial v}{\partial x_1},\quad j_{y1} = -\frac{1}{\varrho_t}\cdot\frac{\partial v}{\partial y_1},\quad j_{z1} = \frac{1}{\varrho_n}\cdot\frac{\partial v}{\partial z_1} \tag{1}$$

a pretože div. j = 0,

$$\frac{\partial j_{x1}}{\partial x_1}+\frac{\partial j_{y1}}{\partial y_1}+\frac{\partial j_{z1}}{\partial z_1} = \frac{1}{\varrho_p}\cdot\frac{\partial^2 v}{\partial x_1^2}+\frac{1}{\varrho_t}\cdot\frac{\partial^2 v}{\partial y_1^2}+\frac{1}{\varrho_r}\cdot\frac{\partial^2 v}{\partial z_1^2} = 0. \tag{2}$$

Upravením rovnice (2) na Laplaceovu diferenciálnu rovnicu a jej integrovaním dostaneme

$$v = \frac{C}{\sqrt{\varrho_p}\cdot\sqrt{x_1^2+y_1^2\cdot\lambda_1^2+z_1^2\cdot\lambda_2^2}}, \tag{3}$$

kde $C$ je integračnou konštantou a $\lambda_1 = \sqrt{\frac{\varrho_t}{\varrho_p}}$, $\lambda_2 = \sqrt{\frac{\varrho_n}{\varrho_p}}$ sú koeficienty anizotropie skúmaného prostredia.

Rovnicu (3) si upravíme na tvar

$$x_1^2+y_1^2\lambda_1^2+z_1^2\lambda_2^2 = \frac{C^2}{\varrho_p v^2} = \text{konšt.},$$

z ktorého ľahko badať, že je rovnicou trojosového elipsoidu a pretože je rovnicou ekvipotenciálnych plôch, tieto plochy sú povrchmi trojosových elipsoidov.

Vektor prúdu $j$ pozdĺž súradnicových osí:

$$j_{x1} = -\frac{1}{\varrho_p}\cdot\frac{\partial v}{\partial x_1} = \frac{C\cdot x_1}{[\varrho_p(x_1^2+y_1^2\cdot\lambda_1^2+z_1^2\lambda_2^2]^{3/2}},$$

$$j_{y1} = -\frac{1}{\varrho_t}\cdot\frac{\partial v}{\partial y_1} = \frac{C\cdot y_1}{[\varrho_p(x_1^2+y_1^2\lambda_1^2+z_1^2\cdot\lambda_2^2]^{3/2}}, \tag{4}$$

$$j_{z1} = -\frac{1}{\varrho_n} \cdot \frac{\partial v}{\partial z_1} = \frac{C \cdot z_1}{[\varrho_p \cdot (x_1^2 + y_1^2 \cdot \lambda_1^2 + z_1^2 \cdot \lambda_2^2]^{3/2}} .$$

Pretože $\frac{jx_1}{x_1} = \frac{jy_1}{y_1} = \frac{jz_1}{z_1}$, prúdočiary vo všeobecnom anizotropnom priestore sú radiálnymi priamkami.

Výsledný vektor prúdu

$$j = \sqrt{jx_1^2 + j \cdot y_1^2 + j \cdot z_1^2} = \frac{c \cdot \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2}}{[\varrho_p \cdot (x_1^2 + y_1^2 \lambda_1^2 + z_1^2 \lambda_2^2]^{3/2}} . \tag{5}$$

V polárnej súradnicovej sústave s počiatkom v bode $A$, $R$, $\varphi$, $\psi$, v ktorej:

$$x_1 = R \cdot \cos\varphi \cdot \sin\psi,$$
$$y_1 = R \cdot \sin\varphi \cdot \sin\psi,$$
$$z_1 = R \cdot \cos \cdot \psi,$$

$$j = \frac{C}{R^2 \{\varrho_p [\lambda_1^2 + (1 - \lambda_1^2) \cos^2\varphi - \lambda_2^2] \sin^2\psi + \lambda_2^2\}^{3/2}} . \tag{6}$$

Rovnicou (6) je dokázané ubúdanie prúdu s kvadrátom vzdialenosti a závislosť prúdu od koeficientov anizotropie $\lambda_1$ a $\lambda_2$. Siločiary sú trajektórie z bodu $A$, kolmé na ekvipotenciálne plochy.

Všetok prúd dodávaný zdrojom $A$

$$I = \int_S j \, ds = \frac{4\pi c}{\varrho_p^{3/2} \cdot \lambda_1 \cdot \lambda_2} , \tag{7}$$

a preto

$$C = \frac{I \cdot \lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \varrho_p^{3/2}}{4\pi} . \tag{8}$$

Dosadením rovnice (8) dostane vzorec (6) konečne vzhľad

$$j = \frac{I \cdot \lambda_1 \cdot \lambda_2}{4\pi R^2 \{[\lambda_1^2 + (1 - \lambda_1^2) \cos^2\varphi - \lambda_2^2] \sin^2\psi + \lambda_2^2\}^{3/2}} \tag{9}$$

a potenciál

$$v = \frac{I \cdot \sqrt{\varrho_t \varrho_n}}{4\pi R \sqrt{[\lambda_1^2 + (1 - \lambda_1^2) \cos^2\varphi - \lambda_2^2] \cdot \sin^2\psi + \lambda_2^2}}$$

alebo vyjadrený podľa vzorca (3)

$$v = \frac{I \cdot \sqrt{\varrho_t \varrho_n}}{4\pi \sqrt{x_1^2 + y_1^2 \lambda_1^2 + z_1^2 \lambda_2^2}} . \tag{10}$$

Aby sme si odvodené vzťahy upravili pre rovinný povrch rovnorodého, všeobecne anizotropného polopriestoru, zvolíme si novú súradnicovú sústavu $X$, $Y$, $Z$ s počiatkom v bode $A$, ktorá vznikne pootočením starej súradnicovej sústavy $X_1$ $Y_1$, $Z_1$, najprv okolo osi $x_1$ o uhol $\alpha$ a potom okolo novej osi $y_1$ o uhol $\beta$:

$x_1 = x \cdot \cos\beta + z \cdot \sin\beta,$

$$y_1 = y \,.\, \cos\alpha - (z \,.\, \cos\beta - x \,.\, \sin\beta) \,.\, \sin\alpha,$$

$$z_1 = (z \,.\, \cos\beta - x \,.\, \sin\beta) \,.\, \cos\alpha + y \,.\, \sin\alpha.$$

Potom na povrchu anizotropného polopriestoru bude:

$$v = \frac{I \,.\, \sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{2\pi \,.\, (x^2 \{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2) \,.\, \sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1] \,.\, \sin^2\beta + 1\} + y^2 \,.\, [\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \,.\, \sin^2\alpha] + x \,.\, y \,(\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \sin 2\alpha \sin\beta)^{1/2}} \tag{11}$$

Rovnica (11) je rovnicou ekvipotenciálnych čiar a vyhovuje rovnici elipsy. V prípade anizotropného prostredia len vo dvoch smeroch, t. j. $\beta = 0$, $\lambda_2 = 1$, potenciál bude:

$$v = \frac{I \,.\, \sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{2\pi \,.\, \{x^2 + y^2 [\lambda_1^2 + (1 - \lambda_1^2)] \,.\, \sin^2\alpha\}^{1/2}},$$

čo je známou, už odvodenou rovnicou pre potenciál na povrchu rovnorodého, vo dvoch smeroch anizotropného polopriestoru, ako zvláštneho prípadu všeobecne anizotropného polopriestoru. Podobne pre rovnorodý len vo dvoch smeroch anizotropný polopriestor v prípade, že $\beta = 0$, $\lambda_1 = 1$, rovnica (11) bude mať tvar:

$$v = \frac{I \,.\, \sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{2\pi \,.\, (y^2 + x^2 \,.\, [\lambda_2^2 + (1 - \lambda_2^2)] \,.\, \sin^2\beta\}^{1/2}}.$$

V sústave polárnych súradníc v rovine $X$, $Y$ s počiatkom v bode $A$, vyjadrených $R$, $\varphi$,

$$x = r \,.\, \cos\varphi, \qquad y = r \,.\, \sin\varphi,$$

$$v = \frac{I \sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{2\pi r \,(\{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2) \sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1] \,.\, \sin^2\beta + 1\} \cos^2\varphi + [\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \,.\, \sin^2\alpha] \sin^2\varphi + \tfrac{1}{2}(\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \sin 2\alpha \sin\beta \sin 2\varphi)^{1/2}}. \tag{12}$$

Potenciálny rozdiel medzi bodmi $M$ a $N$, ktoré ležia na priamke $\overline{AB}$, danej sýtiacimi elektródami v bodoch $A$ a $B$,

$$v = \frac{I \sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{2\pi \,(\{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2) \sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1] \,.\, \sin^2\beta + 1\} \cos^2\varphi + [\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \,.\, \sin^2\alpha] \sin^2\varphi + \tfrac{1}{2}(\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \sin 2\alpha \sin\beta \sin 2\varphi)^{1/2}} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} - \frac{1}{r_{BM}}\right). \tag{13}$$

Zdanlivý špecifický odpor v najjednoduchšom prípade, keď sa totiž pri meraní zachováva konštantný vzťah medzi vzdialenosťami elektród, $r_{AN} = r_{BM} = 2r_{BN} = 2r_{AM} = 2a$ bude

$$\varrho = \frac{2\pi a \,.\, \Delta v}{I} = \frac{\sqrt{\varrho_t \,.\, \varrho_n}}{(\{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2) \sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1] \,.\, \sin^2\beta + 1\} \cos^2\varphi + [\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \sin^2\alpha] \sin^2\varphi + \tfrac{1}{2}(\lambda_2^2 - \lambda_1^2) \sin 2\alpha \,.\, \sin\beta \,.\, \sin 2\varphi)^{1/2}}. \tag{14}$$

Pri meraní po osi $X$, t. j. $\varphi = 0°$,

$$\bar{\varrho}_x = \frac{\sqrt{\varrho_t \cdot \varrho_r}}{\sqrt{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2)\sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1]\sin^2\beta + 1}}. \tag{15}$$

Pri meraní po osi $Y$, t. j. $\varphi = 90°$,

$$\bar{\varrho}_y = \frac{\sqrt{\varrho_t \cdot \varrho_n}}{\sqrt{\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2)\sin^2\alpha}}. \tag{16}$$

Analogicky z karotážneho merania by sme dostali:

$$\bar{\varrho}_z = \frac{\sqrt{\varrho_t \cdot \varrho_n}}{\sqrt{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2)\cos^2\beta \cdot \sin^2\alpha + (1 - \lambda_2^2)\sin^2\beta + \lambda_2^2}}. \tag{17}$$

Pre anizotropné prostredia len vzhľadom na dva smery, t. j.

$$\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda, \quad \varrho_n = \varrho_t,$$

Pomer hlavných osí tenzorovej elipsy zdanlivých špecifických odporov, t. j. pomer zdanlivých špecifických odporov nameraných pozdĺž osí $X$ a $Y$ na povrchu polopriestoru

$$\frac{\bar{\varrho}_x}{\bar{\varrho}_y} = \sqrt{\frac{\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2)\sin^2\alpha}{[(\lambda_1^2 - \lambda_2^2)\cdot\sin^2\alpha + \lambda_2^2 - 1]\sin^2\beta + 1}}. \tag{18}$$

V prípade, že $\beta = 0°$, $\bar{\varrho}_x/\bar{\varrho}_y = \sqrt{\lambda_1^2 + (\lambda_2^2 - \lambda_1^2)\sin^2\alpha}$.

V prípade, že $\alpha = 0°$, $\bar{\varrho}_x/\bar{\varrho}_y = \frac{\lambda_1}{\sqrt{(\lambda_2^2 - 1)\sin^2\beta + 1}}$.

V prípade, že $\alpha = 0°, \beta = 0°$, t. j. bolo merané na rovine danej prvšími súradnicovými osami $X_1$, $Y_1$,

$$\frac{\bar{\varrho}_x}{\bar{\varrho}_y} = \lambda_1 = \sqrt{\frac{\varrho_t}{\varrho_p}}.$$

Konečne v prípade, že bolo merané na povrchu polopriestoru, ktorého rovina splýva s rovinou určenou prvšími súradnicovými osami $X_1$, $Z_1$, t. j. v prípade, že $\alpha = 90°$, $\beta = 90°$

$$\frac{\bar{\varrho}_x}{\bar{\varrho}_y} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} = \sqrt{\frac{\varrho_n}{\varrho_t}}.$$

Zo vzorcov pre zdanlivé špecifické odpory, namerané na povrchu všeobecne anizotropného prostredia vyplýva, že na to, aby sme mohli určiť uhol $\alpha$, prípadne uhol $\beta$, zovretý $\varrho_t$ a osou $Y$, prípradne $\varrho_p$ a osou $X$ skúmaného prostredia, potrebovali by sme poznať buď hodnoty $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$, okrem hodnôt zdanlivých špecifických odporov $\bar{\varrho}_x$, $\bar{\varrho}_y$, alebo v prípade, že sú známe hodnoty $\bar{\varrho}_x$, $\bar{\varrho}_y$, $\bar{\varrho}_z$, potrebovali by sme poznať aspoň dva zo špecifických odporov $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$. Špecifické odpory $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$ môžeme zistiť laboratórnym meraním na vzorkách skúmanej horniny. Zdanlivé špecifické odpory $\varrho_x$ a $\varrho_y$ a tým aj orientáciou osí $X$ a $Y$ v prírode, môžeme určiť, ako je známe, z merania zdanlivých špecifických odporov v rôznych smeroch na danom bode povrchu, z ktorých $\bar{\varrho}_x$ a $\bar{\varrho}_y$ majú najmenšiu, prípadne najväčšiu hodnotu. $\bar{\varrho}_z$ zistíme z karotážneho merania. Zo vzorcov (15, 16) môžeme vypočítať:

$$\alpha = \text{arc sin.} \sqrt{\frac{\bar{\varrho}_t \cdot (\varrho_p \varrho_n - \bar{\varrho}_y^2)}{\bar{\varrho}_y^2 \cdot (\varrho_n - \varrho_t)}},$$

$$\beta = \text{arc sin.} \sqrt{\frac{\varrho_p \cdot (\varrho_t \varrho_n - \bar{\varrho}_x^2)}{\bar{\varrho}_x^2 \cdot [(\varrho_t - \varrho_n) \sin^2 \alpha + \varrho_n - \varrho_p]}}.$$

Pretože päť veličín určuje vlastnosti všeobecne elektricky anizotropného polopriestoru, je potrebné, aby sme mohli jeho vlastnosti určiť, poznať päť veličín vo vzorcoch (15, 16, 17).

Poznanie uhlov $\alpha$ a $\beta$ má veľký význam pre prieskum základových pôd, pretože pri zakladaní veľa záleží od sklonu smeru vrstvenia hornín, ktoré prichádzajú do úvahy ako základová pôda. Poznajúc $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$, z meraných $\bar{\varrho}_x$, $\bar{\varrho}_y$ môžeme určiť $\alpha$ a $\beta$ a tým môžeme usúdiť na sklon a smer vrstevnatosti horniny. Túto úlohu však môžeme splniť iba vtedy, ak sa trojosový tenzorový odporový elipsoid všeobecne anizotropného prostredia len málo odlišuje od rotačného elipsoidu, alebo vo zvláštnych prípadoch (vrstevnatosť vo vnútri vrstvičiek horniny kolmá alebo rovnobežná s plochami rozhraní vrstvičiek, čo je zrejmé aj z prvej stati), pretože inakšie extrémne hodnoty zdanlivých, špecifických odporov neležia ani v plochách zvrstvenia, ani v normálach k nim. Praktický význam bude mať preto geoelektrický prieskum prostredia, ktoré môžeme považovať za elektricky anizotropné vo dvoch smeroch, s najväčším špecifickým odporom $\varrho_p$, zvierajúcim v rovine kolmej na rovinný povrch s povrchom uhol $\alpha$ a s najmenším špecifickým odporom $\varrho_n$. V tomto prípade, keď poznáme najväčší a najmenší zdanlivý špecifický odpor z merania na povrchu $\bar{\varrho}_y$ a $\bar{\varrho}_x$, ako aj zdanlivý špecifický odpor $\bar{\varrho}_z$ z karotážnych meraní, môžeme zo základných vzorcov pre zdanlivé špecifické odpory prostredia anizotropného len vo dvoch smeroch

$$\bar{\varrho}_x = \frac{\sqrt{\varrho_p \cdot \varrho_n}}{\sqrt{1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha}}, \quad \bar{\varrho}_y = \sqrt{\varrho_p \cdot \varrho_n}, \quad \bar{\varrho}_z = \frac{\sqrt{\varrho_p \cdot \varrho_n}}{\sqrt{\lambda^2 + (1 - \lambda^2) \sin^2 \alpha}},$$

kde $\lambda = \sqrt{\frac{\varrho_n}{\varrho_p}}$, vypočítať:

$$\lambda^2 = \frac{\bar{\varrho}_y^2}{\bar{\varrho}_z^2} - \frac{\bar{\varrho}_y^2}{\bar{\varrho}_x^2} + 1$$

a ďalej tiež

$$\varrho_n = \lambda \cdot \bar{\varrho}_y, \quad \varrho_p = \frac{\bar{\varrho}_y^2}{\varrho_n},$$

$$\alpha = \text{arc sin} \frac{\bar{\varrho}_y^2 - \bar{\varrho}_x^2}{\bar{\varrho}_x^2 (\lambda^2 - 1)}.$$

Takto, poznajúc špecifické odpory $\varrho_p$ a $\varrho_n$, z meraní na oporných bodoch (pri vrtných sondách), na podklade meraní zdanlivých špecifických odporov v skúmanom území, môžeme zisťovať uhol, ktorý je uhlom sklonu normálny v rovine kolmej na rovinu povrchu, vedenej na plochy vrstevnatosti horniny a určovať tak aj sklon vrstevnatosti $\gamma = 90° - \alpha$. Zároveň určíme aj smer vrstevnatosti, ktorý leží v smere, kde bol nameraný najväčší zdanlivý špecifický odpor. Opísané riešenie úlohy nám umožní poznať dôležité vlastnosti základovej pôdy.

Osobitným prípadom všeobecne anizotropného polopriestoru je polopriestor, v ktorom špecifický odpor $\varrho_p$ je v smere osi $X$, $\varrho_t$ v smere osi $Y$, $\varrho_z$ v smere osi $Z$, t. j. $\alpha = 0°$, $\beta = 0°$. Vtedy zdanlivý špecifický odpor nameraný na povrchu je podľa rovnice (14)

$$\bar{\varrho} = \frac{\sqrt{\varrho_p \varrho_t \varrho_n}}{\sqrt{\varrho_p \cdot \cos^2\varphi + \varrho_t \sin^2\varphi}}$$

a v smere súradnicových osí $X$ a $Y$

$$\bar{\varrho}_x = \sqrt{\varrho_t \varrho_n}, \quad \bar{\varrho}_y = \sqrt{\varrho_p \cdot \varrho_n}.$$

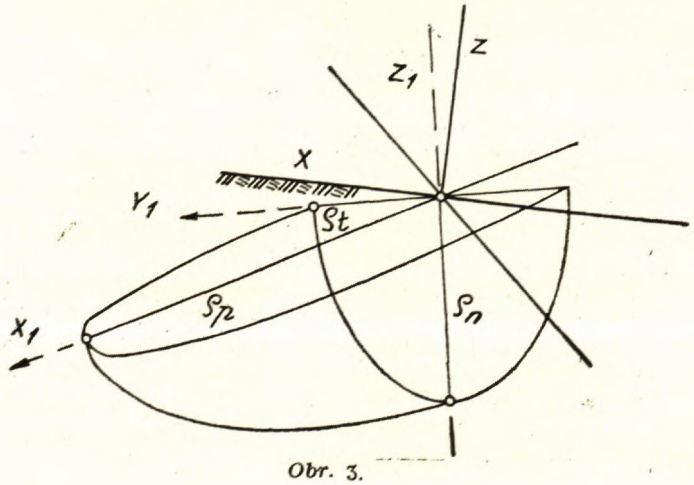
analogicky v smere ozi $Z$

$$\bar{\varrho}_z = \sqrt{\varrho_p \cdot \varrho_t}.$$

Špecifické odpory $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$ ľahko vypočítame zo zdanlivých špecifických odporov:

$$\varrho_p = \frac{\bar{\varrho}_y \cdot \bar{\varrho}_z}{\bar{\varrho}_x}, \quad \varrho_t = \frac{\bar{\varrho}_x \cdot \bar{\varrho}_z}{\bar{\varrho}_y}, \quad \varrho_n = \frac{\bar{\varrho}_x \cdot \bar{\varrho}_y}{\bar{\varrho}_z}.$$

Pri geoelektrickom prieskume nastane často situácia, že geologickým zložením rôzne vrstvy majú len málo odlišné priemerné vlastnosti elektrickej vodivosti, prejavujú však podstatne rôznu mieru anizotropie elektrickej vodivosti. Anizotropie elektrickej vodivosti môžeme v tomto prípade využiť ako vyhodnocovací prvok geoelektrického prieskumu (profilovania, mapovania). Podľa vzorcov (15, 16, 17), sú maximálny a minimálny zdanlivý špecifický odpor funkciami špecifických odporov $\varrho_p$, $\varrho_t$, $\varrho_n$ a uhlov $\alpha$ a $\beta$. Za predpokladu, že sa v skúmanom území nemenia uhly $\alpha$ a $\beta$ nad takú mieru, aby zmena pomeru $\bar{\varrho}_x$ a $\bar{\varrho}_y$, meraných nad materiálnymi rôzne anizotropnými, bola taká veľká, že by sme podľa nej nemohli identifikovať horninu, stačí nám poznať $\bar{\varrho}_x$ a $\bar{\varrho}_y$ ako vyhodnocovacie prvky geoelektrického prieskumu na podklade anizotropných vlastností elektrickej vodivosti hornín. Na *obr.* 3




*Obr.* 3.

je graf, ktorý znázorňuje zmenu pomerov $\overline{\varrho_x}/\overline{\varrho_y}$ v dôsledku zmeny $\alpha$, horninových prostredí o špecifických odporoch v pomeroch $\varrho_{p1} : \varrho_{t1} : \varrho_{n1} = 1{,}5 : 2 : 3$, $\varrho_{p2} : \varrho_{t2} : \varrho_{n2} = 1{,}8 : 2 : 2{,}5$, $\beta_1 = \beta_2 = 90°$. Z grafu môžeme poznať, nakoľko sa $\alpha$ môže meniť pri nezmenenom $\beta$, obidvoch prostredí a aké hodnoty môže nadobúdať, aby pomer $\overline{\varrho_x}/\overline{\varrho_y}$ mohol byť použitý na vyhodnotenie.

## ZÁVER

Záverom treba konštatovať, že problémom anizotropie elektrickej vodivosti hornín sa treba sústavne zapodievať, že je dôležitým činiteľom nielen ako prekážka pre dosiahnutie presnosti výsledkov geoelektrického prieskumu, ale že v značnej miere môže prispieť aj k umožneniu riešenia niektorých praktických úloh najmä v geoelektrickom prieskume základovej pôdy. V literatúre sa doteraz zapodievali anizotropným prostredím len vo dvoch smeroch, prax však ukazuje, že väčšina horninových prostredí je viac alebo menej anizotropnou vzhľadom na elektrickú vodivosť všeobecne. V predchádzajúcich statiach sme na tieto okolnosti v krátkosti a vo všeobecnosti poukázali, ani zďaleka však neboli vyčerpané problémy, ktoré má geoelektrický prieskum v súvislosti s anizotropiou elektrickej vodivosti, a preto v tomto smere je potrebná sústavná výskumná práca.

*Ústav stavebnej geológie*
*pobočka v Žiline — skupina v Bratislave*

26. VIII. 1954

ЙОЗЕФ ГЛАДИК

## Электроразведка анизотропной в отношении электропроводности среды

Анизотропия пород в отношении электропроводности является важным фактором, который нужно учитывать при производстве электроразведки, в особенности когда дело касается специальных вопросов разведки строительных грунтов. Выяснение свойств горных пород, отличающихся анизотропией в отношении электропроводности, предетавляет поэтому большой интерес. В большинстве случаев среда анизотропна, а потому чтобы судить о возможности разрешения тех или иных практических задач, етоящих перед электроразведкой, и указать способ их разрешения, необходимо выяснить свойства этой среды.

В работе указывается, что анизотропия в отношении электропроводности является следствием структуры и текстуры горных пород, определяются соотношения между крайними величинами истинных и кажущихся удельных сопротивлений. Разобраны также способы определения величин напряжений и сопротивлений в электрическом поле исследуемого пространства. В заключение подчеркивается, что данные относительно анизотропии среды в отношении электропроводности имеют практическое значение для разведки.

26. VIII. 1954.

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

JOZEF HLADÍK

## GEOELEKTRISCHE UNTERSUCHUNG EINES MILIEU MIT GEMEIN ANISOTROPEN EIGENSCHAFTEN DER ELEKTRISCHEN LEITFÄHIGKEIT

Die Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit in Gesteinen ist ein wichtiger Faktor in der Praxis der geoelektrischen Untersuchungen, besonders in den speziellen Fragen der Grundbodenuntersuchung. Deshalb ist es wichtig die Eigenschaften des Gesteinsmilieu mit anisotropen Eigenschaften der elektrischen Leitfähigkeit zu kennen. In den meisten Fällen ist das Milieu gemein anisotrop und deshalb, um die Lösbarkeit und die Art der Lösbarkeit praktischer Aufgaben der geoelektrischen Untersuchung beurteilen zu können, müssen die Eigenschaften eines solchen Milieu bekannt sein.

In der Arbeit wird auf die gemeine Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit als auf die Folge der Gesteinsstruktur und - Textur hingewiesen; es werden die Beziehungen zwischen den extremen Werten der spezifischen Widerstände und scheinbaren spezifischen Widerstände abgeleitet; es wird auf die Arten, wie man die Grössen des räumlichen Tensor-Widerstandsfeldes erkennen kann, hingewiesen; weiter wird auf die Verwendbarkeit der Erkenntnisse über das anisotrope Milieu für die Praxis der geoelektrischen Untersuchung hingewiesen.

26. VIII. 1954.

*Anstalt für Baugeologie, Filiale in Žilina — Arbeitsgruppe Bratislava*

ANTON BIELY

# GEOLOGICKÉ POMERY V OKOLÍ LOVINOBANE

*(Ruské a nemecké resumé)*

Študované územie sa rozprestiera medzi Krivánskym a Banským potokom. Na severozápade je obmedzené tzv. divinskou líniou, hranica na juhu prebieha v línii Točnica—Mládzovo.

Geologická stavba územia je pestrá. Budujú ju staropaleozoické jednotky kryštalického pásma Vepora, mladšie paleozoikum, spodný trias a neogén.

Staršie paleozoikum tvoria dve jednotky, ktoré definoval Zoubek ako tisovskú zónu a zónu granatických svorov. *Tisovskú zónu* budujú žulové horniny, migmatity nebulitického a sčasti arteritického typu a pararuly. Žuly sú sprevádzané bázickými diferenciátmi (diority, amfibolovce) a svetlými aplitickými žulami. Žuly a nebulity sú si veľmi podobné a ťažko ich od seba odlíšiť, najmä keď sú obe horniny intenzívnejšie zbridličnatené. Biotitické pararuly tvoria rôzne mocné vložky v žulách a migmatitoch. Miestami tvoria súvislejšie polohy, ktoré sú spravidla prestúpené sieťou tenkých granitových žíl. Tisovecká zóna je postihnutá dislokačnou metamorfózou karpatskou, ktorá spôsobila zbridličnatenie žúl a migmatitov. Na styku so spodnotriasovými kremencami v oblasti Dobroči došlo k mylonitizácii žúl. U pararúl sa diaftoréza prejavila rôznym stupňom chloritizácie biotitu.

Ako vidieť, petrografický charakter tisoveckej zóny v predmetnej oblasti je čiastočne odlišný od tej istej zóny z okolia Tisovca a Hnúšte, ktorú opísal Šuf.

Voči severnejšej granitickej zóne muránskej tisovecká zóna je tektonicky obmedzená líniou zvanou divínska. Táto tektonická línia prebieha od Tuhára a Divína cez Mýtnu ku Dobroči a Dobročskej Lehote. Sleduje hlbokú dolinu a severný okraj mladších sedimentárnych hornín synklinálnej zóny.

*Zóna granatických svorov* leží južnejšie od tisoveckej zóny. Budujú ju hrubolupeňovité muskovitické svory. Vo svoroch sú vložky grafitických kremencov a bridlíc. Južnejšie pristupujú vložky amfibolitov a ortorúl. Metamorfóza smerom k juhu klesá a horniny miestami majú ráz sericitických fylitov. Južne od potoka Salajka sa petrografický charakter celej zóny mení. Sericitické fylity majú prevahu nad svormi a amfi-

bolity prechádzajú do málo metamorfovaných dioritov. Štruktúra a textúra amfibolitických hornín a ich geologická pozícia hovorí o tom, že amfibolity sú metamorfované výlevné, žilné a snáď aj hlbinné horniny. Celé súvrstvie bolo tiež retrográdne metamorfované. Svedčí o tom prítomnosť chloritických fylitov, ktoré tvoria úzke pruhy v amfibolitoch. V chloritických fylitoch boli mikroskopicky zistené relikty amfibolu.

Šuf uvádza, že v oblasti Hnúšte leží zóna granatických svorov na tisovskej zóne. Medzi oboma zónami vedie tektonickú líniu presunového rázu a granaticko-svorovú zónu považuje za nasunutú šupinu. V území, ktoré som mapoval, je vzájomný pomer oboch zón iný. Smery a sklony bridličnatosti tisoveckej zóny sú približne rovnaké. Sklon bridličnatosti je stabilný k juhovýchodu. Na styku menovaných zón sú lokálne sklony k severozápadu a priebeh hranice medzi nimi presvedčivo hovorí o tom, že migmatitová zóna tisovská leží na zóne granatických svorov. Styk je sprevádzaný svormi, ktoré považujem za diaftority. Petrograficky sú diaftoritické svory veľmi podobné regionálne metamorfovaným svorom a kartograficky ich nemožno odlíšiť. Diaftority svedčia o tektonickom styku predmetných zón, avšak k šupinovitému násunu granaticko-svorovej zóny na tisovskú nedošlo od juhu k severu, ale opačne, od severu k juhu. Násun tisoveckej zóny na granaticko-svorovú zónu sa odohral v hlbších podmienkach, pretože viedol ku vzniku svorov.

V území ležiacom južnejšie, a to južne od synklinálneho pruhu budovaného karbónskymi, permskými a triasovými sedimentami rozloženého od Cinobane k Uderinej, granaticko-svorová zóna má iný ráz. Rozdiel je v petrografickom charaktere parahornín a v kvantitatívnom pomere amfibolitov k ortorulám a oboch ku parahorninám. Parahorniny sú zastúpené kremito-sericitickými bridlicami, ktoré sú podobné zbridličnateným spodnotriasovým kremencom. Tam, kde niet v nich vložiek, amfibolitov a ortorúl, ťažko ich od nich odlíšiť. Jemnolupeňovité muskovitické svory zriedka tvoria v nich tenké vložky, najmä na chrbte, ktorý sa tiahne od Cinobane k Mládzovu. Vcelku ráz metamorfózy je nižší ako pri typickej granaticko-svorovej zóne rozloženej severne od spomenutého synklinálneho pruhu. Ortohornín je v tomto južnejšom pruhu podstatne viac ako u typickej granaticko-svorovej zóny. Sú to aplitické žuly, ortoruly a amfibolity. Väčšina územia je budovaná jemnozrnnými amfibolitmi, ktoré sú preniknuté množstvom tenkých ložných žíl ortorúl. Mocnosť žíl ortorúl sa pohybuje od 2 cm do 2 m. V tomto súvrství ortohornín sú ojedinelé polohy kremitosericitických bridlíc a svorov. Vedľa toho ortohorniny vytvárajú tiež menšie telesá. Je to malý masívok aplitických žúl a ortorúl pri Cinobani a pretiahnuté amfibolitové teleso na hrebeni, ktorý sa tiahne od Cinobane k Mládzovu.

Opísané územie južne od synklinálneho pruhu (Cinobaňa—Uderina) je blízke svojím vývinom granaticko-svorovej zóne. Je tu nižší stupeň metamorfózy a ortohorniny majú značnú prevahu nad parahorninami. Rozloženie synklinály na rozhraní opísaného územia a granaticko-svorovej zóny typického vývinu pri monoklinálnom tektonickom charaktere kryštalinika Veporíd nabáda nás uvažovať o existencii tektonickej línie pri severnom okraji tejto synklinály.

Mladšie paleozoikum je zastúpené útvarom karbónskym a permskými arkózami. V karbóne možno odlíšiť dva vývoje: vývoj magnezitový a piesčisto-fylitický.

Magnezitový karbón vystupuje v úzkej, hlboko zvrásnenej synklinále pri Cinobani, pretiahnutej v hlavnom tektonickom smere, t. j. SV-JZ. Bližšie ho možno študovať na vŕšku Hrbe, kde vedľa prirodzených odkryvov a kopaných sond je možnosť štúdia v prieskumných banských prácach. Súvrstvie sa skladá z jemnozrnných zlepencov, tmavošedých kremitosericitických sľudnatých pieskovcov s hojnou substanciou grafitu a z grafitických bridlíc. V grafitických bridliciach je uložená šošovka magnezit-ankeritu, ktorá je na svojom obvode lemovaná železitým okrom. Petrografický charakter tohto súvrstvia sa zhoduje s charakterom magnezitového karbónu gemeríd.

Severozápadne od Cinobane na svahu Mäsiarka je v malej synklinále piesčito-fylitické súvrstvie karbónu. Nie je tu magnezit ani jemné zvráskované grafitické bridlice. Horniny majú prúžkovaný charakter. V svetlých prúžkoch je koncentrovaný kremeň, v tmavých sericit a grafit. Niekedy sericit je rekryštalizovaný v pomerne veľké šupinky muskovitu. Vzťah tohto karbónu k južnejšiemu magnezitovému karbónu je nejasný. Mohlo by to byť intenzívnejšie metamorfované súvrstvie kremito-sericitických sľudnatých pieskovcov magnezitového karbónu. Iná eventualita je, že tento výskyt karbónu je veporidný. Síce v bezprostrednej blízkosti ani v ich nadloží ani v podloží arkózy permu a kremence spodného triasu nikde nevystupujú. No i tak sa zdá pravdepodobné, že je súčasťou obalu kryštalinika, čiže je veporidný.

Permské arkózovité sedimenty sú na dvoch miestach. Je to v podloží spodno-triasového kremencového súvrstvia v spomenutej synklinále pri Cinobani. Perm leží na svoroch a patrí k obalu veporíd. V rozsiahlejšom pruhu vystupujú permské sedimenty v severnom krídle južnejšej synklinály Kalinovo—Točnica. Ležia tu diskordantne na staropaleozoickom podloží a miernym sklonom sa ponárajú na juhovýchod pod kremencovo-bridličnaté súvrstvie triasu. Na báze nie je žiaden zlepencový horizont. Arkózy sú intenzívne zbridličnatené, živce rozložené a len zriedka sa nájdu reliktné štruktúry.

Z mezozoických útvarov v predmetnom území vystupuje spodný trias. Spodnotriasové súvrstvie leží na permských arkózach alebo transgreduje priamo na kryštalinikum. Spodný trias vystupuje v troch synklinálnych zónach. Najsevernejší pruh sa tiahne medzi Dobročou a Dobročskou Lehotou. Na báze ležia hrubozrnné kremence, ktoré miestami majú charakter jemnozrnných zlepencov. Do nadložia prechádzajú v jemnozrnné sericitické kremence a pribúdajú bridličnaté vložky. Stratigraficky najvyššie je šošovka dolomito-vápnitej brekcie. Tento severný pruh spodného triasu tvorí hlbokú zvrásnenú úzku synklinálu. Druhý synklinálny pruh spodno-triasových kremencov sa tiahne od Uderinej k Cinobani. Sú to jemnozrnné kremence. Vo vrchných polohách pristupujú sivé a zelenkasté sericitické bridlice. Tretí spodno-triasový pruh je petrograficky úplne zhodný s predchádzajúcim. Tiahne sa od Točnice k Mládzovu. Kremence ležia na permských arkózach a miernym sklonom sa ponárajú pod súvrstvie karbónu.

Treťohory zastupujú pliocénne potektonické členy. Sú to čadiče a poltárska formácia. Čadiče vystupujú východne od Uderinej a budujú kopec Kopáň. Vlastný vrchol Kopáňa je tvorený nakopením sopečných púm a lapilov. Fiala tento výskyt považuje za zvyšok starej čadičovej sopky. Severný svah Kopáňa je tvorený čadičovým prúdom. Nezvetraná hornina je čiernej farby a veľmi pevná, navetraná má šedomodrú farbu. Charakteristická je guľovitá odlučnosť, bôbovitý a drobne guličkovitý rozpad. Čadiče sú celistvé s ojedinelými idiomorfnými vyrastlicami olivínu a zriedka tiež augitu. Vyrastlice olivínu dosahujú veľkosť až 4 cm.

Poltárska formácia je vyvinutá ako kontinentálne íly so zriedkavými polohami pieskov, železitých pieskovcov a štrkov. Pokrýva rozsiahlejšie priestory v okolí Kalinova a Veľkej Vsi. Jej výskyty pri Cinobani dokazujú, že neogénne jazero zasahovalo k severu v podobe úzkych zálivov pozdĺž dolín hlboko do horských oblastí Veporského pohoria.

## TEKTONIKA

Staropaleozoické kryštalinikum v predmetnom území má megaantiklinálnu stavbu. Smery bridličnatosti sú ca 45° a málo varírujú. Sklony sú k JV a pohybujú sa v rozmedzí 40° do 80°. K SZ sú sklony len na styku tisovskej zóny a zóny granatických svorov. V tomto megaantiklinálnom pruhu kryštalinika sú synklinálne zóny budované mladšími útvarmi: karbónom, permom a spodným triasom.

V študovanom území sú vyvinuté tri synklinálne zóny: dobročská, cinobanská a kalinovsko-točnická.

Synklinálnu zónu dobročskú možno sledovať od Tuhára až po Dobročskú Lehotu. Jej priebeh je SV—JZ. Medzi Dobročou a Dobročskou Lehotou je synklinála budovaná spodno-

triasovým kremencovo-bridličnatým súvrstvím. Spodný trias predstavuje obal kryštalinika, ktorý pri násune tisovskej zóny na Muránsku bol medzi ne zaklínený. Pri tomto násune bolo jedno rameno synklinály tektonicky vyvalcované pozdĺž divínskej línie. Medzi Tuhárom a Ružinou k sedimentárnemu pokryvu pristupujú karbónske vápence, dolomity a magnezity, ako aj permské arkózy a bridlice. Severný okraj dobročskej synklinálnej zóny sleduje divínsku líniu. V severovýchodnom, takmer priamočiarom pokračovaní divínskej línie v oblasti Tisovca a Muráňa, je tzv. muránska línia — zlom. Divínska línia práve tak ako muránska hrala tú istú úlohu pri formovaní veporského kryštalinika a môžeme ju označiť za tektonickú líniu prvého radu.

Cinobanská synklinálna zóna prebieha od Uderinej k Cinobani a cez Turičky pokračuje k Poltáru. Je budovaná permskými arkózami a spodnotriasovým kremencovým súvrstvím. Na tomto obalovom súvrství leží karbón magnezitového vývinu. Priamo v mapovanom území nemožno spoľahlivo riešiť vzťah magnezitového karbónu k triasu a permu. Nejasnosti nám osvetľujú úložné pomery na ľavej strane Banského potoka v Cinobani. Na svoroch ležia arkózovité sedimenty permu, nad ktorými sú kremence so zelenými verfénskymi bridlicami. Na kremencoch ležia grafitické bridlice karbónu. Úložné pomery na pravej strane Banského potoka sú tie isté. Tento vrstevný sled hovorí o tom, že magnezitový karbón je presunutý — patrí tektonickej jednotke gemerid. Spojenie karbónskej synklinály pri Cinobani s južnejším synklinálnym pruhom karbónu v oblasti Kalinova a Točnice je prerušené širokým antiklinálnym pruhom kryštalinika. Magnezitový karbón pri Cinobani je vysunutá časť príkrovu, ktorá bola zavrásnená do podložia v mieste permotriasovej synklinály za neskorých horotvorných karpatských pochodov.

Synklinálna kalinovsko-točnická zóna má súbežný priebeh s predchádzajúcou zónou. Je toho istého charakteru ako cinobanská, v okolí Poltára sa s ňou spája. V západnej časti územia, v okolí Podrečian sa aj cinobanská a kalinovsko-točnická synklinálna zóna spolu spoja. Vzájomný vzťah karbónu pri Tuhári ku karbónu v južnejších synklinálnych zónach je nevyjasnený. V južných zónach je karbonátový vývin reprezentovaný iba šošovkami magnezitu.

Územie je postihnuté mladou zlomovou tektonikou. Svedčí o tom paralelný priebeh údolia Tuharského, Krivánskeho a Banského potoka. O zlomovej tektonike svedčia tiež početné výlevy čadičových láv pozdĺž údolí menovaných potokov.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,*
*Bratislava*

7. VIII. 1954.

АНТОН БИЕЛЫЙ

## Геология окрестностей Ловинобаня

Исследованная область расположена в самой западной части Спишско-Гемерских Рудных гор. В геологическом отношении она относится к кристаллическому массиву Вепор, который здесь можно разделить на две зоны: тисовецкую и гранатово-слюдяносланцевую.

В северо-западной части области через пункты Тугар — Мытна — Доброч — Доброчска Легота проходит тектоническая линия, называемая дивинской; вдоль этой линии тисовецкая зона надвинута на муранскую гранитную зону, расположенную севернее, причем кварцево-сланцевая толща нижнего триаса втиснута в складки. Северо-восточным продолжением дивинской дислокации в области Мурань—Тисовец является муранская дислокация. При формировании кристаллического массива Вепор обе эти линии играли одинаковую роль, и потому дивинскую дислокация нужно считать тектонической линией первого порядка.

Вполне выяснить взаимоотношения между тисовецкой и гранатово-слюдяносланцевой зоной мне не удалось, так как на сравнительно небольшом участке, который был исследован мной, контакт нигде на поверхности земли не обнажается, а в прилегающих областях этот вопрос остался совершенно неисследованным. По тому, как проходит граница между этими двумя зонами, можно предположить, что гранатово-слюдяносланцевая зона находится под тисовецкой. На их контакте развиты слюдяные сланцы, которые я считаю диафторитами. Обе зоны подверглись региональному метаморфизму. Во время альпийско-карпатских орогенических движений сильное влияние имел дислокационный метаморфизм. Полосы диафторитов, наблюдаемые во всей области, особенно многочисленны между селениями Удерина и Цинобаня.

Полоса карбона магнезитовой фации идет от сел. Цинобаня по направлению к сел. Удерина. Она представляет из себя глубокую синклиналь, отделенную от более южного карбона области Калиново—Точница, залегающего также синклинально, антиклинальным валом нижнего палеозоя.

К северо-западу от сел. Цинобаня на склоне горы Месиарка находится обнажение карбона, которое я отношу к вепоридам; карбон магнезитовой фации считается гемеридным.

Отложения перми и триаса, образующие осадочную оболочку кристаллического массива, тянутся в виде двух полос: от сел. Удерина к сел. Цинобаня и от сел. Точница к сел. Младзово. Пермь первой полосы лежит под карбоном.

Самые молодые отложения представлены полтарской формацией, заходящей вдоль долин далеко вглубь кристаллической области. Это главным образом красные горизонтально залегающие глины с более песчанистыми прослойками.

Вдоль криванского ручья имеются обнажения базальтов, эффузии которых продолжались, по мнению некоторых авторов, вплоть до доледникового периода.

7. VIII. 1954.

*Научно-исследовательский институт им. Дионыза Штура, Братислава*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

ANTON BIELY

# GEOLOGISCHE VERHÄLTNISE IN DER UMGEBUNG VON LOVINOBAŇA

Dieses Gebiet gehört zu den westlichsten Ausläufern des Zips-Gömőrer Erzgebirges, was aber die geologische Entwicklung betrifft, wird es zur Zone des Vepor-Kristallinikums zugeordnet. Das Vepor-Kristallinikum kann man hier auf die Tisovec-er und Granat-Glimmerschiefer-Zone differenzieren.

Im Nordwesten des Gebietes, in der Linie Tuhár—Mýtna—Dobroč und Dobročská Lehota befindet sich die sogenannte Divín-er Linie. Es handelt sich um eine tektonische Linie, längs welcher die Tisovec-er Zone auf die Muráň-er granitische Zone, die nördlicher liegt, aufgeschoben wurde. Auf dieser Linie ist es zur Einfaltung — Einkeilung der untertriadischen Quarzit-Schiefer-Schichtenfolge gekommen. In nordöstlicher Fortsetzung des Divín-er Bruches im Gebiete von Muráň und Tisovec verläuft der sogenannte Muráň-er Bruch. Beide diese Linien haben bei der Formierung des Vepor-Kristallinikums gleiche Rolle gespielt und deshalb ist der Divín-er Bruch eine tektonische Linie ersten Ranges.

Das Verhältnis der Tisovec-er zur Granat-Glimmerschiefer-Zone ist es mir nicht gelungen eindeutig zu lösen. Mit Rücksicht auf das kleine bearbeitete Terrain ist es am Kontakte beider Zonen zu keinen natürlichen Entblössungen gekommen, und da die benachbarten Terrains in dieser Hinsicht ganz unbekannt sind, war es unmöglich diese Frage definitiv zu lösen. Der Verlauf der Grenze zwischen beiden Zonen bezeugt, dass die Granat-Glimmerschiefer-Zone sich im Liegenden der Tisovec-er Zone befindet. An ihrem Kontakte ist ein Streifen von Glimmerschiefern entwickelt, die ich für Diaphtorite halte. Beide Zonen sind regional metamorphiert. Bei der alpin-karpathischen Faltung hat sich hier die Dislokationsmetamorphose stark geltend gemacht. Das Gebiet ist durch Diaphtoritstreifen, besonders zwischen den Gemeinden Uderiná und Cinobaňa, durchgedrungen.

In der Richtung von Cinobaňa nach Uderiná tritt ein Karbonstreifen der Magnesitentwicklung auf. Es ist eine tief eingefaltete Synklinale, die von dem südlichen synklinalen Karbon im Gebiet Kalinovo—Točnica durch einen antiklinalen altpaläozoischen Wall abgetrennt ist.

Nordwestlich von Cinobaňa, am Abhange Mäsiarka gibt es ein Karbonvorkommen, das ich für veporides, im Gegenteil zur Magnesitentwicklung, die ich für gemeride halte.

Jüngere Perm- und Triassedimente bilden die Hülle des Kristallinikums. Sie treten in zwei Streifen auf. Der eine zieht sich von Uderiná gegen Cinobaňa und bildet das Liegende dem Karbon. Der zweite zieht sich von Točnica nach Mládzovo.

Die jüngsten Sedimente stellt uns die Poltár-Formation dar. Längs der Täler greift sie tief in die kristallinischen Gebiete ein. Es handelt sich meistenteils um rote, horizontal abgelagerte Tone mit sandigeren Einlagen. Längs Kriváň-Baches kommen Basalte vor, deren Ergüsse nach einigen Autoren bis in das Praeglazial gedauert haben.

*Geologische Anstalt Dionýz Štúr's,*
*Bratislava*

7. VIII. 1954.

JÁN ŠAJGALÍK

# GEOLOGICKÉ POMERY POVODIA HORNÉHO HRONA MEDZI BUJAKOVOM A ZÁVADKOU

*(Tab. X., ruské a nemecké resumé)*

V lete roku 1952 som vykonal geologický výskum doliny Hrona od Bujakova po Závadku. Toto územie v zmysle členenia Zoubka patrí k dvom stratigraficko-tektonickým jednotkám, a to k pásmu Kráľovej Hole a ku Kraklovskému pásmu. Pásmo Kráľovej Hole je v študovanom území budované v prevažnej miere dynamometamorfovanými žulami, ktoré patria k normálnemu ďumbierskemu typu. Kraklovské pásmo budujú kryštalické bridlice, najmä diaftority a pararuly v rôznom štádiu migmatitizácie, sedimentárny obal kryštalinika (arkózy, spodnotriasové kremence, verfénske bridlice, gutenšteinské vápence a dolomity), ktorý však v prevažnej miere je prikrytý paleogénno-neogénnou výplňou Polomskej kotliny a diluviálnymi štrkmi.

## Orografické začlenenie povodia Horného Hrona

Študované územie orograficky zaberá sčasti južné svahy Nízkych Tatier, sčasti severné svahy Slovenského Rudohoria.

## STRATIGRAFICKÁ ČASŤ

Pásmo Kráľovej hole — kryštalinikum — buduje údolie Hrona východne od Pohorelej, kde šikmo pretína dolinu Hrona. Je nasunuté na kraklovské pásmo. Presunová plocha sa tiahne po línii Krámu, Zámrzlej, Pohorelej a Orlovej.

V študovanej oblasti v tomto pásme úplne prevládajú žuly, ktoré náležia normálnemu ďumbierskemu typu. Vedľa neho vystupuje ešte kyslejší porfyrovitý typ. Tieto žuly sú silne dislokačne metamorfované a zbridličnatené až na svory. Menej sa vyskytnú aj kryhy starého kryštalinika, a to migmatity, biotitické pararuly, amfibolity, ktoré sú zväčša tiež silne dislokačne metamorfované.

Žuly sú stredného zrna, šedosvetlej až zelenkastej farby, ktoré obsahujú najmä kremeň, živce a biotit. Sú usmernené podľa približne usporiadaného biotitu. Mikroskopicky som zistil, že zo živcov je to najmä plagioklas, a to oligoklas, ktorý je silne sericitizovaný a miestami albitizovaný. Následkom tlakov majú plagioklasy sprehýbané lamely. Ako výsledok pre-

meny plagioklasov sa dosť často objavuje epidot. Kremeň je tiež porušený, čo sa prejavuje v jeho undulačnom zhášaní. Biotit je často premenený na okrajoch v leukoxén a chlorit, miestami zas vybielený v muskovit. Z chloritu je to najmä penín. Z akcesorických minerálov vystupuje apatit a zirkón ako uzavreniny v muskovite, prevažne však v palagioklasoch.

## Kraklovská zóna

V študovanom území úsek doliny Hrona budujú kryštalické horniny kraklovskej zóny a útržky jej sedimentárneho obalu. V okolí Polomky (v Polomskej kotline) sú zakryté paleogénno-neogénnou výplňou.

Kryštalinikum kraklovskej zóny tvoria: kremité pararuly, dvojsľudné migmatitizované pararuly, diaftority pararúl a migmatity. K týmto podstatne zastúpeným horninám sa družia ešte horniny, ktoré v nich tvoria menšie pruhy. Sú to: amfibolity, intruzívne porfyroidy, kremité pararuly migmatitizované s imbičnými živcami, ortoruly a žuly.

Kremité pararuly tvoria súvislý pruh a začínajú od Brezna po oboch stranách Hrona, končia západne od Starej Píly, kde prechádzajú do migmatitizovaných pararúl. Kremité pararuly sú za zdrava šedomodrej farby zložené prevažne z kremeňa, menej z plagioklasov a biotitu. Majú nepravidelne polyedrický rozpad. Pri vetraní nadobúdajú hrdzavohnedú farbu. Vznikli premenou hornín prevažne kremito-piesčitého materiálu. Miestami sa v nich nachádzajú žilky kremito-živcového materiálu (arterity) hrúbky od 1 mm do 5 cm. Tieto žilky sa nachádzajú len ojedinele, sú nepravidelné a niekedy vystupujú aj naprieč usmerneniu hornín. Mikroskopicky som zistil, že z plagioklasov ide najmä o oligoklas. Biotit je chloritizovaný. Chloritizácia biotitu však postupuje podľa lamiel. Chlorit je v hornine zastúpený penínom.

Dvojsľudné migmatitizované pararuly. Sú to horniny, ktoré javia zreteľný granitizačný prínos. Vystupujú na ľavej strane Hrona v pruhu južne od kremitých pararúl. Paramateriál v nich úplne prevláda a injekčný aplitický materiál väčšinou netvorí súvislé ložné polohy (žilky rovnomernej hustoty), ale drobné šošovkovité útvary alebo ojedinelé drobné žilky. Sú to horniny, koré sa vyznačujú mimoriadne vysokým obsahom sľúd, a to tmavej (biotitu) a svetlej (muskovitu) sľudy. Mikroskopicky bol často pozorovaný paralelný zrast muskovitu s biotitom. Vedľa sľúd ako hlavné súčiastky obsahujú rôzny podiel kremeňa a vápenatosodného živca (plagioklasu). Okrem týchto v značnej miere obsahujú sericit a chlorit. Veľký obsah svetlej sľudy (muskovitu) dáva hornine sivosvetlé sfarbenie.

Diaftority pararúl sú horniny postihnuté najprv mohutným hercýnskym vrásnením, následkom ktorého sa dostali do veľkých hĺbok (ka-

tazóny) a sú teda katazonálne metamorfované, neskôr ich postihlo alpské vrásnenie a v tomto vrásnení boli metamorfované epizonálne. Vznik diaftoritov podľa Zoubka (1930) je v dokonalom súlade s tektonikou nesporne alpsko-karpatskou, t. j. kriedovou až paleogénnou. Diaftority pararúl vystupujú v súvislom pruhu na presunovej ploche Krám-Zámrzlá-Závadka na styku kraklovského pásma s pásmom Kráľovej Hole. Ráz diaftorézy sľnie k juhu, teda smerom k spomenutej presunovej ploche. Ich mohutný vývin poukazuje na to, že tu išlo o mohutné pohyby veľkého rozsahu a značnej hĺbky. Nájdu sa v nich aj partie tektonického tieňa, ktoré oproti týmto sú menej alebo slabo diaftorizované. V pásmach najsilnejšie tektonicky namáhaných tieto horniny nadobúdajú podobu jemne bridličnatých sericitických fylitov. Diaftority pararúl sú horniny dokonale zvrásnené a vedľa zvrásnenia vcelku je tu vyvinuté aj detailné vrásnenie, ktoré spôsobuje zvlnenie plôch bridličnatosti v rozmeroch cm. Pôvodné minerály (muskovit, biotit, živce) boli premenené v chlorit, sericit, ktoré dávajú hornine špinavo-zelené sfarbenie. Tieto minerálne premeny (chloritizácia, sericitizácia) prebiehajú za účasti uhličitých roztokov. Tento fakt potvrdzuje tá okolnosť, že uhličitan vápenatý spravidla tieto premenené horniny impregnuje. Nachádza sa v nich jednak roztrúsený v drobných mikroskopických nepravidelných zrnkách v sericitizovaných živcoch a chloritizovaných biotitoch, jednak sa v nich nachádza ako výplň trhliniek v jednotlivých nerastných zrnách ako aj v priebežných puklinkách, ktoré prestupujú horninu. Primárne minerály sa v hornine skoro vôbec nevyskytujú, pretože boli druhotne premenené. Následkom silnej dislokačnej metamorfózy javia kataklastickú štruktúru. Kremeň vo väčších zrnách sa vyskytuje len zriedka, pretože kremeň je najcitlivejší indikátor tlaku, v dôsledku ktorého tieto väčšie zrná boli rozpadnuté na menšie, ktoré do seba zubovite zapadajú. Kremeň prejavuje silnú undulozitu interferenčných farieb. Miestami zrná kremeňa sú tak rozdrobené, že tvoria drobnú kataklastickú mozaiku. Živce sú silne albitizované, sericitizované a sú sprehýbané a rozpukané. Premeny živcov sa diali najmä po trhlinách, ktoré sú vyplnené sericitom a drobnými zrnkami kremeňa. Často sú impregnované drobnými zrniečkami uhličitanu vápenatého.

Migmatity. Sú to horniny zmiešané, skladajú sa z pôvodného sedimentárneho materiálu, do ktorého vnikajú magmatické roztoky prevažne kremito-živcového materiálu. Podľa vzájomného miešania sa týchto dvoch zložiek (sedimentárnej a magmatickej) treba odlíšiť aj rôzne druhy migmatitov. V študovanom území som mohol rozlíšiť tri typy migmatitov. Hranica medzi nimi však nie je ostrá a niekedy sa musela určiť dosť umele, pretože jednotlivé typy migmatitov do seba laterálne prechádzajú.

Typ 1. Pararuly slabo granitizované (migmatitizované), v ktorých pôvodný sedimentárny materiál je v prevahe nad vniknuvším magmatickým (injekčným) materiálom. Tento injekčný materiál sa spravidla vyskytuje

v podobe šošovkovitých útvarov, drobných žiliek, avšak na mnohých miestach tvorí aj symetrické žilky. K tomuto typu migmatitov počítam horniny, ktoré vystupujú JZ od Filipova (Kozlovo) a SZ od Beňuša (Pisárovo).

Typ 2. Migmatity, v ktorých pôvodná sedimentárna a magmatickoinjekčná zložka sú zastúpené približne v rovnakej miere a kremito-živcové žilky sa pravidelne striedajú s vrstvičkami sedimentárnej zložky. Toto striedanie sa deje v rozmeroch cca 2 mm. Horniny tohto typu vystupujú SZ od Gašparova.

Typ 3. Hybridné žuly alebo presnejšie migmatity ortorulového rázu. Sú to horniny, v ktorých jednotlivé vrstvičky pôvodnej sedimentárnej zložky (zvlášť lupienky muskovitu a biotitu) spolu nesúvisia, ale sú porušené vniknutím veľkého množstva injekčného materiálu. Lupienky sľudy tvoria krátke, hrubé, lupenité (jednotlivé lupienky majú 4—5 mm), šošovkovité zhluky len nedokonale usmernené, takže hornina nadobúda žulový charakter. Najcharakteristickejšie sú vyvinuté pri vyústení veľkého Beňušského potoka do údolia Hrona (Pálenica).

Amfibolity sú premenené bázické (diabázové) lávy. Sú roztrúsené v kryštalických bridliciach v podobe tenkých ložných žiliek (ofiolity), niekedy aj väčších pruhov po celom kraklovskom pásme. Amfibolity sú jemnozrnné, tmavozelené horniny, z prevažnej miery sa skladajú z amfibolu, menej z plagioklasu, kremeňa a granátov. Na niektorých miestach sú amfibolity nastrieknuté aplitickým materiálom, takže hornina pripomína migmatit-arterit. Aplitické polohy tvoria väčšinou drobné šošovky, menej žilky.

Intruzívne porfyroidy. Farba porfyroidov je svetlošedá až šedozelená. V miestach, kde je hornina kompaktná, má tmavošedú farbu. Intenzita zbridličnatenia porfyroidov je rôzna. Pozorovať prechody od hornín takmer masívnych k horninám s naznačenou bridličnatosťou až k horninám zreteľne tenkobridličnatým. Plochy bridličnatosti sú plochami dokonalej odlúčiteľnosti, majú následkom pokročilej sericitizácie hodvábny lesk a akýsi mastkový vzhľad. Tieto plochy bridličnatosti bývajú spravidla nerovné, hrboľkovité, čo spôsobujú vyrastlice, ktoré sú obalené sericitom, ktorý vznikol rozkladom živcov. Na týchto plochách bývajú často limonitické povlaky. V jemnozrnnej základnej hmote sú makroskopicky dobre pozorovateľné vyrastlice. Sú to vyrastlice prevažne kremeňa o priemernej veľkosti 2—3 mm, maximálne až 6 mm. Vyrastlice boli následkom tlaku deformované, usmernené, takže nadobúdajú šošovkovitý tvar. Živcové vyrastlice sú veľmi vzácne, väčšinou bývajú premenené — sericitizované. Kremité porfyroidy majú balvanovitý rozpad. V dôsledku vetrania zrná kremeňa trčia zo základnej hmoty. Živcová hmota vyvetráva do biela.

Pri premene kremitých porfyroidov sa uplatňujú predovšetkým čiastkové pohyby, ktoré prebiehali horninou pod vplyvom pôsobiaceho stressu.

V dôsledku tohto jednosmerného tlaku hornina bola zbridličnatená. Skoro všetky minerály intruzívnych porfyroidov sú druhotne premenené. Hlavnou premenou živcov pri porfyroidoch je sericitizácia. Sericit vytvára postupne hustú sieť v živci, najmä v smere štiepnych trhlín, až je živec celkom zatlačený, takže môžeme hovoriť o pseudomorfóze sericitu po živci. Základnú hmotu intruzívnych porfyroidov tvoria drobné zrniečka kremeňa, živca, šupiny biotitu, sericitu a chloritu.

### Kremité pararuly migmatitizované s imbibičnými živcami

Pre tieto pararuly je charakteristické to, že sa v nich nachádzajú imbibičné živce o veľkosti 1 mm až do veľkosti orecha. Aplitické žilky v týchto pararulách netvoria súvislé polohy ale šošovkovité útvary, ktoré sú pretiahnuté v smere usmernenia, niekedy však idú aj naprieč usmerneniu horniny. Tieto horniny vystupujú v doline Hrona južne od Bacúcha. Imbibičné živce (živcové oká) sú prevažne 1—3 cm veľké. Sú to obyčajne mikroklíny s hojnými uzavreninami drobných plagioklasov, ktoré sú albitizované. Ďalej sú tu vtrúsené tiež drobné zrná kremeňa.

Ortoruly sú za zdrava šedosvetlej farby, pri vetraní hnednú. Možno pri nich hoci nezreteľne ale predsa pozorovať usmernenie minerálov (zvlášť lupienkov sľudy), zapríčinené najmä pôsobením stressu. Hlavné minerálne súčiastky sú: kremeň, plagioklas, biotit. Kremeň je v prevahe nad živcami, tvorí väčšie zrná, ktoré následkom tlakov prejavujú optickú nejednotnosť. Plagioklasy sú tiež kataklázované a sericitizované. Obsahujú uzavreniny drobného ortoklasu. Sericitizácia plagioklasov je pokročilá, najmä po puklinách. Z draselných živcov je tu zastúpený mikroklín. Biotit je chloritizovaný. Chloritizácia prebiehala za účasti uhličitých roztokov, pretože uhličitan vápenatý impregnuje biotit. Chlorit je zastúpený v hornine penínom. V chlorite sa ojedinele nájde aj zirkón.

Žuly vystupujú v kraklovskej zóne len ojedinele, v podobe masívov silne dislokačne metamorfovaných. V študovanom území som ich zistil severne od Polomky. Sú to horniny svetlošedej farby, stredného až hrubšieho zrna. Obsahujú tieto hlavné súčiastky: kremeň, živce, sľudy. Dislokačná metamorfóza miestami v nich nadobúda taký silný ráz, že prechádzajú v žulové mylonity, ktoré majú špinavozelenú farbu. Táto žula býva niekedy slabo usmernená, podľa približne rovnobežne usporiadaného biotitu. Obsahuje niekedy porfyrické vyrastlice živcov. Mikroskopicky sa dá pozorovať, že hornina je silne kataklasticky drvená a minerály sú sekundárne premenené. Plagioklasy sú sausuritizované. Často sú v nich uzavreniny drobných zrniečok kremeňa. Biotit je často premenený — chloritizovaný. Pri tejto premene došlo k vylučovaniu epidotu a leukoxénu. Pri premene živcov vznikol aj kalcit, ktorý je v hornine zastúpený v dosť hojnej miere. Nachádza sa tu jednak v drob-

ných zrniečkach v sericitických živcoch, ale častejšie tvorí výplň trhliniek v živcoch alebo výplň väčších priebežných puklín. Javí vysoký dvojlom. Z akcesórií je v hornine zastúpený najčastejšie zirkón, ktorý tvorí stĺpčekovité uzavreniny v plagioklasoch. Z rudných minerálov je najčastejší pyrit.

### Útržky pôvodného sedimentárneho obalu v kraklovskej zóne

Sú zachované na svojom pôvodnom mieste len v nepatrnej miere, sú vyvinuté v Polomskej kotline, kde tvoria normálny, slabo zvrásnený obal kryštalinika. Vystupujú skoro výlučne na pravej strane Hrona, kde sú prikryté mladšími sedimentmi, čím sa stáva pochopiteľná aj tá skutočnosť, že dolina Hrona od toho miesta, kde začínajú, nápadne sa rozširuje. Vystupujú však len v niekoľkých odkryvoch, pretože, ako som už spomenul, sú prikryté paleogénno-neogénnou výplňou kotliny. Je však možné, že pod touto pokrývkou sa nájdu aj mohutnejšie komplexy mezozoických útvarov. Popíšem ich jednotlivé členy:

### Permské arkózy

Sú to horniny svetlošedej farby miestami menej, miestami silnejšie dislokačne metamorfované. Skladajú sa prevažne zo živcových a kremenných zŕn. Okrem toho obsahujú 3—5 cm veľké valúny kremeňa. V mikroskope boli pozorované aj sľudy, dosť často zmenené v sericit. Plagioklasy prevládajú nad ortoklasmi. Dosť často bol pozorovaný turmalín. Tmel jednotlivých zŕn sa skladá z ílovito-piesčitého materiálu.

### Spodnotriasové kremence

Sú to jemnozrnné kremence, farby svetlej, bielej, často ružovkastej. Sú tvorené kremennými zrnami. Okrem týchto zŕn však obsahujú aj nepatrný podiel živcov. Vystupujú len v tenkých pruhoch a tvoria lavice maximum 25 cm mocné.

Verfénske vrstvy sú zastúpené v podobe červených, miestami šedozelených piesčitých bridlíc. Verfén tu väčšinou reprezentujú bunečnaté vápence „rauwacky".

Gutenšteinsky vápenec (anis) predstavuje nám len veľmi malý útržok vápenca čiernej farby s bielymi žilkami druhotného kalcitu. Dolomit (ladin) predstavuje vyšší stupeň triasu, je svetlošedej farby.

Uvedené členy ležia nad sebou v normálnom stratigrafickom slede.

Eocén dotýkajúci sa pohoria Nízkych Tatier začína všade transgresiou. Eocén v študovanej oblasti sa nachádza v Polomskej panve. Sú to zlepence, zložené z ostrohrannejších úlomkov i z okruhliakov mezozoika, najmä kremencov, ale aj vápencov, ba i z hornín kryštalinika (pararuly, diaftority, žuly). Tmel je dolomitický. Valúny sú priemernej veľkosti 6 cm, ale sú aj väčšie. Sú nedokonale obrúsené, čo poukazuje na ich rýchly transport. Na niektorých miestach sú schránky fauny obyčajne veľmi rozbité a nachádzajú sa vo veľkom množstve, takže tvoria lumachely. Na iných miestach sa zase zachovala fauna v dosť dobrom stave, ako napr. v doline západne od Ždiarskeho potoka, JZ od kóty 763, kde sa mi podarilo vyzbierať dosť dobre určiteľnú faunu lamelibranchiát. Určil som:

*Corbicula convexa* Bronn. *(C. semistriata* Deshayes)
*Corbicula sp.*

Na inom mieste (severne od Závadky) vyzbieral Andrusov v tomto súvrství faunu čisto morského pôvodu — koralov. To by poukazovalo na to, že tu došlo k miešaniu fauny, pretože *Corbiculy* sú brakickou formou. Teda bazálny paleogén nám tu predstavuje jednak morský, jednak suchozemsko-lagunárny vývin.

Nadložie bazálneho paleogénu tvorí flyšové súvrstvie, ktoré v študovanom území vystupuje len v málo odkryvoch, najväčší odkryv je v zárezе cesty východne od Závadky. Mocnosť vrstiev pieskovcov je uprostred bridlíc asi 50 cm.

Neogén je tvorený jednak sedimentárnymi, jednak efuzívnymi horninami (andezit).

Sedimentárne horniny neogénu sa nachádzajú v Polomskej panve, ale len v dvoch odkryvoch, západne od Polomky a západne od Závadky. Tu je neogén tvorený konglomerátovým súvrstvím, teda zrejme je transgresívny po paleogénnom vrásnení. Na jeho stavbe sa zúčastňujú hrubozrnné až jemnozrnné piesky, ktoré sa striedajú so štrkmi. Tieto okruhliaky sú prevažne kremencové, žulové, arkózové, ba nájdu sa aj valúny pieskovcové, zrejme z flyšového súvrstvia. Priemerná veľkosť týchto valúnov je ca 6 cm, najväčšie však majú aj 20 cm. Sú dokonale obrúsené a dobre triedené. Toto súvrstvie je miestami od zátekov železa hrdzavohnedé. V tomto neogénnom súvrství som pozoroval aj nepatrné výskyty uhlia, ktoré tvorí preplástky o veľmi malej hrúbke, ca 10 cm. O bližšom veku tohto neogénneho súvrstvia nemôžem hovoriť, pretože žiadne skameneliny, ktoré by poukazovali na jeho vek, som nenašiel.

Efuzívny vulkanizmus neogénu predstavuje andezit, ktorého vek sa počíta za tortónsky. Výlevy andezitu sa diali na tektonickom styku pásma Kráľovej Hole a kraklovskej zóny a na ich poruchových pásmach. Je to hornina šedosvetlej farby s makroskopickými vyrastlicami biotitu a amfibolu. Je autometamorfovaný. Základná

hmota je vybielená a živce sú kaolinizované. Porfyrické vyrastlice sú tvorené amfibolom, ktorý pri autometamorfóze bol nahradený biotit-magnetitom. Plagioklasy tvoria v hornine väčšie zrná a sú zastúpené andezín-labradorom. Základná hmota je sfarbená limonitickým pigmentom.

## ŠTVRTOHORY

Sú zastúpené len v obmedzenej miere. Sú to predovšetkým diluviálne štrky, ktoré pokrývajú svahy na pravej strane Polomskej panvy. Štrky sú splavené z blízkych kopcov, obsahujú prevažne kremencový materiál, avšak aj materiál z kryštalických bridlíc.

Z pokryvných útvarov najväčší význam majú terasové štrky, ktoré tvoria terasy pozdĺž rieky Hrona a jeho prítokov. Tieto štrky sú tvorené rôznym materiálom, prevažne je to však materiál z kryštalických hornín a kremencov. Pri vyústení potokov a roklín do údolí vznikajú náplavové kužele.

Svahových hlín a hlinitých sutín je v študovanom území veľmi málo. V značnej miere vystupujú len v Polomskej panve, kde bol pozorovaný aj mierny zosun pôdy na svahu paleogénneho flyšu, čo je podmienené prítomnosťou slienitých bridlíc, ktoré sú dobrou sklznou plochou.

## TEKTONIKA

Už v stratigrafickej časti som uviedol, že na stavbe študovaného územia sa zúčastňujú tieto stratigraficko-tektonické jednotky: kraklovská zóna a zóna Kráľovej Hole.

V Kraklovskej zóne ruly sú z veľkej časti diaftorizované. Diaftoréza nie je všade rovnaká. Jej intezity pribúda smerom na juh. Všeobecne najsilnejšia je na styku kraklovského pásma s pásmom Kráľovej Hole, kde sa diaftority dajú sledovať po celej dĺžke tektonického styku oboch zón. Pozdĺž tektonického styku oboch zón a pozdĺž porúch, ktoré vznikli následkom nasunutia pásma Kráľovej Hole na pásmo kraklovské, vyliali sa počas dôb neogénnych (tortón) andezitové lávy, ktoré dnes nachádzame na tejto línii.

Z tektonického hľadiska dôležitý význam má rozloženie pruhov silne redukovaného mezozoika. Je to najmä kvarcitové súvrstvie, ktoré vystupuje v kryštaliniku v pruhoch. Juhozápadne od Troch Vôd v takej synklinále Zoubek (1930) zistil i zvyšky mladšieho subtatranského mezozoika: dolomit a svetlé bridličnaté vápence (jura). Spolu i s ďalším mezozoikom v závere Bacúšskej doliny (dolomity strednotriasové a mramorizované vápence na báze s útržkami kvarcitového súvrstvia) Zoubek pokladal za príkrovové subtatrikum prevrásnené spätne k juhu na koreňovú zónu pri druhotnom popríkrovovom nasunutí koreňovej subtatranskej zóny na zónu jaderných pohorí a subtatranských prí-

krovov v laramickej fáze vrásnenia. Po podrobnejšom štúdiu Zoubek (1935) súdi, že tu ide o odlepené subtatrikum (podľa rázu zastúpenia spodnotriasových kremencov) ale jeho pozíciu netreba vysvetľovať spätným prevrásnením. Všetky členy mezozoika nad spodnotriasovým súvrstvím, ba čiastočne aj toto súvrstvie, sú v kraklovskej zóne od svojho podložia odlepené, sú však zachytené na svojej ceste k severu zavrásnením do klínovitých synklinál subtatranského kryštalinika, takže hranicu koreňovej zóny neprekročili.

Zoubek (1951) pri geologických prácach z okolia Heľpy vymapoval izolovaný ostrovček mezozoika medzi Heľpou a Pohorelou na styku subtatranského kryštalinika kraklovskej zóny a zóny Kráľovej Hole. Súdi, že toto mezozoikum sa na západ ponoruje pod rozsiahle diluviálne štrky, ktoré vyplňujú časť tohto územia. Jeho názor môžem potvrdiť nájdením mezozoika severne od Polomky, ktoré sa vynoruje spod mladších sedimentov. Na báze kryštalinika sú to arkózy verukána, nad nimi sú to kvarcity spodného triasu. Z vyšších súvrství mezozoika sú zachované verfénske bridlice, gutenšteinské vápence a dolomity. Toto mezozoikum pokladám za normálnu obalovú sériu, čo vyplýva z jeho úložných pomerov. Ide tu asi o synklinálu medzi dvoma antiklinálami, a to pôvodným podložím krížňanského a pôvodným podložím chočského príkrovu. Arkózy a kremence tejto série javia silnú dynamometamorfózu, kým ostatné súvrstvia skoro žiadnu, ba dolomity nevystupujú v podobe brekciovitých dolomitov, ako sme boli zvyknutí pri subtatranských dolomitoch, ale v podobe svetlošedých, celistvých hornín. Na tomto mezozoiku je ešte zaujímavé to, že jeho vrásy sa tu nekrižujú s popaleogénnymi vrásami, teda idú rovnobežne s dolinou Hrona, až východnejšie menia svoj pôvodný smer, keď dolinu Hrona pretínajú.

Pásmo Kráľovej Hole rozprestiera sa na východ od juhovýchodnej hranice kraklovskej zóny (čiara Krám, Závadka, Pohorelá). Z kryštalických hornín sú to skoro výlučne žuly. Pri týchto žulách v študovanej oblasti pásma Kráľovej Hole panuje v ich zbridličnatení generálny smer zhodný s celkovým priebehom zóny (JZ—SV) so stredným úklonomk JV.

Paleogén v kraklovskej zóne v študovanom území je transgresívny. Vystupuje len v málo odkryvoch, pretože v prevažnej miere je prikrytý diluviálnymi štrkmi. Najzápadnejšie sa začína paleogén objavovať na SV od Bacúcha, je však pravdepodobné, že treťohory boli rozšírené aj ďalej na západ, ale pre pokročilú denudáciu sa nám vo väčšej miere nezachovali. Preto je jasné, že rieka Hron pri tvorení svojho koryta si vyhľadávala mäkké horniny v treťohorných sedimentoch.

Kým laramická tektonika je súhlasná s tektonikou starších fáz, o paleogénnej tektonike to nemožno povedať, pretože jej vrásy sa križujú s vrásami starších horotvorných pochodov. Smer paleogénnych vrás je východ-

západ, teda je zhodný s údolím Hrona. Nízke Tatry sú teda paleogénnou vrásou, ktorá je vymodelovaná ináč ako vrásy, ktoré vznikli pri predchádzajúcich vrásneniach.

20. V. 1954.

*Katedra inžinierskej geológie*
*Geologicko-geografickej fakulty KU,*
*Bratislava*

ЯН ШАЙГАЛИК

## Геологическое строение местности, расположенной между селениями Буяково и Завадка в бассейне верхнего течения р. Грон

*(Табл. X.)*

В исследованной области различают две стратиграфическо-тектонических единицы, а именно: зону Кральовой Голи (названной так по вершине Кральова Голя) и крáкловскую зону. Обе относятся к вепоридам. Зона Кральовой Голи сложена здесь исключительно кристаллическими породами, главным образом гранитами, относящимися к нормальному дюмбиерскому типу, наряду с которыми встречаются и более кислые, порфировые. Эти граниты подверглись сильному дислокационному метаморфизму и, благодаря приобретенной сланцеватости, стали походить на слюдяные сланцы.

Крáкловская зона образована здесь главным образом кристаллическими породами и остатками осадочной оболочки. Поломская котловина заполнена палеогеновыми и неогеновыми отложениями, которые закрывают кристаллические породы крáкловской зоны.

Кристаллический массив крáкловской зоны состоит преимущественно из кристаллических сланцев, среди которых находятся небольшие островки гранитов. Граница между ними обычно острая; она сопровождается раздроблением породы (милониты), т. е. является тектонической.

Часть кристаллических пород осадочного происхождения (парагнейсы), другая — магматического (ортогнейсы). В зависимости от соотношения этих двух составных частей различают несколько типов кристаллических сланцев. Во время альпийских движений кристаллические сланцы крáкловской зоны подверглись вторичным изменениям, которые проявились как в структуре, так и в минералогическом составе пород. В местах, где тектонические движения оказали особенно сильное воздействие на кристаллические сланцы, эти последние приобрели вид сланцеватых серицитовых филлитов (филлонитов).

Было установлено, что при этих тектонических процессах минералы претерпевают следующие главные изменения: биотит превращается в хлорит и мусковит, железо, содержавшееся первоначально в биотите, переходит в окислы — лимонит и гематит, в плагиоклазах происходит серицитизация и альбитизация, кварц приобретает явственное волнистое погасание.

В кристаллическом массиве крáкловской зоны наблюдаются кварцевые парагнейсы, двуслюдяные мигматитизованные парагнейсы, диафториты парагнейсов,

мигматиты. В этих породах — а они являются особенно распространенными — встречаются кроме того небольшие полосы амфиболитов, интрузивных порфироидов, мигматитизованных кварцевых парагнейсов с имбибиционными полевыми шпатами, ортогнейсы и граниты.

Первичная осадочная оболочка сохранилась в очень немногих местах. В Поломской котловине она образует слегка сложенный в складки плащ кристаллического массива. В ней различают следующие члены: пермские аркозы, нижнетриасовые кварциты, верфенские слои, гутенштейнские известняки и доломиты. Стратиграфическое напластование везде нормальное.

### Третичные отложения. Палеоген.

Эоцен известен в Поломской котловине, где он представлен конгломератами. Залегание трансгрессивное. Местами он состоит исключительно из ракушечников с обломками больших раковин. В некоторых других местах, как например к западу от ручья Ждиарский северо-западнее высоты 763 м, где я собрал фауну пластинчатожаберных, сохранность окаменелостей гораздо лучше.

Мне удалось определить *Corbicula convexa* Bronn., *(Corbicula semistriata* Deshayes), *Corbicula sp*

К северу от сел. Завадка Д. Андрусов нашел в этих слоях морскую фауну, а именно кораллы. Это показывает, что фауны здесь смешивались. Базальный палеоген представлен, следовательно, и в морском развитии и в лагунном. В кровле базального палеогена находятся флишевые слои.

Неоген представлен осадочными конгломератовыми породами, возраст которых точнее определить нельзя, и эффузивными породами (андезитами) тортона.

В краковской зоне интересное положение занимает сильно редуцированный мезозой, образующий синклинальные полосы в кристаллическом массиве. Подобные полосы мезозоя, находящиеся за пределами нашей области к юго-западу от сел. Три Воды и в глубине Бацушской долины, Зоубек считал за субтатранский элемент. Он предполагал, что все члены мезозоя над нижнетретичными слоями, а отчасти и эти последние оторваны от своего основания, задержаны на своем пути к северу и захвачены в складки субтатранской кристаллической толщи с образованием клинообразных синклиналей.

Совершенно иное положение занимает мезозойская свита в Поломской котловине. Я считаю ее за нормальную оболочку кристаллического массива, на что указывают и условия ее залегания. По всей вероятности мы имеем здесь дело с синкликалью между двумя антиклиналями, а именно с первичным основанием крижнянского покрова и с первичным основанием хочского покрова. Аркозы и кварциты этой серии хотя и сильно динамометаморфизованы (у остальных слоев этого не наблюдается, но представляют из себя плотные породы. Интересно отметить еще то, что складки мезозоя не скрещиваются здесь с послепалеогеновыми складками, т. е. они расположены параллельно долине р. Грон, и только восточнее, пересекая долину, они меняют свое первоначальное направление.

20. V. 1954.

*Кафедра инженерной геологии факультета геологических и географических наук Словацкого университета, Братислава*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

Табл. X.

**Геологическая карта местности, расположенной между селениями Буяково и Завадка в бассейне верхнего течения р. Грон**

(Составил Ян Шайгалик, нарисовал Ф. Белеш)

Объяснения условных знаков:

Кристаллический массив Кральовой Голи: 1 — гранит.

Кристаллический массив краковской зоны: 2 — гранит, 3 — диафториты, 4 — двуслюдяные мигматитизованные парагнейсы, 5 — мигматитизованные кварцевые парагнейсы, 6 — кварцевые парагнейсы, 7 — интрузивные порфироиды, 8 — амфиболиты, 9 — слабо диафторизованные парагнейсы, 10 — ортогнейсы, 11 — мигматиты.

Серия оболочки краковской зоны: 12 — аркозы, 13 — кварциты, 14 — верфенские слои, 15 — гутенштейнский известняк, 16 — доломит.

Палеоген: 17 — базальный палеоген, 18 — толща флиша.

Неоген: 19 — галечники, пески, 20 — андезит.

Четвертичные отложения: 21 — современные наносы, 22 — конусы выноса и осыпей, 23 — оползни, 24 — суглинки и осыпи, 25 — речные террасы, 26 — дилювиальные галечники, 27 — источник, 28 — простирание и падение пластов.

JÁN ŠAJGALÍK

## GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DES OBEREN HRON — TALES ZWISCHEN DEN GEMEINDEN BUJAKOVO UND ZÁVADKA

*(Tab. X)*

Am geologischen Aufbau des studierten Gebietes nehmen zwei stratigraphisch-tektonische Einheiten teil: Zone der Kráľová Hoľa und die Kraklova-er Zone. Beide Zonen gehören zu den Veporiden. Die Zone der Kráľová Hoľa ist im studierten Gebiete ausschliesslich von kristallinen Gesteinen gebaut. (Es sind überwiegend Granite). Es sind Granite des normalen Ďumbier-Typus, neben welchen noch auch ein sauerer, porphyrischer Typus auftritt. Diese Granite sind stark dislokationsmetamorphiert und verschiefert bis in Glimmerschiefer.

Die Kraklova-er Zone wird im studierten Gebiete überwiegend durch kristalline Gesteine und Ueberreste ihrer sedimentären Hülle gebaut. Im Becken von Poloma sind die kristallinen Gesteine der Kraklova-er Zone mit der paläogen-neogenen Füllung bedeckt.

Das Kristallinikum der Kraklova-er Zone bilden überwiegend kristalline Schiefer, zwischen denen sich kleinere Granitinselchen befinden. Die Grenze zwischen ihnen ist überwiegend scharf, von zerstörten Gesteinen (Mylonite) begleitet, also tektonisch.

Am Bau der kristallinen Schiefer nimmt eine Komponente sedimentärer Herkunft (paragneisige) und eine Komponente magmatischer Herkunft (orthogneisige) im verschiedenen Verhältnis teil. Nach der Reziprozität dieser zwei Komponenten unterscheiden wir auch einige Typen kristalliner Schiefer. Während der alpinen Faltung erleiden diese kristallinen Schiefer in den Bewegungsstreifen der Kraklova-er Zone sekundäre Umwandlungen, die sich in der Struktur und Mineralumwandlung äussern. In den tektonisch am stärksten ergriffenen Streifen erwerben kristalline Schiefer die Form schieferiger Serizit — Phyllite (Phyllonite).

Bei diesen tektonischen Prozessen spielen sich hauptsächlich folgende Mineralum wandlungen ab: Biotit wird in Chlorit bis Muskovit verändert. Das ursprünglich im Biotit enthaltene Eisen scheidet sich in der Oxydform als Limonit und Hämatit aus.

Plagioklase werden serizitisiert und albitisiert. Quarz erweist starke, durch Druckdeformation verursachte Undulosität.

Das Kristallinikum der Kraklova-er Zone bilden: quarzige Paragneise, zweiglimmerige migmatitisierte Paragneise, Diaphtorite der Paragneisen, Migmatite. Zu diesen, hauptsächlich vertretenen Gesteinen gesellen sich noch Gesteine zu, welche in ihnen kleinere Streifen bilden. Es sind: Amphibolite, intrusive Porphyroide, migmatitisierte quarzige Paragneise mit Imbibitionsfeldspäten, Orthogneise und Granite.

Relikte der ursprünglichen sedimentären Hülle der Kraklova-er Zone sind auf ihrer ursprünglichen Stelle nur im geringen Umfange erhalten. Sie sind im Becken von Poloma entwickelt, wo sie eine normale, schwach gefaltete Hülle des Kristallinikums bilden. Sie bestehen aus folgenden Gliedern: Permarkosen, untertriassischen Quarziten, Werfener Schichten, Guttensteiner Kalksteinen und Dolomiten. Alle erwähnten Serien liegen übereinander in normaler stratigraphischen Folge.

Paläogen

Im studierten Gebiete befindet sich Eozän im Becken von Poloma. Er hat einen Konglomeratcharakter, ist also transgressiv. An einigen Stellen wird er beinahe ausschliesslich durch Lumachellen mit grossen, zerschlagenen Schallen gebildet. An anderen Stellen ist wiederum die Fauna ziemlich gut erhalten, wie z. B. westlich vom Ždárský potok (Bach) nord-westlich von der Kote 763, wo es mir gelungen ist ziemlich gut bestimmbare Lamellibranchiatenfauna zu sammeln.

Ich habe festgestellt: Corbicula convexa Bronn. (C. semistriata Deshayes). Corbicula sp.

Nördlich von der Gemeinde Závadka hat Andrusov in dieser Schichtenfolge eine Meeresfauna — Korallen gesammelt, was darauf hinweisen möchte, dass es hier zur Mischung der Fauna gekommen ist. Das Hangende des basalen Paläogens ist durch Flysch-Sedimente gebildet.

Neogen wird einerseits durch konglomeratische Sedimentgesteine, dessen Alter man näher nicht feststellen kann, anderseits durch tortonische Effusivgesteine (Andesit) gebildet.

Interessant ist in der Kraklova-er Zone die Lage des stark reduzierten Mesozoikums, das im Kristallinikum synklinale Streifen bildet. Solches Mesozoikum ausserhalb des studierten Gebietes, welches süd-westlich von Tri Vody und im Abschlusse der Bacúšska dolina (Tal) vorkommt, hat Zoubek (1935) für Subtatrikum gehalten. Er meint, dass alle mesozoischen Glieder, die sich oberhalb der untertriassischen Schichten befinden, ja sogar auch diese selbst, sind in der Kraklova-er Zone von ihrem Liegenden losgelöst, sind aber auf ihrem Wege nach Norden durch Einfaltung in keilförmige Synklinalen des subtatrischen Kristallinikums aufgefangen worden.

Ganz andere Position hat das Mesozoikum im studierten Gebiete im Becken von Poloma. Dieses Mesozoikum halte ich für die normale Hüllenserie des Kristallinikums, was sich aus seinen Lagerungsverhältnissen ergibt. Es handelt sich wohl um die Synklinale zwischen zwei Antiklinalen u. zw. dem ursprünglichen Liegenden der Krížna- und ursprünglichen Liegenden der Choč-Decke. Arkosen und Quarzite dieser Serie zeigen zwar starke Dynamometamorphose, wo die übrigen Schichten beinahe keine zeigen, treten aber in der Form kompakter Gesteine auf. An diesem Mesozoikum ist noch interessant, dass seine Falten sich mit den nachpaläogenen Falten nicht kreuzen, sondern parallel mit dem Hron-Tal verlaufen, bis sie östlicher ihre ursprüngliche Richtung ändern und das Hron-Tal durchschneiden.

20. V. 1954.

*Katheder der Ingenieur-Geologie*
*der Fakultät der geologisch-geographischen*
*Wissenschaften der Komenský Universität*
*in Bratislava*

ERLÄUTERUNGEN ZU DER TABELLE X

## GEOLOGISCHE KARTE DES OBEREN HRON — TALES VON DER GEMEINDE BUJAKOVO BIS ZÁVADKA

(Zusammengestellt von Ján Šajgalík, Del. F. Beleš.)

**Erläuterungen:** Kristalinikum von Kráľova Hoľa: 1. Granit. - Kristalinikum der Kraklova-er Zone: 2. Granit. 3. Diaphtorite. 4. Zweiglimmerige, migmatitisierte Paragneise. 5. Migmatitisierte Quarz-Paragneise. 6. Quarz-Paragneise. 7. Intrusive Porphyroide. 8. Amphibolite. 9. Schwach diaphtorisierte Paragneise. 10. Orthogneise. 11. Migmatite, - Hüllenserie der Kraklova-er Zone: 12. Arkosen 13. Quarzite. 14. Werfener Schichten. 15. Guttensteiner Kalkstein. 16. Dolomit, - Paläogen: 17. Basaler Paläogen. 18. Flysch-Schichten. - Neogen: 19. Schotter, Sand. 20. Andesit. - Quartär: 21. Rezente Anschwemmungen. 22. Anschwemmungs- und Schuttkegelen. 23. Rutsche. 24. Ton und Schutt. 25. Flussterrassen. 26. Diluviale Schotter. 27. Quelle. 28. Streichen und Fallen der Schichten.

JÁN JARKOVSKÝ

## ZPRÁVA CHEMICKÉHO LABORATÓRIA O ČINNOSTI ZA I. POLROK 1954

V chemickom laboratóriu v rámci geologického výskumu mastkov, ktoré objavil koncom roku 1953 Maheľ, sa robili jednak kompletné silikátové analýzy serpentinických hornín v blízkosti mastkových výskytov z obvodu obce Kalinovo a Brezničká (Jarkovský), jednak niekoľko desiatok technických a kompletných analýz samotných mastkov (Jarkovský, Dvonč, Rapošová, Šulcová).

Zistilo sa, že ide o mastky so značným obsahom limonitu a magnezitu. Tieto súčiastky, najmä prítomnosť limonitu, sú surovine pri priemyselnom použití (keramika, gumárenský priemysel a iné) na závadu. Z toho dôvodu bola v laboratórnom meradle urobená chemická úprava mastkov (Dvonč), a to vylúhovaním limonitu za tepla so zriedenou HCl (1:1). Týmto spôsobom sa odstránilo prakticky všetko limonitické Fe a dosiahol sa produkt, ktorý obsahuje ca 2% silikaticky viazaného Fe. Takto zušľachtený mastek sa stal kvalitnejším, o čom svedčili nielen vykonané chemické analýzy, ale tiež prevádzkové skúšky v závode „Matador" v Bratislave. Je však potrebné urobiť ešte mletie takejto suroviny, aby veľkosť mastkových častíc bola čo najmenšia.

V chemickom laboratóriu sa ďalej robili analýzy rôznych iných nerastných surovín z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria v rámci základného geologického výskumu, a to jednak technické, pre posúdenie kvality, jednak kompletné silikátové, pre petrochemické účely (Leštár, Rapošová, Šulcová, Dvonč). Pre ľudový výskum chemické laboratórium vyhodnotilo tiež viac vzoriek z rôznych oblastí Slovenska (Leštár). Pre ZSRP bolo urobených niekoľko rozhodčích analýz (Šulcová, Rapošová, Jarkovský).

V spolupráci s chemikmi ÚÚG chemické laboratórium pracovalo aj na výskume stopových elementov (Kupčo, Jarkovský, Leštár).

*Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*

5. VIII. 1954.

CYRIL GREGOR

# ZARIADENIA A PRÍSTROJE PRE ÚČELY SKVALITNENIA PRIESKUMNÝCH PRÁC

*(Ruské a nemecké resumé)*

Táto úvaha je pokračovaním článku „možnosti zvýšenia kvality prieskumných prác jadrovacími súpravami". uverejneného v publikácii GÚDŠ, sv. 1, roč. 1954. V ďalšom uvádzam stručný opis zariadení a prístrojov, ktoré umožňujú kontrolu priebehu vrtných prác a ktoré umožňujú lepšie a presnejšie zhodnotenie vrtných jadier, presnejšie určiť vŕtateľnosť hornín a tým dosiahnuť spravodlivejšie odmeňovanie pracovníkov. Samotné príslušenstvo súprav, samočinné kontrolné a registračné prístroje som už opísal v spomínanom článku, pričom však výsledky dosiahnuté týmtito prístrojmi, doplnené výsledkami zariadení a prístrojov, ktoré opisujem ďalej, znamenajú spresnenie poznatkov prevádzkového personálu, povereného vykonaním týchto prác, ako aj zodpovedných odborníkov, zhodnocujúcich práce, ktorí sú zodpovední za hospodárnosť vykonávaných prác a správnosť údajov podložených týmito prieskumnými prácami.

Podstatným činiteľom vrtnej techniky je špecifický tlak vyvodený na čelo vrtnej korunky, rezných britov pri vnikaní vrtáka do horniny. Výška tohto špecifického tlaku musí byť prispôsobená vlastnostiam horniny, najmä jej tvrdosti a pre určitú horninu možno nájsť optimálnu hodnotu tohto špecifického tlaku, pri vyvodení ktorého sa dosahujú najhospodárnejšie vrtné postupy. Názor používať čo najväčšie špecifické tlaky v tvrdých horninách možno pokladať za správny len do tej miery, kým v dôsledku veľkých vyvodených špecifických tlakov nedôjde k deformácii rezných britov korunky-vrtáka, k príslušnému opotrebeniu, prípadne k deformácii vrtného zariadenia alebo vrtného príslušenstva. Na ustálenie optimálneho špecifického tlaku slúžia prístroje zvané drilometre, ktorými sa zisťuje hodnota celkového tlaku vyvodená súčtyčím, prípadne regulačným zariadením (hydraulickým, prípadne mechanickým pákovým prevodom) na čelo reznej plochy vrtáka. Táto celková hodnota tlaku v kg vyvodená na reznú plochu podelená celkovou plochou reznej čiastky korunky (v $cm^2$) reznej plochy. V ďalšom podávam stručný opis princípu tohto zariadenia, ktoré vyrába dnes n. p. Metra. Jeho používanie v našich prieskumných podnikoch sa doteraz nerozšírilo v takej miere, v akej by si to vyžadovalo skvalitnenie prieskumných prác, hľadania optimálnych špecifických tlakov pre jednotlivé horniny dnes prevrtávané, získavanie podkladov pre konštrukčné riešenie vrtných zariadení, ustálenie najhospodárnejších vrtných postupov v jednotlivých horninách a pod.

## Drilometer

Je kontrolný prístroj, ktorý udáva veľkosť napätia v lanách kladkostroja, na ktorý je zavesené vrtné náradie s príslušenstvom, pričom umožňuje systematicky kontrolovať hodnotu tlaku vyvodeného vrtákom na dno vrtu a tým udržovanie tohto tlaku v požadovanej hodnote. Princípom merania je určenie výchylky lana od priamky určitou hodnotou (dĺžka lana medzi kladkami tvorí ramená tupého uhla), ktorú vyvodíme napínaním lana priečnym tlakom, ktorý je priamo úmerný veľkosti napätia v lane. Pripojením vhodnej silomernej rúrky, napojenej potrubím na vhodné tlakomery, môžeme merať veľkosť tlaku lana na kladku, vyvinového ako zložku napätia v lane a pri vhodnom usporiadaní možno dosiahnuť, že ručička tlakomeru na číselníku udáva

priamo veľkosť ťahu v lane v tonách. Násobením tejto hodnoty počtom lán kladkostroja (pri trojuholníkových blokoch šesťnásobok) dosiahneme celkovú váhu prenášanú lanami. Pri spúšťaní vrtného náradia v prípade, že vrták nedosiahol ešte znak, vtedy zaťaženie určené drilometrom, násobené počtom lán kladkostroja, rovná sa váhe voľnej časti kladkostroja a váhe zariadenia zaveseného na kladkostroj. Pri dosiahnutí dna sa zníži zaťaženie lán a rúčka drilometra klesne o hodnotu, s akou čelo vrtáka dolieha na zeminu. Takto môžeme drilometrom zistiť pokles napätia v lane z hodnoty zistenej pri voľne visiacom vrtáku na hodnotu zistenú pri vŕtaní, ktorých rozdiel sa rovná hodnote zaťaženia vrtáka, a preto personál môže podľa týchto údajov presnou manipuláciou navijákom, prípadne pákovým prevodom alebo vyvodením protitlakov pri hydraulickom zariadení vrtnej súpravy regulovať špecifický tlak tak, aby sa pohyboval v medziach optimálneho špecifického tlaku a aby sa stále udržoval v predpísanej výške. Podrobný opis zariadenia dodávaného n. p. Metra tvorí súčasť príslušenstva dodávaného s týmto výrobkom. Dôležitá je montáž týchto prístrojov, od jej správnosti závisí presnosť meraných hodnôt, a preto jej treba venovať zvláštnu pozornosť.

## Zariadenia na meranie vŕtateľnosti hornín

Vŕtateľnosť hornín závisí od rôznych prírodných podmienok. Charakteristické vlastnosti hornín, ktoré ovplyvňujú vŕtateľnosť, sú: tvrdosť hornín závislá od petrograficko-mineralogického zloženia horniny, ktorá môže byť značne ovplyvnená stupňom mechanickej, prípadne chemickej zmeny, porušenosti a pod. (zvetranie, tektonické porušenie, rôzne stupne metamorfózy a pod.). Tak ako je možné jednoduchým Brinellovým prístrojom merať tvrdosť ocele, tak možno skonštruovať vhodný prístroj pre meranie tvrdosti hornín. Mnoho hornín približne rovnakej chemicko-mineralogickej skladby bude vykazovať rôzne hodnoty tvrdosti, ktoré sú pre výkony vrtnej prevádzky podstatné. Naopak, zase horniny rôznej mineralogicko-petrografickej skladby budú vykazovať približne rovnakú tvrdosť. Z tohto hľadiska nemožno za správne pokladať dnes všeobecne používané kategorizovanie hornín podľa geologických charakteristík, lebo nevystihuje presne tvrdosť hornín, ktorá je pre vrtné výkony podstatná. Vhodne skonštruovaným zariadením tohto druhu bude možné dosiahnuť spresnenie kategorizácie hornín čo do stupňa vŕtateľnosti, zistiť najvhodnejšie pracovné postupy, použitie vhodných tvrdokovových, prípadne iných rezných materiálov pri výrobe rezných plôch vrtákov, použitie vhodného zrnenia šrotu, prípadne potrebu použitia diamantových koruniek. Týmto spôsobom by sa odstránila subjektívnosť pri posudzovaní vŕtateľnosti hornín, od ktorej závisí odmeňovanie pracovných čiat a získali by sa objektívne podklady pre presnejšie zatriedenie hornín do stupňov vŕtateľnosti na základe merateľných technologických hodnôt.

Ďalšia charakteristická vlastnosť hornín, ovplyvňujúca vŕtateľnosť, je abrazívnosť hornín, t. j. skladba horniny tvorenej prevažne tvrdými minerálmi, ktoré sa vyznačujú veľkým odporom proti vnikaniu vrtáka, stmelenými s menej pevným tmelom, takže nastáva drobenie a vytváranie hrubozrnnej vrtnej drviny z tvrdých materiálov, brzdiacej vrtný postup. Pre určenie stupňa abrazívnosti hornín by prístroj pre určenie tvrdosti hornín znamenal tiež podstatný prínos v tom, že nameraním hodnôt tvrdosti podstatných komponentov abrazívnej horniny bude možné objektívnejšie posúdiť stupeň abrazívnosti. Ovplyvnenie vŕtateľnosti hornín v dôsledku chemických zmien, prípadne mechanického rozrušenia, bude možné týmto spôsobom tiež spresniť, aj keď stupeň mechanického rozlíšenia zostane pri posudzovaní vŕtateľnosti hornín stále pálčivým problémom. Tak ako v mnohých prípadoch mechanické rozrušenie zna-

mená zvýšenie vrtných výkonov (najmä pri čiastočnom porušení tvrdých kompaktných hornín), v mnohých prípadoch znamená podstatné zníženie vrtnej výkonnosti pri použití aj najvhodnejších pracovných postupov. Toto porušenie je zvlášť sťažujúcou okolnosťou pri úplnom rozdrvení horniny na drobné úlomky, v ktorých mnoho ráz nie je možné preniknúť bez predbežného spevnenia rozrušeného pásma vhodným stmelením (predinjektovanie vrtu vhodnou injekčnou hmotou dobrých tmeliacich vlastností z malopriemerového predvrtu) a dodatočným prevŕtaním vhodným priemerom. Presné zohľadnenie týchto sťažujúcich okolností vrtnej prevádzky zostane stále najpálčivejším problémom pri zatrieďovaní rozrušených hornín do tried vŕtateľnosti, lebo doteraz nepoznám objektívne meradlo pre určenie zmien vlastnosti hornín v dôsledku rôznych stupňov, najmä mechanické rozrušenia.

### Inklinometre a fotoinklinometre

Sú zariadenia, ktoré umožňujú určenie úloh vrtov od zvislice. Dnes sú inklinometrické zameriavania vrtov priamo predpísané, a preto týmto zariadeniam po stránke lepších konštrukčných riešení treba venovať zvláštnu pozornosť, aby bolo možné čo najpresnejšie a najrýchlejšie zistiť merateľné odchýlky. Tieto zariadenia pre svoju častú potrebu bude treba dodávať ako normálne príslušenstvo — vybavenie súprav. Určovanie odklonov má význam prevádzkový (odstraňovanie úchyliek voľbou vhodného vrtného náradia), ako aj význam pre zhodnotenie prác, lebo v mnohých prípadoch úklony pri väčších hĺbkach vrtov dosahujú také značné hodnoty, že tieto úchylky nemožno pri vyhodnocovaní vykonaných prác zanedbať, pretože vrt mohol preniknúť útvarmi úplne odlišnej vlastnosti ako tie, ktoré sa môžu vyskytovať v predpokladanom smere vyhodnocovateľom vykonávaných prác. Mnohokrát pre presnejšie orientovanie sa použitie týchto zariadení kombinuje s použitím magnetky, pričom merané úchylky sú buď samočinne zaznamenávané registračným prístrojom, alebo pre odpočítanie možno použiť hlbinné periskopy.

### Hlbinné periskopy

Sú to zariadenia obdobnej konštrukcie ako obyčajné periskopy (používané pre plavbu pri ponorení ponoriek) doplnené vhodným osvetľovacím zdrojom, ktorým možno osvietiť pozorovanú čiastku steny vrtu — podložia. Význam týchto zariadení spočíva v tom, že na nezapažených stenách vrtu možno si overiť väčšinu geologických skutočností, ktoré nie je možné overiť kontrolou a zhodnotením získaných jadier (úklony vrstiev — ich orientáciu k svetovým stranám, stav horniny v poruchových pásmach, z ktorých sa obyčajne získava len vrtný kal, stav hornín príliš krehkých, rozdrvených pri vŕtaní na jemné úlomky a pod. Veľký význam pri tomto zariadení má presné overenie polohy náradia pri vykonávaní záchranných prác, presné ustálenie vhodných typov záchranného náradia, jeho osadenie do vrtu a pod.

### Mikrofotokamery

Sú to fotografické kamery o vhodných rozmeroch, ktoré je možné spustiť do vrtu a po dosiahnutí žiadaných hĺbok steny vrtu sfotografovať. Dôležité je presné ustálenie smeru záberov, na základe čoho je potom možné presne zhodnotiť skutočnosti zistiteľné na snímkach. Dôležité je, aby tieto mikrofotokamery pracovali automaticky, pričom je potrebné zaistiť rýchlosť posunu mikrofotokamery vo vrte tak, aby získané snímky boli čo najpresnejšie. Toho času nepoznám pre tieto

účely vhodné konštrukčné riešenie mikrofotokamery, avšak zvýšenie kvality vyhodnocovacích prieskumných prác si vyžaduje vhodnú konštrukciu týchto zariadení, lebo nimi bude možné získať vhodný dokumentačný materiál ťažko získateľný iným, omnoho nákladnejším spôsobom. Význam týchto zariadení vidím najmä v získaní vhodného dokumentačného materiálu, ktorý by doplňoval a spresňoval vyhodnocovacie práce, takže mnohé dohady a neistoty bude možné týmto materiálom úplne vylúčiť.

### Geofyzikálna karotáž

V nezapažených, prípadne aj zapažených vrtoch možno týmto spôsobom overiť zmenu geofyzikálnych hodnôt jednotlivých vrstiev a na základe týchto usudzovať na vlastnosti prevŕtaných útvarov. Podrobnosti neuvádzam, pretože sú predmetom úzkej špecializácie geofyzikálnych výskumníkov.

### Limnigrafy

Pre overenie hydrogeologických skutočností, najmä časového zachytenia kolísania hladiny spodnej vody, používajú sa čím ďalej tým viac samoregistračné limnigrafy, ktoré zaznamenávajú časový priebeh týchto výkyvov. Výrobky tohto druhu dodáva dnes už n. p. Metra. Použitie týchto prístrojov má výhodu v odstránení chýb, ktoré môžu vzniknúť pri zamerávaní pozorovateľom, najmä ak meranie robí vždy iný pracovník a zo získania presného časového priebehu kolísania hladiny.

### Barografy

Najmä samoregistračne je výhodné pri pozorovaní pretlaku použiť artézske vody, prípadne plyny. Tento pretlak sa nedá iným zariadením vhodnejšie zisťovať. Použitie týchto zariadení má obdobné výhody, ako je uvedené pri limnigrafe.

### Vrtný materiál, náradie a príslušenstvo, ktoré umožňuje kvalitnejšie, prípadne hospodárnejšie vykonávanie prieskumných prác

Z vrtného materiálu patrí sem predovšetkým použitie dvojitých jadroviek, ktorých použitie prichádza do úvahy v málo súdržných, prípadne ľahko vylúhovateľných horninách, z ktorých pri použití výplachu nie je možné dosiahnuť kvalitné jadrá. Výplachová voda, omývajúca pod tlakom ľahko rašovatejúce, prípadne vylúhovateľné horniny, tieto úplne vyplavuje a vrtnou vzorkou v takýchto prípadoch zostáva len vrtný kal sedimentovaný v kalovke. Na vylúčenie tohto škodlivého vplyvu výplachu sa používa dvojitá jadrovka, ktorá pozostáva z obyčajnej jadrovky v prevedení normálnej jadrovky a z vnútorného puzdra pre zachytávanie vrtnej vzorky. Výplach cirkuluje medzi jadrovkou a ochranným puzdrom jadra a týmto sa zamedzuje deštrukčná činnosť vrtného jadra. Použitie dvojitých jadroviek je zvlášť výhodné v ľahko košovatejúcich horninách — zeminách, ako aj pri vŕtaní ľahko rozpustných hornín (kamenná soľ a pod.).

Priberáky umožňujú dosiahnutie väčšieho priemeru vrtu, ako sú výpažnice, ktorými sa môže vrt postupne pri použití tohto zariadenia dopažovať tým, že odpor trenia výpažníc o steny vrtu sa podstatne zníži a pažnicami možno ľubovoľne narábať (nadvihnúť, pootočiť, zatlačiť tak, ako to prevádzka vyžaduje). Veľký význam použitia priberákov spočíva najmä v možnosti rozšírenia priemeru vrtu

o značné hodnoty (pri použití krídlového priberáka v poddajných horninách — zeminách až o 1,5-násobok hodnoty použitej výpažnice). Toto rozšírenie vrtu je zvlášť dôležité pri ukotvení napínacích — kotevných ťahadiel do vrtov, pričom týmto spôsobom možno zaistiť naprostú statickú bezpečnosť takto vykonávaných kotiev. Podrobnosti konštrukčného riešenia priberákov sa z rámca tejto úvahy vymykajú.

## Trhaviny

Vo vrtnej technike zaujímajú čím ďalej tým väčší význam. Ich použitím možno mnohokrát nahradiť priberáky, najmä pri vykonávaní vrtov pre kotevné účely. Význam trhavín je však predovšetkým v odstraňovaní prekážok, ktoré hatia vrtný postup (zhavarované náradie, spadnuté predmety, mimoriadne tvrdé balvany, ktoré nemožno spopod pažníc odstrániť a pod). Trhaviny používajú tiež s úspechom pre strhovanie spodnej vody z puklín, ktoré neboli zachytené vrtom, pri hydrogeologických prácach. V poslednom čase sa trhaviny používajú tiež pri zvýšení vodotesnosti, prípadne upchania silných podzemných tokov deštrukciou podložia a vytvorením umelej prekážky po pretŕhaní doterajších podzemných komunikácií. Zmienku si zasluhuje tiež perforátor pažníc založený na princípe usmernenia výbuchu dávok trhavín smerom kolmým na výpažnicu, v dôsledku čoho nastane predierkovanie výpažnice a tým umožnenie vtoku tekutín alebo plynov do výpažnice. Toto zariadenie má zvlášť veľký význam pri vykonávaní ťažobných naftových vrtov.

Hlbinné čerpadlá, ktorých podrobný opis je predmetom zvláštnej úvahy, majú zvlášť veľký význam pri odbere vzoriek vody z malopriemerových vrtov a veľkých hĺbok, ako aj pri vykonávaní čerpacích pokusov (informatívnych za podobných prevádzkových okolností).

Mechanické hlbinné perforáty a urezávače výpažníc rôzneho konštrukčného riešenia majú predovšetkým význam pri vykonávaní hydrogeologických prieskumných prác a pri naftových ťažobných vrtoch.

Veľký význam majú ďalej automaticky pracujúce zariadenia, z ktorých prevádzkove sa veľmi dobre osvedčili automatické podchycovače vrtných rúrok a baranidlové vyťažníky vrtných rúrok. Obe tieto zariadenia využívajú kónické dosadanie guličiek po vhodne upravených kužeľových plochách, v dôsledku čoho nedovoľujú zosun rúrok smerom dolu a umožňujú neprerušované vyťahovanie smerom hore.

Používanie hustého výplachu má predovšetkým význam pri rýchlovrtných metódach, pri ktorých nerozhoduje kvalita získaného jadra, napr. súpravy systému CF — používanie krídlového vrtáka pre vykonávanie predvrtov v geologicky nezaujímavých útvaroch, ďalej pre zneškodňovanie pretlaku tekutín alebo plynov v podloží, čo je zvlášť dôležité pri naftových vrtoch.

Z uvedených opisov jednotlivých prístrojov a zariadení vyplýva mnohotvárnosť rôznych pracovných spôsobov pre zaistenie vyššej kvality vykonávaných prác pri súčasnom zmnožovaní prevádzkových nákladov. Z tejto mnohotvárnosti ďalej vyplýva aj veľké množstvo vyhovujúcich konštrukčných riešení pre jednotlivé prevádzkové a vyhodnocovacie účely, pričom o žiadnom doteraz známom zariadení nemožno vyhlásiť, že je také dokonalé, že niet možnosti ďalšieho zdokonaľovania, lepšieho prispôsobenia pre splnenie požadovaných úloh. Veľkú budúcnosť pre zariadenia, ktoré majú zvýšiť výkonnosť a hospodárnosť prevádzaných prác, ako aj pre zaistenie kvalitnejších výsledkov vyhodnocovacích prác, majú samoregistračné prístroje a zariadenia. Z prevádzkových dôvodov sú však tieto chúlostivé, a preto vyžadujú pozornú údržbu a presné poznatky obsluhujúceho personálu o ich činnosti. Tieto zaria-

denia predstavujú veľmi dobrý inštruktážny prostriedok pre zvyšovanie kvality prevádzkového aj vyhodnocovacieho personálu. Z toho dôvodu týmto zariadeniam treba venovať zvláštnu pozornosť tak po stránke konštrukčného vývoja, ako aj po stránke praktického používania.

5. VIII. 1954.

*Ústredný geologický ústav*
*Technická zložka v Novej Bani*

ЦЫРИЛ ГРЕГОР

## Приспособления и приборы, дающие возможность повысить качество буровых работ

В настоящей заметке описываются различные приборы и приспособления, дающие возможность повысить качество буровых работ и вести их более экономно. Описаны дриллометры (индикаторы веса), инклинометры, фотоинклинометры, микрофотокамеры, глубинные перископы, лимниграфы, барографы (в частности самопишущие), а также различный материал и инструменты, употребляемые при буровых работах, которые дают возможность повысить эффективность и качество разведочных работ. Автор обращает особое внимание на необходимость сконтруировать приборы, при помощи которых можно будет определять твердость пород в буровых скважинах («буримость»). Принцип конструкции в основном тот же, что прибора Бринелля для определения твердости стали.

5. VIII. 1954.

*Центральний Геологический Институт*
*Нова Баня*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

CYRIL GREGOR

## EINRICHTUNGEN UND APPARATE ZUR QUALITÄTSERHÖHUNG VON SCHURFARBEITEN

Die Betrachtung enthält eine allgemeine Beschreibung einzelner Apparate und Einrichtungen zur Besserung und Verwirtschaftlichung des Bohrarbeitenbetriebes, besonders der Drillometer, Inklinometer, Photoinklinometer, Mikrophotokameras, Tiefperiskope, Limnigraphen, Barographen (besonders selbstregistrierender), so wie auch eine Beschreibung verschiedener Gattungen von Bohrmaterial und Apparaten, die eine Erhöhung der Produktivität und Qualität von Forschungsarbeiten ermöglichen. Der Autor macht besonders auf die Notwendigkeit der Konstruirung von Apparaten zur Härte- und Bohrfähigkeitsprüfung der Gesteine aufmerksam, die prinzipiell analog sind, wie das Brinell'sche Apparat zur Prüfung der Stahlhärte.

5. VIII. 1954.

*Geologische Zentralinstitut*
*Technische Abteilung — Nová Baňa*

CYRIL GREGOR

## ODBER VZORIEK VODY Z MALOPRIEMEROVÝCH VRTOV

*(Ruské a nemecké resumé)*

Význam odberu vzoriek vody, najmä vôd, ktoré sú vo veľkých hĺbkach, je u nás zaznávaný, čoho dôsledkom sú rôzne komplikácie, najmä pri zakladaní vhodných stavieb. Pre správne posúdenie vlastnosti podložia, jeho vhodnosti pre účely zaklada-

nia, využitie vodných zdrojov pre účely zásobovania pitnou alebo úžitkovou vodou, vhodnosť minerálnych, prípadne termálnych vôd, je potrebné robiť starostlivý odber vzoriek vody.

Pre odber vzoriek vody z vrtov o priemere nad 150 mm možno účelne použiť odčerpávanie sond ponornými čerpadlami, ktoré umožňujú dosiahnutie tlačnej výšky aj 80 m a v priemeroch nad 300 mm dosiahnuť aj veľké odčerpávané množstvá (aj 10 l/sek.).

Odber vzoriek primitívnym spôsobom, ponorením odbernej fľaše so záťažou pod hladinu spodnej vody a jej vytiahnutie po naplnení fľaše nemožno pokladať za technicky vyhovujúci, najmä ak predtým nebolo možné sondu náležite odčerpať.

Kvalita odberu vzoriek, najmä vzoriek vôd z rôznych, nad sebou ležiacich vodonosných horizontov, vyžaduje však rozsiahle dokonalé zaistenie týchto vodonosných horizontov tak, aby nenastalo premiešanie jednotlivých vôd z rôznych horizontov. To znamená vykonávanie dokonalého odizolovania jednotlivých vodonosných horizontov dostatočne pevným tesnením, ktorého účinnosť možno v každom prípade podstatne zvýšiť preinjektovaním oblasti, v ktorej bude urobený izolačný uzáver. Podrobnosti tohto spôsobu uverejňujem vo zvláštnej úvahe „vrtná technika pre účely hydrogeologického prieskumu". Dokonalý hydrogeologický výskum vyžaduje odber viac vzoriek vody z toho istého vodného horizontu, najmenej dva, a to pri začatí odčerpávania sondy a po jej ukončení. Odčerpávanie sondy pre odber vzorky vody nemá byť kratšie ako 30 min.

V prípadoch, že sa sonda odčerpáva dlhšie, odporúča sa odoberať okrem uvedených vzoriek viac vzoriek vody v určitých časových intervaloch. Odber týmto spôsobom je žiadúci, najmä ak ide o prípady, v ktorých je podozrenie výskytu škodlivých vôd. Odber vzoriek z malopriemerových vrtov je chúlostivejší a vyžaduje aj vhodné odčerpávacie a odberné zariadenia. Pre vrty o priemeroch 56—150 mm prichádza do úvahy len použitie piestových hlbinných čerpadiel vhodnej konštrukcie, ktorých pracovným plášťom sú výpažnice vhodného priemeru a ktorých výpažnicová päta je opatrená, resp. urobená ako sací kôš so spoľahlivo fungujúcim ventilom — uzatváracou klapkou, prevedenou vo forme guľového uzáveru (pri menších priemeroch), pri väčších priemeroch možno použiť aj obyčajné uzatváracie klapky. Piest hlbinného piestového čerpadla je opatrený tiež ventilom obdobnej konštrukcie a pohon je možný pre krátkodobé čerpania ručne, pre dlhšie trvajúce čerpania je potrebné prispôsobiť piestové čerpadlo na strojný pohon, vykonávaný elektrickým motorom, prípadne výbušným motorom cez excenter, ktorý umožňuje dosiahnuť dostatočne vysoké pracovné hupy. Výkonnosť tohto piestového čerpadla je závislá od výšky hupov priemeru pracovnej pažnice a počtu hupov za časový interval. Spoľahlivosť výkonnosti čerpadla tohto druhu závisí od tých istých podmienok ako výkonnosť normálnych piestových čerpadiel (dostatočné tesnenie pracovného piestu v pracovnom valci, spoľahlivá činnosť uzatváracích ventilov a pod.). Z tohto dôvodu pri konštruovaní piestových hlbinných čerpadiel treba zásadne rešpektovať všetky konštrukčné požiadavky platné pre konštruovanie obyčajných piestových čerpadiel určených pre normálne sacie výšky. Čerpacie ťahadlá treba vyrábať čo najľahšie, aby pri zasadení čerpadla do veľkých hĺbok nebolo potrebné zbytočne nasadzovať výkonný pohonný motor. Spoje ťahadla, ako aj samotné ťahadlo musia sa vyznačovať dostatočnou tuhosťou, zaisťujúcou spoľahlivý chod pracovného piestu (ťahadlo z rúrok). Tento spôsob odčerpávania malopriemerových sond a odber vzoriek vody možno podľa dnešného stavu konštrukčných možností pokladať za vyhovujúci, pričom zvlášť treba zdôrazniť spoľahlivosť činnosti týchto čerpadiel.

Pre odber vzoriek vody z malopriemerných vrtov vo zvlášť vodonosných vrstvách prichádza do úvahy použitie čerpadla systému Mamut pre tento spôsob odčerpávania vhodne upraveného. Prakticky som tento systém preskúšal pri odpieskovávaní studne 3 v Galante, kde rozprašovačom (difuzérom) o priemere ca 90 mm, v pažniciach 15 mm, dosiahli sme výdatnosť až 30 l/sek. pri odsatí difuzéra ca 70 m pod hladinu spodnej vody. Z toho vyplýva, že tento spôsob odčerpávania sond je najúčinnejší, avšak po dokonalom pripravení odčerpávanej sondy tak, aby bolo možné umožniť zníženie hydraulických odporov na minimum. Plocha perforácie má byť čo možno najväčšia a zvýšenie výkonnosti odčerpávaného vrtu jeho pribratím a opatrením, prípadne vhodným štrkovopieskovým filtrom. (Podrobnosti týchto operácií hydrogeologického prieskumu uverejním v úvahe „vrtná technika pre účely hydrogeologického prieskumu".) Odber vzoriek vody týmto spôsobom pokladám za menej kvalitný ako odber vzoriek vody piestovými čerpadlami, pretože použitím stlačeného vzduchu čiastočne znečisteného v kompresore nastáva intenzívne prevzdušnenie odčerpávanej vody, ktoré môže mať za následok aj zmenu kvality vzoriek vody oproti jej skutočnej kvalite v podzemí. Za ďalšiu nevýhodu tohto spôsobu pokladám potrebu zvláštneho zariadenia (kompresoru), ktoré z hľadiska investičného predstavuje pomerne nákladné zariadenie a tiež aj prevádzkové náklady sú v každom prípade vyššie ako pre piestové čerpadlá. Preto tento spôsob možno hospodárne používať len na živých staveniskách, ktoré sú vybavené potrubím stlačeného vzduchu pre vykonávanie orientačných odberov vzoriek vody. Ďalšou nevýhodou tohto spôsobu je možnosť použiť čerpadlá len v dostatočne zvodnených horizontoch. Ostatné spôsoby odberu vzoriek vody z malopriemerových vrtov, ako napr. valec pre odber vody skonštruovaný podľa zlepšovacieho návrhu uplatneného pri Hydrostave, z hľadiska kvality vzoriek odoberanej vody pokladám za chybné z dôvodov uvedených pri vypočítavaní nevýhod odberu vzoriek vody odčerpávacím zariadením systému Mamut, ako aj z chýb v kvalite vzoriek odoberaných z neodčerpaných studní.

Oba spôsoby podrobne opisované v predchádzajúcich kapitolách nepokladám za konečné štádium možností kvalitnejšieho odberu vzoriek vody a pri každom systéme sú možnosti ďalšieho zdokonaľovania. Z toho dôvodu treba, aby prieskumné práce hydrogeologického injekčného balneologického prieskumu boli sústavne vykonávané dokonalejším a vhodnejším vybavením a pracovnými spôsobmi. Sústavným zlepšovaním vybavenia odberných zariadení, stálym hľadaním výhodnejších pracovných spôsobov odberu, najmä čo sa týka kvality dosiahnutých výsledkov, sú predpoklady pre vykonávanie vyhodnocovacích prác, pri ktorých bude možné v plnom rozsahu rešpektovať všetky zvláštne prírodné podmienky, ktoré možno zistiť len na podklade kvalitne vykonávaných odberov vzoriek vody, prípadne zeminy a pod.

5. VIII. 1954.

*Ústredný geologický ústav*
*Technická zložka v Novej Bani*

ЦЫРИЛ ГРЕГОР

## Отбор проб воды из буровых скважин небольшого диаметра

В статье описываются обычно практикуемые в настоящее время способы отбора проб воды и рассматриваются различные технические приспособления, которые можно было бы применить для отбора проб воды из буровых скважин небольшого диаметра. Лучшие результаты в отношении хода работы и качества дали глубинные поршневые насосы. Для небольших глубин и небольших диаметров достаточно приводить насос в движение ручным способом, как обычные ручные поршневые насосы; для больших глубин или больших диаметров насос нужно приводить в движение при помощи мотора.

Насосы системы «Мамут» можно с успехом употреблять лишь для слоев, содержащих большое количество воды, причем результаты получаются хуже, чем при отборе проб воды поршневыми глубинными насосами.

5. VIII. 1954.

*Центральний Геологический Институт*
*Нова Баня*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

CYRIL GREGOR

## WASSERPROBENABNAHME AUS KLEINDURCHMESSERBOHRUNGEN

Ausser der Beschreibung der heute üblichen Arten bei der Abnahme von Wasserproben, enthält der Artikel eine Beurteilung einzelner technischen Einrichtungen, die für Probenabnahme aus Kleinduchmesserbohrungen in Betracht kommen. Von diesen Einrichtungen gewähren Kolbentiefpumpen die besten Betriebs- und qualitativen Ergebnisse, wobei für kleinere Tiefen und kleinere Durchmesser ein Handbetrieb, üblicher bei normalen Kolbenhandpumpen, genügend ist, für grössere Tiefen, resp. bei grösseren Durchmesser ein Maschienenbetrieb notwendig ist.

Die Pumpen System „Mamut" können nur in stark verwasserten Schichten mit Erfolg benützt werden, wobei die qualitativen Ergebnisse weniger wertvoll sind, wie bei der Probenabnahme mit den Kolbentiefpumpen.

5. VIII. 1954.

*Geologisches Zentralinstitut*
*Technische Abteilung — Nová Baňa*

CYRIL GREGOR

# HLBINNÉ PIESTOVÉ ČERPADLÁ

*(Ruské a nemecké resumé)*

Pri vykonávaní prieskumných prác, najmä pre účely hydrogeologického balneologického výskumu, sústavne sa naráža na nedostatky, ktoré zapríčiňuje nízka kvalita vykonania prieskumných prác v teréne. Tieto nedostatky sú zapríčinené jednak malým počtom odborníkov, najmä pre vykonávanie terénnych prác, jednak však nedostatkom vhodného technického vybavenia. Toto vhodné technické vybavenie podmieňuje totiž dosiahnutie požadovanej kvality vykonávaných prieskumných prác. Najväčším nedostatkom je však to, že sa nevenuje dostatočná pozornosť výchove výskumníkov, ktorí sa zaoberajú hľadaním novších, technicky vyhovujúcejších zariadení a hospodársky únosnejších pracovných metód. V prieskumných podnikoch je v dôsledku dnešného spôsobu plánovania, pri ktorom sú podstatné výkony vyjadrené v navŕtaných metroch, nemysliteľné venovať potrebný čas pre vykonávanie potrebných skúšok prototypov, prípadne hľadať nové možnosti skvalitnenia výsledkov prieskumných prác. Pociťuje sa čím ďalej tým viac nedostatok dobre vybavených technických oddelení v prieskumných podnikoch, ktoré by kádrove, ako aj materiálne vedeli sústavne sledovať možnosti zlepšovania strojného vybavenia pri súčasnom využití bohatých skúseností z rozličných pracovísk. Tieto nedostatky pokladám za hlavnú brzdu technického zdokonaľovania strojného vybavenia a zdokonaľovania sa odborníkov. Ďalej chcem načrtnúť, ako pomerne jednoduchými úpravami výrobkov nášho strojárenstva možno dosiahnuť podstatné skvalitnenie vykonávania prieskumných prác, najmä pre účely hydrogeológie stavieb. Jedným druhom strojného vybavenia, ktoré toto skvalitnenie umožňuje, sú hlbinné piestové čerpadlá.

## Všeobecne o piestových čerpadlách

Prototypom piestového čerpadla sú všeobecne rozšírené piestové čerpadlá poháňané ručne, ktoré používajú najmä pre zásobovanie poľnohospodárskych usadlostí. Piestové čerpadlá sú najstarším typom čerpadiel a predstavujú najširšiu oblasť možnosti použitia. Pre čerpanie odpadových kalov, ako aj pre dosiahnutie veľkých tlačných výšok, a možnosť odčerpávania z veľkých hĺbok a najmä z malopriemerových vrtov, ktorých iný typ okrem systému Mamut (poháňané stlačeným vzduchom, použiteľné len vo vodonosnejších vrstvách), neprichádza do úvahy. Piestové čerpadlá, umožňujúce odčerpávanie malopriemerových sond z veľkých hĺbok, zhrňujeme pod pojem hlbinné piestové čerpadlo.

## Všeobecne o hlbinných piestových čerpadlách

V podstate sú to piestové čerpadlá, ktoré sa odlišujú od bežných, ručne poháňaných piestových čerpadiel, osadzovaných normálne na zarazené Nortonove rúrky len tým, že pracovný valec sa ponoruje do značných hĺbok aj cez 100 m tak, aby sa pri znížení hladiny spodnej vody nedosiahlo väčšie zníženie ako 6 m pod hĺbku, v ktorej je pracovný valec s piestom osadený. Podrobnosti tohto vykonania sú zrejmé z podrobného technického opisu hlbinného čerpadla Astra — 200, ktoré vyrába Sigma-pumpy, n. p., Hranice. Technické údaje spolu s opisom, ako aj s nákresmi znázorňujú konštrukčné

riešenie hlbinného piestového čerpadla pre účely všeobecného použitia. Vykonávanie prieskumných hydrogeologických balneologických terénnych prác, ako aj prieskumné práce pre účely zakladania stavieb a injekčný výskum umožňujú využitie normálneho vybavenia vrtnej súpravy tak, ako to podrobnejšie rozvediem v kapitole „Možnosti konštrukčného riešenia". Prv ako prikročím k podrobnému opisu týchto konštrukčných možností, pokladám za potrebné ozrejmiť niekoľko zásadných činiteľov, ktorí ovplyvňujú kvalitu vykonávaných prieskumných prác v teréne, a to najmä:

a) odber vzoriek vody pre účely laboratórneho rozboru, najmä ak ide o presné zistenie vlastnosti vody z rôznych vodonosných vrstiev, ktoré sa nachádzajú v značných hĺbkach a ktoré boli navŕtané najmä malopriemerovými vrtmi,

b) vykonávanie informatívnych, orientačných, prípadne aj dlhodobých čerpacích pokusov v prírodných podmienkach, ako sú uvedené v predchádzajúcom odstavci.

Predpoklady kvalitného odberu vzoriek spodnej vody z rôznych vodonosných horizontov:

1. Dokonalé odizolovanie jednotlivých vodonosných horizontov tak, aby sa vylúčila možnosť pretekania medzi jednotlivými horizontmi a tým skresľovanie charakteristických vlastností spodnej vody, prípadne výdatností jednotlivých vodonosných horizontov. Podrobný opis spôsobu vykonávania odizolovania vodonosných horizontov neuvádzam. (Je predmetom zvláštnej štúdie.)

2. Možnosť odčerpania sondy tak, aby kvalita vzoriek vody zodpovedala skutočnosti a aby nenastalo skreslenie vlastností vody mechanickými, prípadne fyzikálno-chemickými procesmi. Z toho dôvodu treba pri čerpacom pokuse odoberať viac vzoriek vody, a to pri začatí čerpania najmenej dve a tesne pred jeho ukončením tiež. Odčerpávanie sondy má byť urobené tak, aby odčerpávanie prebiehalo bez zvláštneho vírenia, prípadne prevzdušnenia, ktoré môže mať za dôsledok skreslenie kvality vzoriek vody v podzemí. Z toho dôvodu možno piestové čerpadlá pokladať za najvýhodnejšie, lebo pri ich správnej činnosti nastáva len nepatrné zvírenie a je vylúčené prevzdušnenie. Z toho vyplýva menšia vhodnosť centrifugálnych a ponorných čerpadiel, ktorých použitie prichádza do úvahy v priemeroch vrtov nad 150 mm. Čerpadlá, ktoré sú na stlačený vzduch, z uvedených dôvodov sú pre kvalitné odoberanie vzoriek spodnej vody najmenej vhodné.

3. Zamedzenie a zneškodnenie všetkých škodlivých vplyvov, ktoré zapríčiňujú zmenu vlastnosti odčerpávanej vody, a to pri odbere vzorky vody, ako aj po ňom. Sem patria najmä: použitie nevhodných materiálov rozpustných vo vode najmä ako ochranných náterov, prípadne pletív pre nahradenie štrkovo-pieskových filtrov a pod. O potrebe odborného odberu vzoriek vody, o balení a preprave sa nemienim rozširovať.

Predpoklady správneho vykonania čerpacieho pokusu

1. Dokonalé odizolovanie jednotlivých vodonosných horizontov, tak ako bolo uvedené v predchádzajúcej kapitole.

2. Spoľahlivo pracujúce zariadenie a personál pre samé čerpanie ako aj pre meranie charakteristických hodnôt čerpacieho pokusu. Z toho dôvodu pre dosiahnutie zvlášť kvalitných výsledkov treba použiť samočinné registračné prístroje, ktoré zaznamenávajú sústavné kolísanie hladiny v odčerpávanej sonde, príp. kolísanie prietokových vrstiev. Z prevádzkového stanoviska sú výhodnejšie výbušné motory, najmä ak

ide o použitie na odľahlých pracoviskách bez možnosti pripojenia na existujúcu elektrickú sieť. Kolísanie napätia v rozvodnej sieti tiež veľmi nepriaznivo ovplyvňuje prevádzku elektromotorov.

3. Zneškodnenie všetkých vplyvov skresľujúcich výsledky priebehu čerpacieho pokusu. Sem patria najmä vylúčenie hydraulických strát, odčerpávanie jemných piesčitých materiálov, ktoré zapríčiňujú neúmerné opotrebenie súčiastok čerpadla (lopatiek pri centrifúgach, koženého tesnenia pri piestových čerpadlách), čo má za následok skreslenie výkonnosti čerpadiel. Z toho dôvodu pre odsávanie neprečerpaných zabudovaných sond, najmä pre účely hydrogeologického prieskumu, najlepšie sa hodia čerpadlá systému Mamut, ktoré pracujú so stlačeným vzduchom a ktorým odčerpávanie piesčitých materiálov vôbec neškodí. Konštrukčné možnosti a návrh praktického riešenia čerpadla Mamut pre tieto účely sú predmetom zvláštnej štúdie.

## Konštrukčné riešenie hlbinného piestového čerpadla

Tieto smernice platia pre konštruovanie hlbinných piestových čerpadiel ako príslušenstva vrtných súprav, vybavených dostatočným množstvom výpažníc ČSN normálu typu I. alebo III. (bilancovaných podľa zoznamu MHD pod položkou 01515), príslušenstvom pre spúšťanie a vyťahovanie čerpacej kolony. Pri súpravách vybavených aj excentrickým zariadením (strojné dlátovanie) odpadne tiež hnací kozlík, takže pre súpravy tohto druhu postačí len dodanie sacieho koša zhotoveného spôsobom opísaným ďalej a piesty vhodné pre príslušné čerpacie kolony súpravy.

Podstatné súčiastky piestového hlbinného čerpadla sú:

1. sací kôš, 2. pracovný piest, 3. výtlakové potrubie, 4. ťahadlo, 5. hnací kozlík, prípadne excenter s pákovým prevodom, 6. zdroj pohonnej energie.

### Sací kôš

Sací kôš sa zhotoví z normálnej výpažnice o príslušnej čerpacej kolone vhodnou perforáciou, ktorá umožňuje zníženie hydraulických odporov na minimum a ktorá zároveň zamedzuje odsávanie jemných materiálov. V prípadoch, kde je nebezpečie odsávania týchto materiálov, treba urobiť sací kôš ako viacvrstevný filter vhodných štrkovopieskových materiálov podľa zásad platných pre zostavovanie obrátených filtrov (podrobnosti uvádza Ch. Mallet Zemné hrádze). Pri malopriemerových vrtoch možno dosiahnuť obdobné výsledky nahradením obráteného filtra vhodne volenými obalmi jemného pletiva. Pre použitie na dlhodobé čerpacie pokusy sa hodia pletivá z farebných kovov (mosadze). Železné pletivá podliehajú rýchle korózii a ich použitie je vylúčené najmä v agresívnych vodách, kde jednak znehodnocujú vlastnosti odčerpávanej vody a v mnohých prípadoch neúmerne zvyšujú hydraulické odpory v dôsledku tvorenia rôznych zlúčenín vytvárajúcich obaly na pletive. Sací kôš je nad perforáciou opatrený ventilom, a to buď klapkovým, pri väčších priemeroch alebo guľovým, pri menších priemeroch.

Dno sacieho koša je účelné opatriť zátkou tak, aby v prípade osadenia koša na dno sa znížilo nebezpečie upchatia sacieho koša v dôsledku zaborenia do poddajných materiálov. Z prevádzkového hľadiska pokladám za výhodnejšie sací kôš robiť spolu s pracovným valcom, čím sa vytvorí jeden tvarový kus a zjednoduší sa osadzovanie čerpadla do hĺbok. Valec musí byť zhotovený z výpažníc o presných rozmeroch, aby bola zaistená čo najlepšia účinnosť pracovného valca. Sací kôš na hornom okraji má závit, ktorý je totožný so závitmi výtlakového potrubia.

## Pracovný piest

Zhotovenie pracovného piestu je obdobné ako pri ručných piestových čerpadlách. Pre zvýšenie tesniacich schopností piestu oproti stenám valca možno použiť viac tesniace manžety z kože, ktoré sú zhotovené obdobne ako pri obyčajných piestových čerpadlách. V strede piestu sa nachádza ventil, ktorý je zhotovený pri väčších priemeroch ako klapka, pre menšie priemery sa používa guľový ventil.

## Výtlakové potrubie

Na výtlakové potrubie sa použijú výpažnice ČSN normálu typ I. alebo III., ktorým je vrtná súprava vybavená. Toto riešenie umožňuje jednoduchú manipuláciu pri zapúšťaní a vyťahovaní piestového čerpadla, zároveň odpadnú náklady na prepravu výtlakového potrubia v prípade, že sa používajú rúrky iného zhotovenia. Výtok z výtlakových čerpacích rúrok sa vykoná vhodnou úpravou výpažnicovej hlavy. Táto sa upravuje tak, aby v prípade potreby bolo možné dosiahnuť utesnenie čerpacej kolony oproti ťahadlu (obyčajne jednoduchou upchávkou upevnenou na naskrutkovateľnom poklope), prípadne pripojenie vhodného odpadového potrubia s potrebnými regulačnými a registračnými zariadeniami.

## Ťahadlo

Ťahadlo, ktoré umožňuje prenášanie vertikálnych posuvov vyvodených hnacím kozlíkom na pracovný piest, musí vyhovovať týmto požiadavkám:

a) musí byť dostatočne silné, aby na deformáciu ťahadla bola spotrebovaná čo najmenšia energia,

b) musí bezpečne zniesť všetky namáhania.

Pre malé priemery a malé čerpané množstvá sú postačujúce malopriemerové rúrky, aké dodávajú Sigma-pumpy s čerpadlami Astra 200. Pre veľké množstvá a väčšie hĺbky odporúčam používať normálne vrtné rúrky, a to pri súprave jadrovacích otáčavým spôsobom vrtné rúrky 33,5 mm—40 mm—42 mm, prípadne aj 50 mm, ktoré sa pri súprave normálne používajú. Pri súpravách pracujúcich so štvorhranným vrtnými tyčami možno ako ťahadlo použiť rúrky 25×25 mm—32×32 mm, prípadne aj 40×40 mm podľa statického a hospodárskeho prepočtu. Použitie vrtných rúrok, ktorými je súprava vybavená, predstavuje zjednodušenie pracovných postupov. Je otázkou prepočtu hospodárnosti, či je výhodnejšie použiť ľahšie rúrky, ktoré pre tento účel musí súprava dostať, alebo použiť ťažšie rúrky, ktorými je súprava vybavená.

## Hnací kozlík, prípadne excenter s pákovým prevodom

Úlohou tohto zariadenia je dosiahnuť posun pracovného piestu v žiadúcej dĺžke, prípadne v počte posuvov za minútu. Pre malé priemery do hĺbok 80 m stačí hnací kozlík v zhotovení Astra 200, pri ktorom riešení zvlášť vyzdvihujem možnosť ručného pohonu, ktorá vo väčšine prípadov stačí pre vykonávanie informatívnych čerpacích pokusov a odber vody z hĺbok uvedených v pripojených technických opisoch tohto zariadenia. Pre stredné množstvá a hĺbky nad 80 m bude treba skonštruovať hnacie kozlíky minimálne o 200% výkonnejšie, ktorými bude možné urobiť všetky úkony pre kvalitné

vykonanie hydrologického prieskumu skoro vo všetkých, prakticky dnes sa vyskytujúcich prípadoch. Pre odčerpávanie za zvlášť veľkých hĺbok a značných množstiev treba použiť zariadenia obdobné dlátovacím súpravám pre nárazové strojné vŕtanie výplachom (Systém Fauck, Vítkovice P-150-P-250, prípadne aj ťažšie).

Hnacie kozlíky majú byť konštruované tak, aby jednoduchým spôsobom bolo možné regulovať pracovnú výšku piestu. Pri čerpadlách o výkone obdobnom čerpadlám Astra 200 by sa vyžadovala regulačná možnosť v rozsahu 100—300 mm, pri čerpadlách pre väčšie výkony pokladám za účelné regulačnú schopnosť v rozsahu 150—500 mm.

## Zdroje pohonnej energie

Ako zdroje pohonnej energie prichádzajú do úvahy elektromotory a výbušné motory.

Elektromotory z prevádzkového hľadiska znamenajú výhody v jednoduchej obsluhe a v pomerne lacnej energii. Nevýhody najmä pri vykonávaní čerpacích pokusov sú:

Kolísanie napätia v zásobovacej sieti, prípadne aj úplné vypnutie prúdu, čo znamená najmä chyby pri vykonávaní čerpacích pokusov, ktoré mnoho ráz pre dlhšie trvajúce prerušenie treba opakovať.

Ďalšou nevýhodou je možnosť použitia elektrického prúdu len v blízkosti existujúcej siete, z toho dôvodu použitie elektromotorov je vylúčené na odľahlých pracoviskách, kde prívod elektrického prúdu vyžaduje hospodársky neúnosné náklady. Na takéto pracoviská, ktoré tvoria prevažnú časť pracovísk prieskumných prác, používajú sa ako zdroje energie výbušné motory.

Výbušné motory predstavujú pomerne nákladnejší zdroj pohonnej energie, vyžadujú starostlivejšiu obsluhu, pričom však predstavujú oproti elektromotoru rad mnohých prevádzkových výhod. Z týchto výhod zvlášť vyzdvihujem regulačnú schopnosť obrátok výbušného motora, ktorou možno regulovať počet hupov za minútu. Z toho dôvodu treba nasadzovať výkonnejšie motory tak, aby pri 50%-nom počte obrátok bezpečne zvládli všetky požiadavky na zdroj pohonnej energie. Kvalitatívne zvýšenie regulačných možností predstavuje zariadenie, pri ktorom pri nastavení plynovej páky bude možno priamo odčítať počet obrátok motora. Vymenenie pohonného motora pri poruche náhradným motorom a pri použití pojazdných motorov možno uvažovať len niekoľkominútové prerušenia, ktoré priebeh čerpacieho pokusu neovplyvňujú neprípustnou mierou.

V mnohých prípadoch ako rezervný zdroj pohonnej energie pre elektromotory sa používajú výbušné generátory, ktoré sa nasadzujú ihneď po zistení porúch v sieti. Generátory predstavujú aj možnosť využitia výbušného motora generátora priamo. Pre tento prípad treba skonštruovať vhodné odpojovanie zariadenia výbušného motora od generátora a vybavenie motora hnacou remenicou vhodného konštrukčného zhotovenia. Toto riešenie umožňuje vykonávanie čerpacieho pokusu bez prerušenia, pričom možno urobiť menšie opravy na elektromotore, prípadne generátore, ktoré nemožno robiť za ich chodu. Z tohto hľadiska možno za univerzálne riešenie pokladať napojenie hnacieho kozlíka na výbušný generátor tak, že je možné jednoduché zapojenie buď elektromotora alebo výbušného motora bez presunu elektroagregátu prostredníctvom vhodne riešenej predlohy.

Ručný pohon prichádza do úvahy pri odčerpávaní menších množstiev z menších hĺbok. Toto riešenie je zvlášť výhodné pre odber vzoriek vody pre orientačné účely.

## Výkon hlbinného piestového čerpadla

Výkon hlbinného piestového čerpadla závisí od: a) priemeru pracovného valca, b) výšky zdvihu, c) počtu hupov za minútu.

Pretože v malopriemerových vrtoch priemer pracovného valca je ohraničený maximálnym priemerom vrtu, výkon možno regulovať len:

1. menením výšky zdvihu; túto regulačnú možnosť možno dosiahnuť vhodným konštrukčným riešením hnacieho kozlíka.

2. Menením počtu hupov za minútu, ktoré možno dosiahnuť vhodným spôsobom, najmä regulovaním počtu obrátok pri výbušných motoroch. Táto regulačná možnosť sa má pohybovať od 10 do max. 40 hupov za minútu.

Pri úvahách o výkone hlbinných piestových čerpadiel neuvažoval som zníženie výkonu hydraulickými odpormi pri nasávaní, výtlaku a ostatné podružné škodlivé vplyvy

## Úspory dosiahnuté novším konštrukčným riešením

Odpadne investičný náklad potrebný na vybavenie čerpadla stúpacími, prípadne výtlakovými rúrami, ktoré budú nahradené výpažnicami, ktoré tvoria normálne príslušenstvo vrtnej súpravy. Ušetrí sa najmenej pol tony rúrkového materiálu, opatreného závitmi, pričom 1 kg odhadujem na 4 Kčs. Pri nahradení ťahadla pracovnými vrtnými rúrkami súpravy možno dosiahnuť ďalšie úspory, ktoré pri jednej súprave odhadujem na 200 Kčs. Náklad na vybavenie sacieho koša a pracovného valca neprekročí výšku nákladu na vybavenie sacieho zariadenia a pracovného valca spôsobom prevedeným pri čerpadlách Astra — 200. Ďalšie úspory sa dosiahnu znížením prepravovaných nákladov minimálne o váhu stúpacích rúrok — ½ tony materiálu. Úspory dosiahnuté týmto spôsobom odhadujem pri jednej súprave ročne na 800 Kčs. Celkove možno počítať pri súpravách vybavených do hĺbok 80 m pre čerpané množstvá maximum jeden liter za sekundu ročne pri jednej súprave na 3000 Kčs. Dosiahnutie skvalitnenia vykonávaných prác, ako aj zvýšenie regulačných možností výkonu čerpadiel v zmysle vopred opísaného ideového zlepšovacieho námetu, nevyčíslujem.

## Význam nových zariadení

Zavedením hlbinných piestových čerpadiel podľa predchádzajúcich zlepšovacích návrhov sa umožní odber vzoriek vody z malopriemerných vrtov a z veľkých hĺbok. Za takých okolností sa odber vzoriek vody u nás dodnes prakticky nerobil. Dôsledkom toho sú rôzne komplikácie, ktoré vznikajú najmä výskytom agresívnych vôd, ktorých existencia sa overí obyčajne až po založení stavby. Odber vzoriek týmto spôsobom umožní zvýšenie kvality odoberaných vzoriek vody pre laboratórne potreby. Ďalšou výhodou je možnosť vykonávania čerpacích pokusov v malopriemerových vrtoch a vo veľkých hĺbkach, k vykonávaniu ktorých sa pristupovalo len vo zvlášť chúlostivých prípadoch. Vybavením vrtných súprav prieskumných terénnych čiat týmito zariadeniami sa umožní dokonalé vykonávanie hydrogeologických a najmä balneologických prieskumných prác, prieskumných prác pre výskum injekčných prác a pre účely zakladania stavieb. Z toho dôvodu je veľmi potrebné prikročiť k vybaveniu súprav všetkým potrebným zariadením, ktoré umožňuje komplexné vykonanie a z neho vyplývajúce komplexné vyhodnotenie prevádzkových prác najmä malopriemerovými vrtmi.

5. VIII. 1954.

*Ústredný geologický ústav*
*Technická zložka v Novej Bani*

ЦЫРИЛ ГРЕГОР

## Глубинные поршневые насосы

Автор предлагает рационализировать устройство глубинных поршневых насосов. У новейших насосов чехословацького производства «Астра 200», изготовленных заводом «Сигма-пумпы» в г. Границе, рабочий цилиндр и штанги необычных размеров и конструкции, вообще редко употребляемые, а тем более при разведке. Автор предлагает изменить конструкцию этих насосов так, чтобы в качестве рабочего цилиндра и штанг можно было прямо употреблять обсадные трубы ČSN (чехословацкие нормы) нормального типа I или III для диаметров, превышающих 40 см. При производстве работ такое устройство представляло бы разные выгоды.

5. VIII. 1954.

*Центральный Геологический Институт*
*Нова Баня*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

CYRIL GREGOR

## KOLBENTIEFPUMPEN

Die Studie ist ein Ideenentwurf zur Besserung der Ausstattung von Kolbentiefpumpen. Das neueste tschechoslowakische Erzeugnis der Firma Sigma-pumpy in Hranice „Astra 200" benützt als Arbeitszylinder und Druckröhrenleitung Röhren von ungewohnten Dimensionen und Durchführung, die besonders bei den Forschungsbohrunternehmungen eine Seltenheit darstellen. Aus diesem Grunde hat der Autor solche Konstruktionsänderungen dieser Pumpen vorgeschlagen, die es ermöglichen, als Arbeitswalze und Druckröhrenleitung direkt Bohrlochverröhrungsstücke ČSN norm. Typus I. oder III. für die Durchmesser über 40 cm, zu benützen.

5. VIII. 1954.

*Geologisches Zentralinstitut —*
*Technische Abteilung — Nová Baňa*

CYRIL GREGOR

## HLBINNÉ ČERPADLÁ SYSTÉM „MAMUT"

*(Ruské a nemecké resumé)*

Pod tento pojem zahrňujeme čerpadlá pracujúce so stlačeným vzduchom v hĺbkach závislých od tlaku stlačeného vzduchu dodávaného zásobovacím zdrojom.

Podstatné súčiastky hlbinného čerpadla systém Mamut: Rozprašovač — difuzér s vhodnou konštrukciou, ktorý umožňuje privedenie stlačeného vzduchu do potrebnej hĺbky a jeho premiešanie sa vodou tak, že v dôsledku zväčšenia objemu nastáva zvýšenie výtokovej rýchlosti a strhávanie ťažších vodných častíc vzduchom.

Pre prívod vzduchu — pre menšie odčerpávané množstvá — postačujú obyčajné vodovodné rúrky ½" až 6/4" (podľa potrebného výkonu) vzduchotesne napojené na vývod od kompresora.

Výtlakové potrubie — ktorým môže byť normálne výpažnica definitívneho zabudovania, prípadne pracovná výpažnica pri vykonávaní výskumu jednotlivých vodonosných horizontov po ich navŕtaní. Dôležité je vybaviť dolný koniec týchto výpažníc vhodnou perforáciou, prípadne filtrom, ktorý umožňuje vtok odčerpávanej vody bez hydraulických strát pri súčasnom zamedzení vyplavovania jemných materiálov. Vykonanie perforácie, prípadne filtrov, ktoré pri tomto druhu čerpadiel nahradzujú sací kôš, je predmetom zvláštnej úvahy.

Výtokové zariadenie. Pretože pri výtoku nastávajú veľké rýchlosti, treba urobiť dokonalé utesnenie výtokových výpažníc oproti prívodnému potrubiu. Samotný výtok treba tiež vhodne upraviť, prípadne ho treba opatriť kontrolnými prístrojmi pre overenie výkonov čerpadla.

Zdroj stlačeného vzduchu býva obyčajne stabilný alebo pojazdný kompresor. Pri týchto sa dáva prednosť kompresorom poháňaným výbušnými motormi z tých dôvodov, aké som uviedol pri opisovaní zdrojov pohonnej energie pri hlbinných piestových čerpadlách. Pre použitie tohto typu čerpadiel na odčerpávanie zo zvlášť veľkých hĺbok je potrebné vysokotlakové kompresory, ktorých použitie pre svoju prevádzkovú nákladnosť nemožno hospodárne zdôvodniť, a preto pre informatívne krátkodobé odčerpanie prichádza do úvahy použitie vhodne spojených nádob stlačeného vzduchu, ktoré zaručujú potrebný výkon (kubatúru vzduchu). Pre vykonávanie dlhodobých čerpacích pokusov treba tento systém čerpadiel vystrojiť potrebnými regulačnými a kontrolnými prístrojmi (prietokomermi — manometrami).

Použitie tohto typu čerpadiel pre odber vzoriek vody je menej kvalitné ako odber vzoriek vody piestovými čerpadlami. Premiešavanie, prevzdušňovanie vody vzduchom čiastočne znečisteným už v kompresore môže mať za následok skreslenie vlastností vody. Ďalšou nevýhodou týchto čerpadiel je potreba nákladného zariadenia (po stránke investičnej, ako aj prevádzkovej), ktoré sú v každom prípade vyššie ako pre piestové čerpadlá toho istého výkonu. Z toho dôvodu je tento typ čerpadiel hospodárny len na živých staveniskách, ktoré sú vybavené potrubím stlačeného vzduchu. Ďalšou nevýhodou je možnosť použitia len v značne zvodnatených vodonosných horizontoch a pomerne malé možnosti pre presné kontrolovanie prietokových množstiev.

Výhodou tohto typu čerpadiel je ich nezávislosť od kvalitnej odčerpávaných tekutín, najmä ich odolnosť a spoľahlivý chod pri odčerpávaní tekutín znečistených najmä jemnými piesčitými materiálmi. Jemné piesčité materiály označované mnohokrát ako „bacil čerpadiel" zapríčiňujú veľké opotrebovanie obyčajne najchúlostivejších a najviac namáhaných súčiastok čerpadla, čím sa podstatne znižuje životnosť týchto čerpadiel (najmä centrifugálnych), z ktorých mnohé pre odčerpávanie mechanických znečistených tekutín nemožno vôbec použiť. Túto vlastnosť hlbinných čerpadiel systému Mamut využívam pri ďalšom konštrukčnom riešení odsávacieho zariadenia hydrologických objektov — studní, odpieskovača.

Odpieskovač. Je to v podstate hlbinné čerpadlo systému Mamut, podľa predchádzajúceho opisu, ktorý sa odlišuje tým, že rozprašovač je umiestený pod perforáciou čerpacej kolony, pričom výška perforácie je pomerne krátka, 50—200 cm, plocha perforácie 15—25% plochy z celej plochy perforovaného valca. Pri použití výpažníc o väčšom priemere (nad 250 mm) možno na výšku perforácie konštruovať obrátený fil-

ter o vhodnej zrnitosti a o dostatočnej výkonnosti, najmä pri odsávaní väčších množstiev vody z horizontov, v ktorých je nebezpečie odplavenia jemnozrnných materiálov.

Výtokové zariadenie a prívod stlačeného vzduchu je urobený obdobne ako pri vopred opísanom type čerpadiel. Ďalšie zdokonalenie predstavuje osadenie tesniacich gumových pruhov z dostatočne pružnej hmoty, aby sa týmto zamedzilo nasávanie spod perforácie alebo z oblasti nad perforáciou. Účinnosť tohto tesnenia možno podstatne zvýšiť prevedením gumových pruhov formou pneu. Osadenie tesnenia najmä v malopriemerových vrtoch zabudovaných v poradí normálu susednou kolonou, nepredstavuje skvalitnenie dosiahnutých výsledkov tou mierou, s akou mierou komplikuje samotnú prevádzku. Z toho dôvodu použitie tesnenia prichádza do úvahy len vo zvlášť chúlostivých prípadoch a pri použití malopriemerovej čerpacej kolóny vo veľkom priemerovom vrte. Pri odčerpávaní zabudovaných vrtov je dôležitá perforácia definitívneho zabudovania, ktorá umožňuje maximálny prítok vody bez zvláštnych hydraulických vtokových strát. Konštrukčné detaily tohto zariadenia sú zrejmé z pripojených skíc. Účinnosť tohto zariadenia závisí predovšetkým od vhodnosti perforácie a od vodonosnosti odčerpávaných vrstiev. Pomerne malú účinnosť vykazuje toto zariadenie v malopriemerových vrtoch.

Význam tohto zariadenia je predovšetkým skvalitnenie výsledkov hydrogeologického prieskumu týmto spôsobom:

Odčerpávanie piesku a jemných materiálov z najbližšieho okolia perforovaných výpažníc, ktorá je tým intenzívnejšia, čím väčšie sú vtokové rýchlosti, umožňuje vytvoriť prirodzený obrátený filter, ktorý sa dá ťažko dosiahnuť iným spôsobom (iba navŕtaním veľkopriemerového vrtu a jeho umelým osadením).

Vytvorenie obráteného filtra podstatne znižuje hydraulické odpory pri prúdení podzemnej vody do zabudovaného hydrogeologického objektu. Umožňuje sanáciu zanesených hydrogeologických objektov pretlakovou vodou, ktorá sa do objektu privádza opačným smerom prúdenia, ako normálne prúdi spodná voda.

Toto zariadenie bude možné výhodne použiť pre usmernenie šírenia injekčných zmesí v podloží, intenzívnym odčerpávaním sond, ktoré sa nachádzajú v susedstve sond injektovaných v požadovanom smere šírenia injekčnej zmesi.

5. VIII. 1954.

*Ústredný geologický ústav*
*Technická zložka v Novej Bani*

ЦЫРИЛ ГРЕГОР

## Глубинные насосы системы «Мамут»

Автор вкратце описывает принцип и конструкцию насосов этого типа, широко употребляемых в настоящее время в практике, и предлагает некоторые изменения в конструкции, которые дадут возможность пользоваться штангами и обсадными трубами, всегда находящимися в инвентаре разведочных предприятий. Особое внимание обращено на конструкцию пескососа, применяемого при гидрогеологической разведке и при реконструкции колодцев (в частности буровых колодцев). В основном этот пескосос является глубинным насосом системы «Мамут». Подробностями применения насосов этого типа при постройке гидротехнических сооружений большого диаметра автор не занимался.

5. VIII. 1954.

*Центральний Геологический Институт*
*Нова Баня*

*Перевод со словацкого В. Андрусовой*

CYRIL GREGOR

# TIEFPUMPEN SYSTEM „MAMUT"

Nach einer kurzen Beschreibung des Prinzipes und der Konstruktionslösung von „Mamut"-Pumpen, die heute in der Praxis üblich sind, schlägt der Autor einige Konstruktionsänderungen vor zur Benützung von Röhrenmaterial — Bohrlochverröhrungsstücken, die bei den Forschungsunternehmungen üblich sind. Besondere Aufmerksamkeit widmet er der Konstruktion einer Sandentleerungsvorrichtung für hydrogeologische Zwecke und die Rekonstruktion von Brunnen (besonders der gebohrten), welche prinzipiell auch eine Tiefpumpe System „Mamut" ist. Mit den Details über den Betrieb hydrogeologischer Objekte grösserer Durchmesser mit den Pumpen dieses Typus befasst sich der Autor nicht ausführlich.

5. VIII. 1954.

*Geologisches Zentralinstitut*
*Technische Abteilung — Nová Baňa*

# OBSAH


Biely A., Geologické pomery v okolí Lovinobane . . . . . 125
Bystrický J., Poznámky o mezozoiku Ľubochnianskej doliny Veľkej Fatry . 74
Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika . . . . . 3
Gregor C., Zariadenia a prístroje pre účely skvalitnenia prieskumných prác . 146
Gregor C., Odber vzoriek vody z malopriemerových vrtov . . . . . 151
Gregor C., Hlbinné piestové čerpadlá . . . . . 155
Gregor C., Hlbinné čerpadlá systém „Mamut" . . . . . 161
Hladík J., Geoelektrický prieskum na prostredí všeobecne anizotropných vlastností elektrickej vodivosti . . . . . 115
Hladík S., Výskyty hematitu v dobšinskom verukáne . . . . . 113
Jarkovský J., Zpráva chemického laboratória o činnosti za I. polrok 1954 . . 145
Kantor J., Deweylith od Sedlíc . . . . . 16
Kantor J., K otázke tzv. zrudnených sírnych baktérií a ich stratigrafického rozšírenia . . . . . 29
Krajčovič S., Geofyzikálne merania na vodnej hladine . . . . . 90
Maheľ M., Vzťah severogemeridného mezozoika k veporidám . . . . . 62
Máška M. — Fusán O. — Zoubek V., pozri Fusán O. — Máška M.— Zoubek V.
Polák S., Supergénny siderit z Pezinku . . . . . 42
Polák S., Primárna manganorudná zóna ložiska v Lednickom Rovnom . . . . 48
Polák S., Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okres Nová Baňa . . . . . 53
Šajgalík J., Geologické pomery povodia Horného Hrona medzi Bujakovom a Závadkou . . . . . 132
Zoubek V. — Fusán O. — Máška M., pozri Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.

## СОДЕРЖАНИЕ


Стр.

Биелый А., Геология окрестностей Ловинобаня . . . . . 130

Быстрицкий Ян, Заметка о мезозое Любохнянской долины в горах Велька (Большая) Фатра . . . . . 87

Гладик С., Электроразведка анизотропной в отношении электропроводности среды . . . . . 124

Гладик С., О наличии гематита в добшинском веррукано . . . . . 114

Грегор Ц., Приспособления и приборы, дающие возможность повысить качество буровых работ . . . . . 151

Грегор Ц., Глубинные насосы системы «Мамут» . . . . . 163

Грегор Ц., Отбор проб воды из буровых скважин небольшого диаметра . . 154

Грегор Ц., Глубинные поршневые насосы . . . . . 161

Зоубек В.—Фусан О.—Машка М., смотри Фусан О.—Машка С.—Зоубек В. . . . . .

Кантор Ян, Девейлит из дер. Седлице . . . . . 25

Кантор Ян, К вопросу о так называемых «оруденелых серобактериях» и их стратиграфическом распространении . . . . . 36

Крайчович С., Геофизические измерения на поверхности воды . . . . 111

Магель М., Об отношении северо-гемеридного мезозоя к вепоридам . . . 67

Машка М.—Фусан О.—Зоубек В., смотри Фусан О.—Машка М.—Зоубек В. . . . . .

Полак С.. Супергенный сидерит из сел. Пезинок . . . . . 46

Полак С., Зона первичной марганцевой руды месторождения близ сел. Ледницке Ровне . . . . . 52

Полак С., Метасоматические месторождения галенита в среднетриасовых известняках близ сел. Пила, округ Нова Баня . . . . . 60

Фусан О.—Машка М.—Зоубек В., О некоторых современных проблемах стратиграфии спишско-гемерского палеозоя . . . . . 13

Шайгалик Ян, Геологическое строение местности, расположенной между селениями Буяково и Завадка в бассейне верхнего течения р. Грон . . 141

Ярковский Ян, Отчет химической лаборатории за первое полугодие 1954 года . . . . . 145

# INHALT

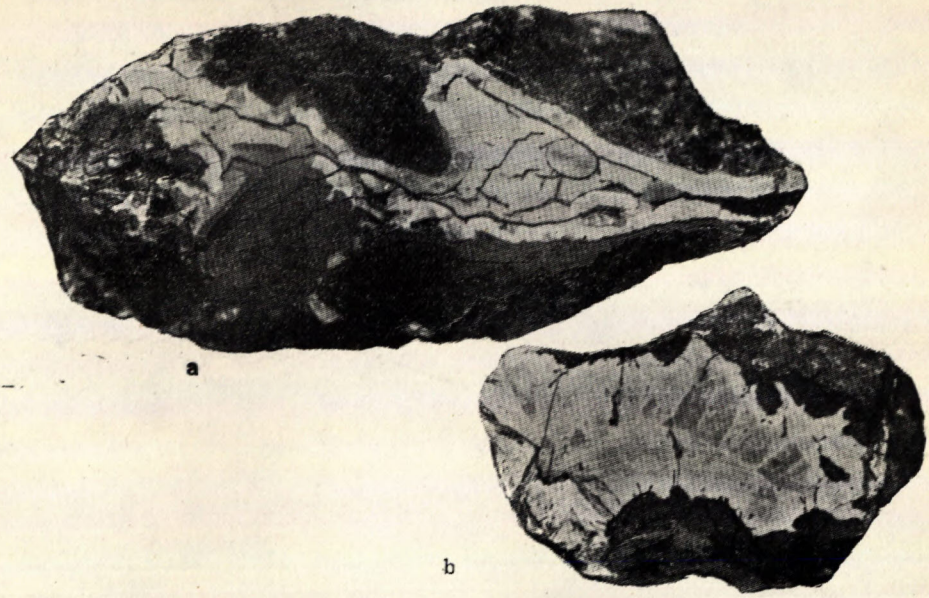
Biely A., Geologische Verhältnisse in der Umgebung von Dobšiná . . . . . 131
Bystrický J., Bemerkungen über das Mesozoikum des Ľubochňa-Tales in der Grossen Fatra . . . . . 88
Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., Einige heutige Probleme der Stratigraphie des Zips-Gömörer Paläozoikums . . . . . 14
Gregor C., Einrichtungen und Apparate zur Qualitätserhöhnung von Schurfarbeiten . . . . . 151
Gregor C., Wasserprobenabnahme aus Kleindurchmesserbohrungen . . . . . 154
Gregor C., Kolbentiefpumpen . . . . . 161
Gregor C., Tiefpumpen System „Mamut" . . . . . 164
Hladík J., Geoelektrische Untersuchung eines Milieu mit gemein anisotropen Eigenschaften der elektrischen Leitfähigkeit . . . . . 124
Hladík J., Hämatitvorkommen im Verrucano von Dobšiná . . . . . 114
Jarkovský J., Bericht des chemischen Laboratoriums über die Tätigkeit für das I. Halbjahr 1954 . . . . . 145
Kantor J., Deweylith von Sedlice . . . . . 27
Kantor J., Zur Frage der sogenannten „vererzten Schwefelbakterien" und ihrer stratigraphischen Verbreitung . . . . . 39
Krajčovič S., Geophysikalische Messungen am Wasserspiegel . . . . . 112
Maheľ M., Die Beziehungen des nordgemeriden Mesozoikums zu den Veporiden 70
Máška M. — Fusán O. — Zoubek V., siehe Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.
Polák S., Supergener Siderit aus Pezinok . . . . . 47
Polák S., Primäre Manganerzone der Lagerstätte in Lednické Rovné . . . . . 52
Polák S., Metasomatische Galenitvorkommen in mitteltriasischen Kalksteinen beli Píla, Nová Baňa . . . . . 61
Šajgalík J., Geologische Verhältnisse des oberen Hron-Tales zwischen den Gemeinden Bujakovo und Závadka . . . . . 143
Zoubek V. — Fusán O. — Máška M., siehe Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.

**Geologické práce**

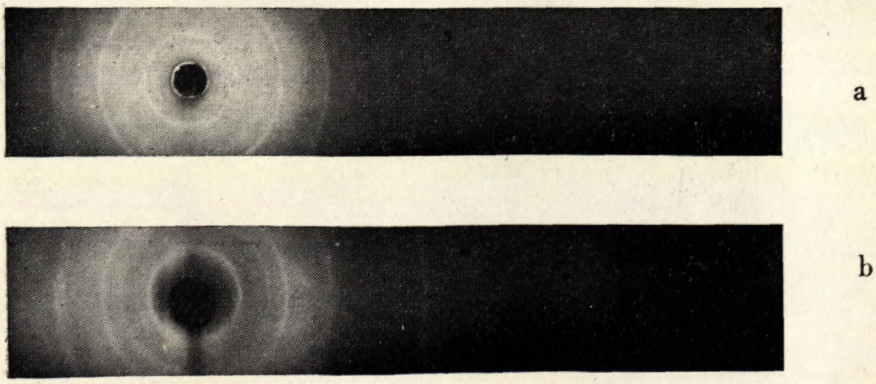
neperiodická edícia vydávaná Geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina, nákladom Slovenskej akadémie vied. Hlavný redaktor doc. RNDr. Michal Maheľ, odb. redaktori RNDr. Edita Brestenská a RNDr. inž. Ján Kantor, technický redaktor Matej Gajdoš. Vytlačili Pohronské tlačiarne, n. p. Banská Bystrica, závod Zvolen, r. 1955.

Výmer PK č. 9-6210/54-F-70.496.

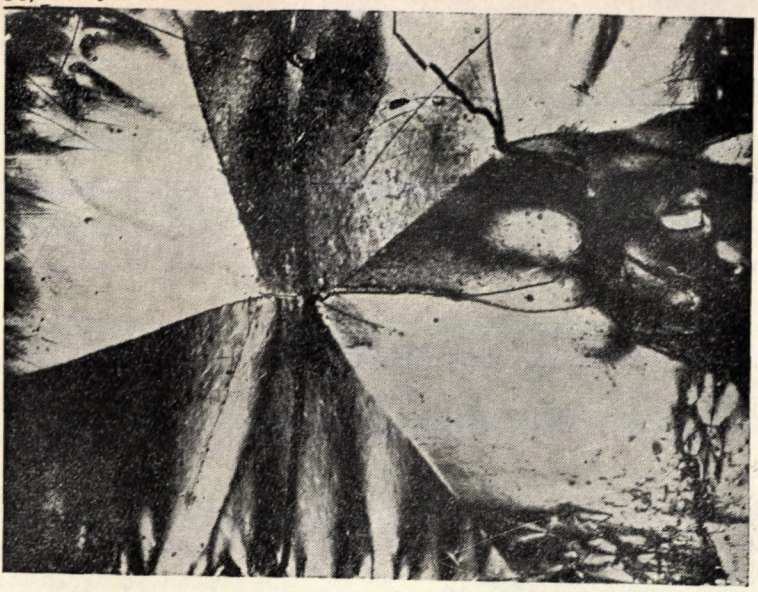
Cena brož. Kčs 47.60.



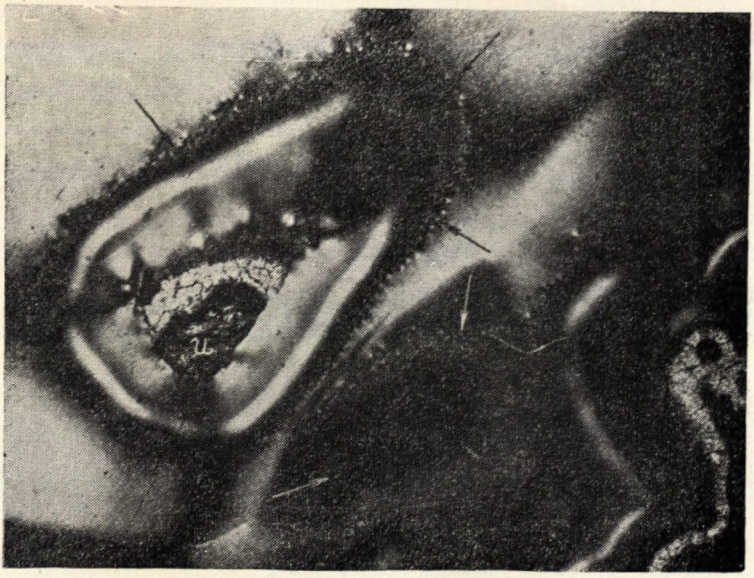

**Obr. 1.** a) Nepravidelná trhlina v dunite vyplnená deweylitom. Medzi nimi miestami zelené hydrosilikáty Mg. Pravidelné povlaky deweylitu. Naleštená vzorka, skutočná veľkosť. b) Žilka bieleho deweylitu s vejárovitými, radiálne vláknitými agregátmi, zelenkastej priesvitnej variety deweylitu. Naleštená vzorka, skutočná veľkosť.




**Obr. 2.** Debeyogramy deweylitov: CuK, Ni-filter; a) Sedlice, b) Kutná Hora, mliečnobiely.

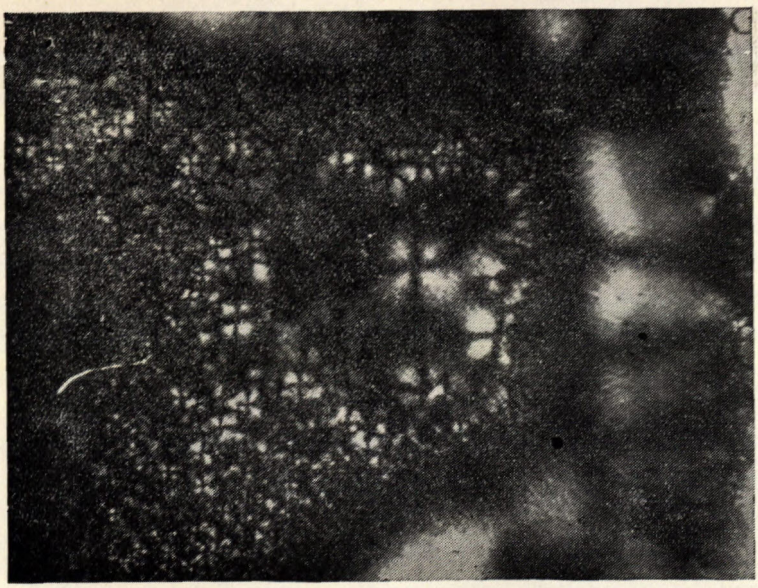


**Obr. 1.** Časť šošovkovitej žilky deweylitu s agregátnou polarizáciou a vytvorením pomerne pravidelných polí charakterizovaných značným usmernením vláknitých mikrolitov. Makroskopický vzhľad, pripomínajúci vzorku z obr. 3. Výbrus, nikoly x; zv. 6x.

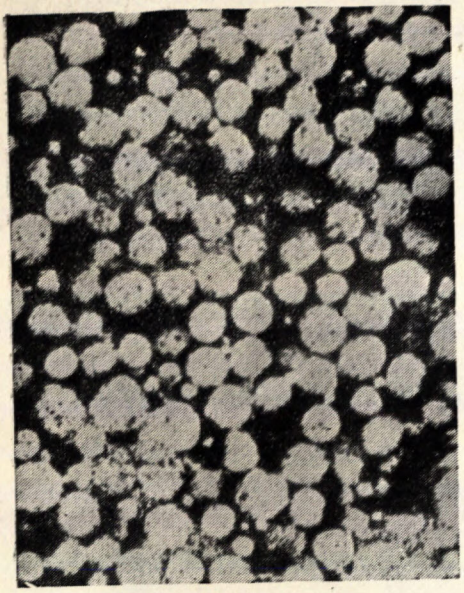


**Obr. 2.** Achátovité štruktúry deweylitu okolo útržku (u) serpentinizovaného dunitu. Šípkami naznačená poloha deweylitu vytváraná sférolitickými zhlukmi. Výbrus, nikoly x; zv. 12x.

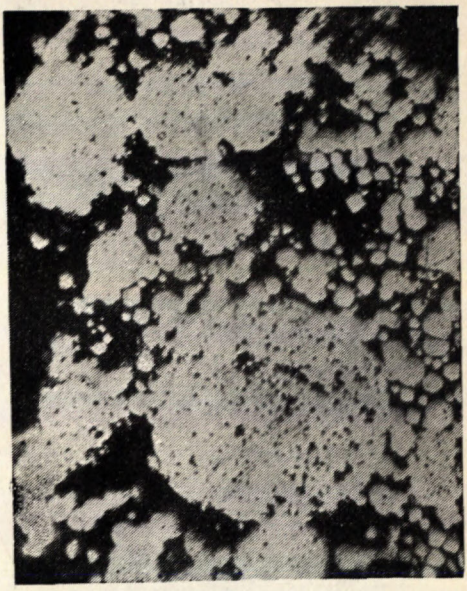
**Obr. 1.** Deweylit s achátovitou štruktúrou. V spodnej polovičke málo serpentinizovaný dunit. Výbrus, nikoly x; zv. 15x.



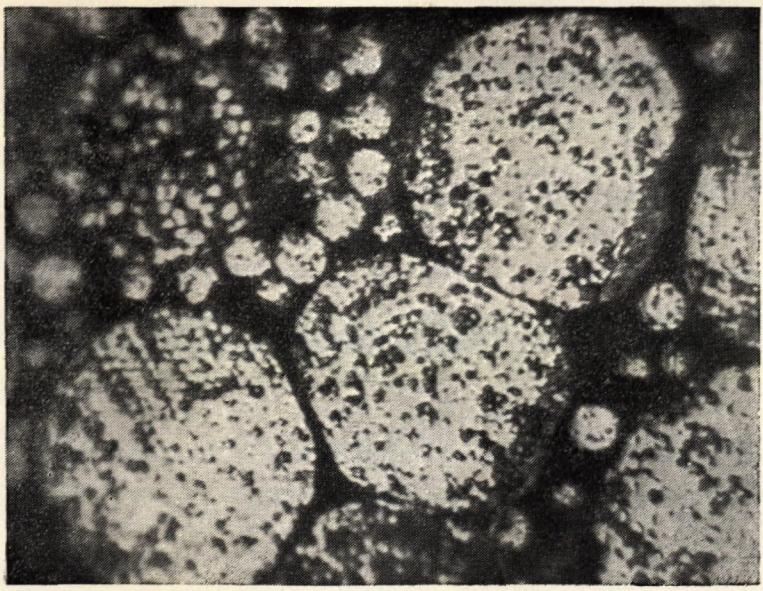
**Obr. 2.** Zhluk sférolitických agregátov deweylitu s dobre viditeľným osovým krížom. Detail vzorky z obr. 4. Výbrus, nikoly x; zv. 35x.



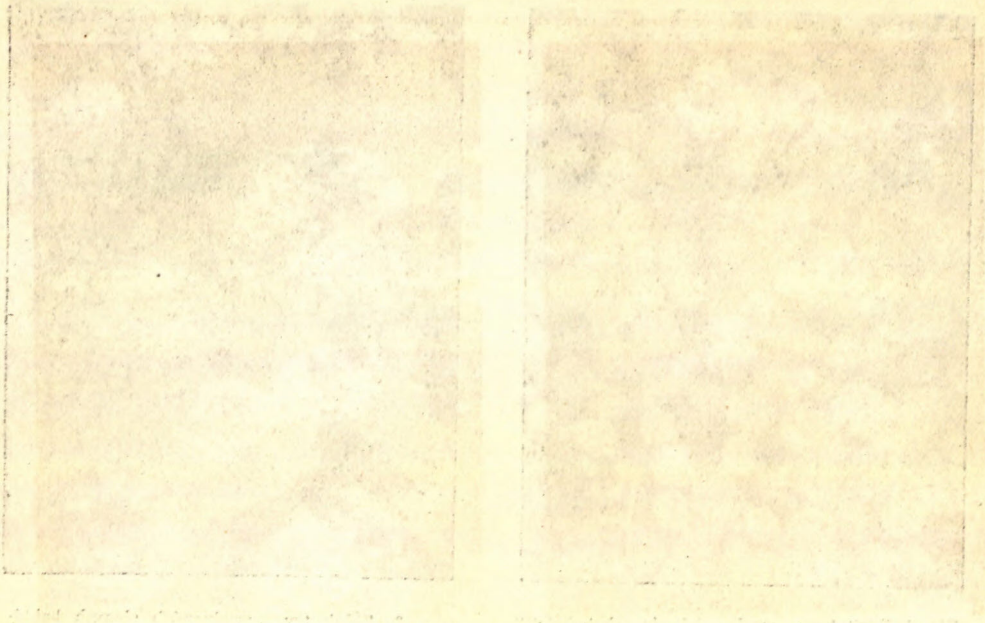
Obr. 1. Pyrit typu „zrudnených sírnych baktérií". Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 370x.

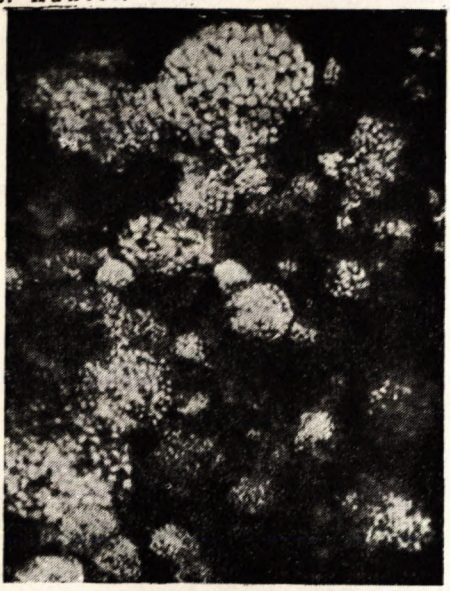


Obr. 2. Zhluk tzv. „zrudnených sírnych baktérií" 4—85 u veľkých. V ich okolí idiomorfné $FeS_2$ — kryštáliky o väčších rozmeroch ako vytvárajú „zb". Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 370x.



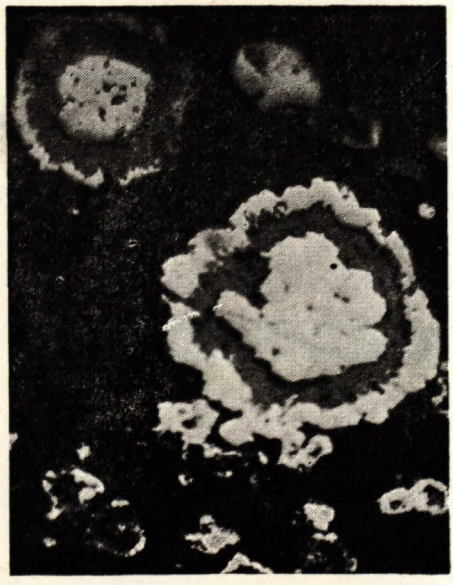
Obr. 3. Pyrit typu „zb" z komôrky fosilizovanej foraminifery. Deformácia guľôčky pred kryštalizáciou pyritu. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 1200x.



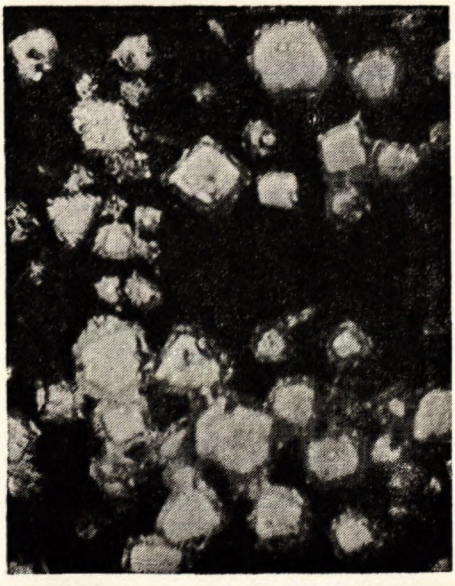


**Obr. 1.** Pyrit typu „zb" z algonkických sedimentov od Chvaletíc (severovýchodné Čechy). Nábrus, zv. 1300x.

**Obr. 2.** Rovnaký vývoj pyritu ako na predchádzajúcom obrázku, avšak z recentného „piešťanského bahna". Piešťany. Nábrus, zv. 1300x.

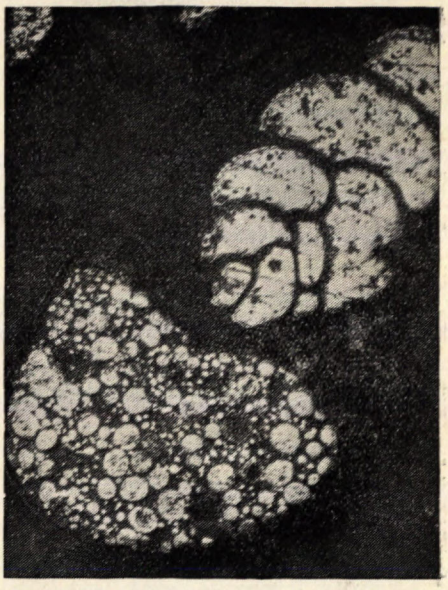


**Obr. 3.** Rytmické striedanie pyritu so sfaleritom. Pyrit typu „zb" uprostred (biely, reliéf), obklopený rovnomerne polohou sfaleritu (šedý), nad ktorou nasleduje opäť prstenec (na priereze) pyritu. Okolie — vápenec (čierny) Licince, hematitové ložisko. Nábrus, zv. 1300x.



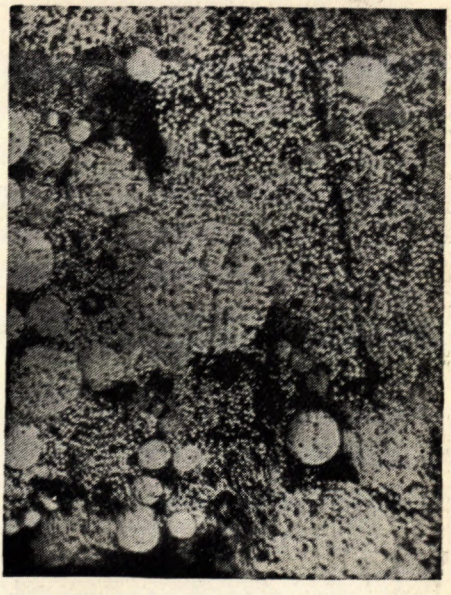
**Obr. 4.** Idiomorfný vývoj pyritu vypĺňajúceho foraminifer u. Povlaky z menej rezistentnej, na S chudobnej variéty $FeS_2$. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 1200x.

Obr. 1. Prierez foraminiferou fosilizovanou pyritom vývoja „zb". Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 130x.

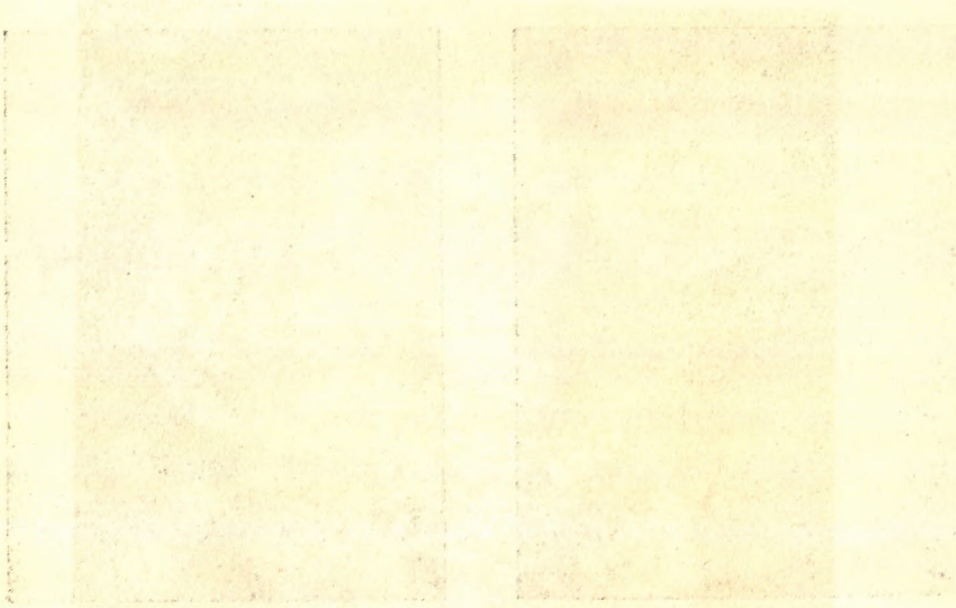


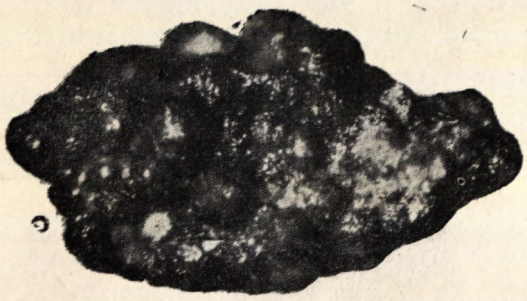
Obr. 2. Pyritizované foraminifery; spodna prevažne tzv. „zrudnenými sírnymi baktériami", vrchná vedľa týchto aj idiomorfnými pyritovými kryštálikmi. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 130x.

Obr. 3. Detail pyritizovanej foraminifery. Guľôčky s lokálnou tendenciou po kryštalografickom obmedzení v menej rezistentnej „báze". Čierne oblúky — prierezy stien komôrok foraminifery. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 1200x.

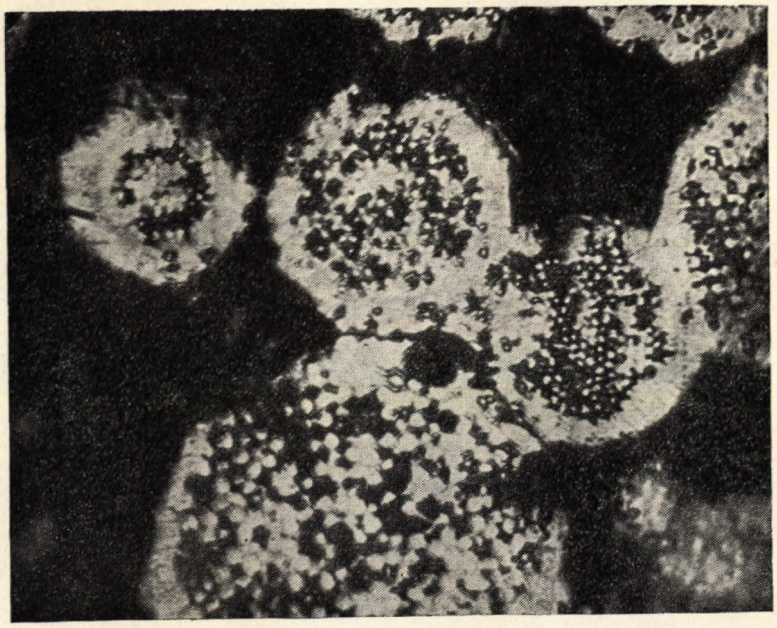


Obr. 4. Guľôčky typu „zb", obklopené pyritom rovnakého vývoja, aký sa zúčastňuje na ich stavbe. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 370x.





Obr. 1. Nepravidelný zhluk pyritových guľôčok typu „zb". Paleogén prešovskej oblasti. Zv. 133x.

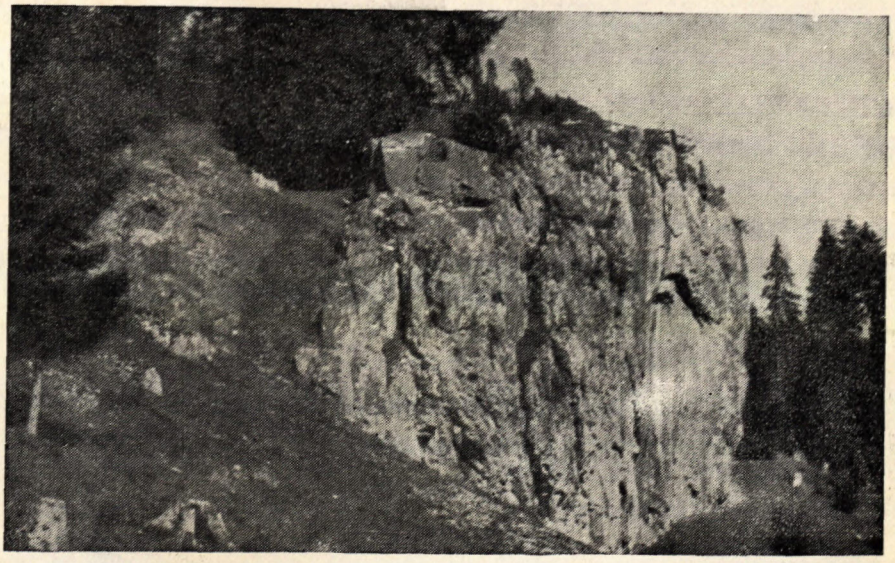


Obr. 2. Pyrit typu „zb" zo zhluku 8—60 u veľkých guľôčok. Okolo voľnejšej väzby v centrálnej časti kompaktná pyritová obruba. Paleogén prešovskej oblasti. Nábrus, zv. 1200x.

**Obr. 1.** Vrchol Kľaku (co 1395) od juhu. 1 — dolomity stredného triasu normálneho obalu, 2 — šedivé lavicovité vápence s rohovcami — neokom šiprunského príkrovu, 3 — slienité bridlice s polohami pieskovcov — neokom šiprunského príkrovu, 4 — gutensteinské vápence stredného triasu — krížňanského príkrovu.

**Obr. 2.** Šedé lavicovité vápence spodnej časti neokomu šiprunského príkrovu, a — lavičky tmavých až čiernych rohovcov.

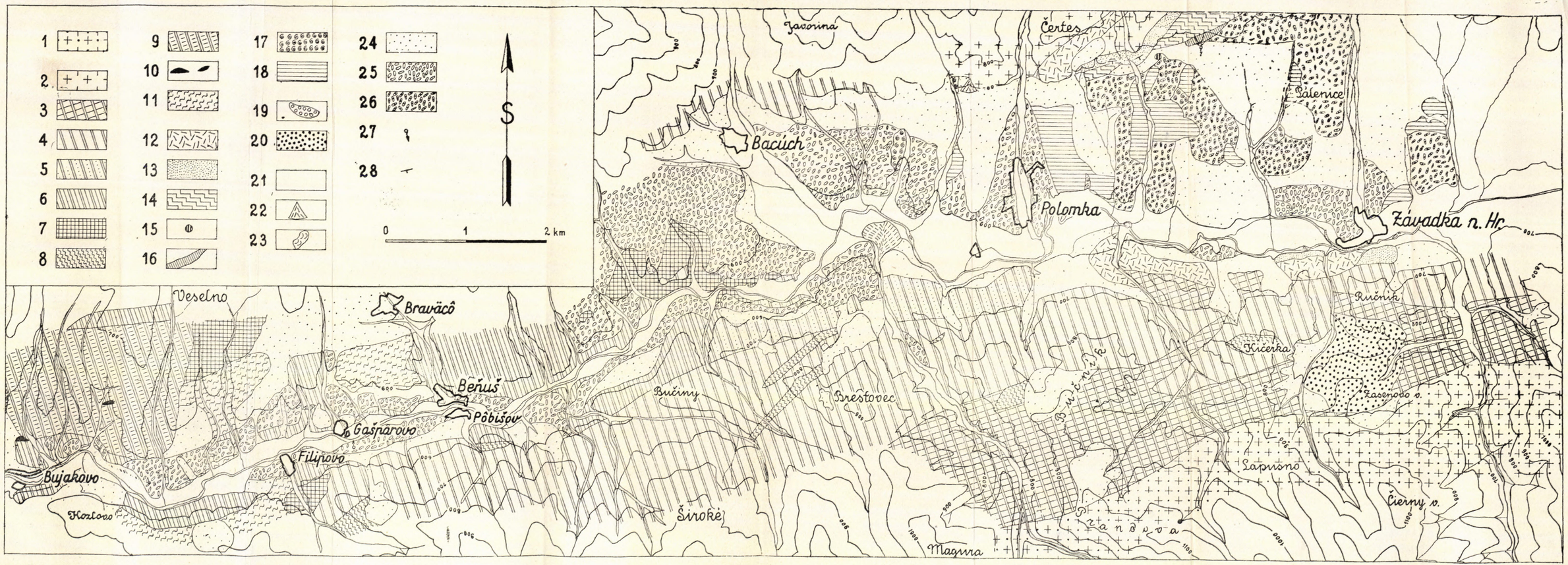
Obr. 1. Vežičky lavicových červených a zelenkastých vápencov malmu krížňanského príkrovu, vystupujúce východne od Sklabinského Podzámku v doline Kantor.



Obr. 2. Steny numulitových vápencov na južnom svahu Veľkého Vrchu — východne od Sklabine.

# Geologická mapa horného toku Hrona

(Zostavil Ján Šajgalík, del. F. Beleš.)




Vysvetlivky: Kryštalinikum Kráľovej Hole: 1. žula. Kryštalinikum kraklovskej zóny: 2. žula. 3. diaftority, 4. dvojsľudné pararuly migmatitizované, 5. kremité pararuly migmatitizované, 6. kremité pararuly, 7. intruzívne porfyroidy, 8. amfibolity, 9. slabo diaftorizované pararuly, 10. ortoruly, 11. migmatity. Obalová séria kraklovskej zóny: 12. arkózy, 13. kremence, 14. werfénske vrstvy, 15. gutensteinský vápenec, 16. dolomit. Paleogén: 17. bazálny paleogén, 18. flyšové súvrstvie. Neogén: 19. štrky, piesky, 20. andezit. Štvrtohory: 21. recentné náplavy, 22. náplavové a suťové kužele, 23. zosuny, 24. hlina a suť, 25. riečne terasy, 26. diluviálne štrky, 27. prameň, 28. smer a sklon vrstvy.