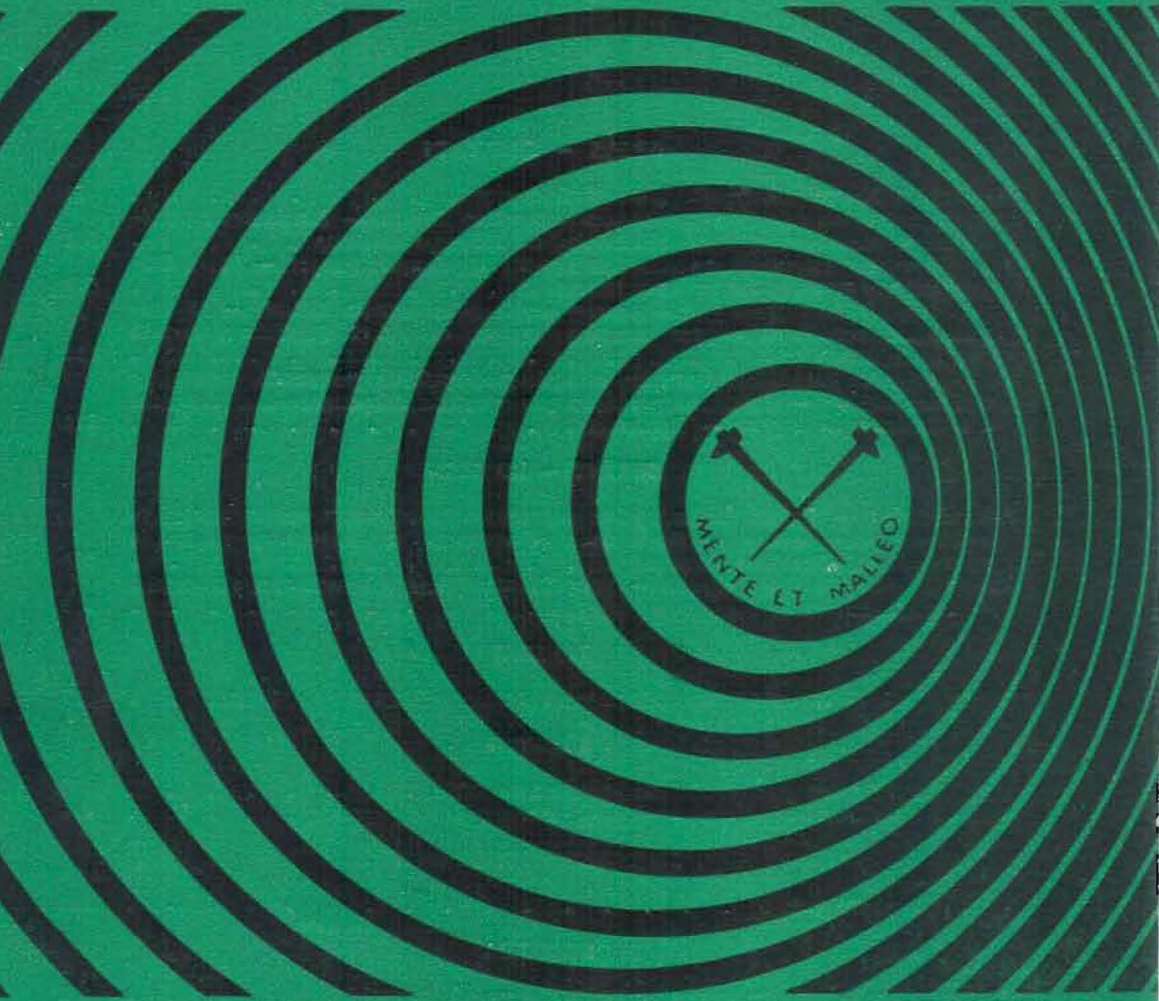
MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 8 • ČÍSLO 2

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1976

MINERALIA SLOVACA

roč. 8, č. 2 (32)

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasiľ HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan ŤAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

Ján Kuráň: Zomrel akademik Dimitrij Andrusov 99
Dimitrij Andrusov: Problémy prekambria v strednej Európe — Problémes du Précambrien supérieur et des paléozoides de l'Europe centrale 101
Dušan Hovorka: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát — West Carpathian pre-tertiary basite associations 113
Tomáš Repka: Hydrogeologické pomery ortuťnatého ložiska Rákoš — Hydrogeological conditions of the mercury deposit of Rákoš (Spišsko-gemerské rudohoria Mts.) 133
Dušan Cabala: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny — Die bisherigen hydrogeologischen Erkentnisse der paleogennen Gesteine in Zipser — Talkessel 143

SPRÁVY — REPORTS

Eduard Dobra — Rudolf Ďuďa: Výskyt vivianitu v kvartérnych sedimentoch Východoslovenskej nížiny — Occurrence of vivianite in Quaternary sediments of the East Slovakian lowland 157
Rudolf Ďuďa — Michal Kaličiak — Juraj Tözsér: Nález barranditu na Slovensku — Occurrence of barrandite in Slovakia 163

REFERÁT

Zdeněk Roth — Dušan Ďurica: Ložiska a perspektivy těžby ropy v Iráku . . . 167

KRONIKA

Ján Rybář: Zemřel doc. RNDr. Karel Hromada, CSc. 175
Ivan Herčko: Alexander Gesell — prvý uhorský banský geológ 176

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

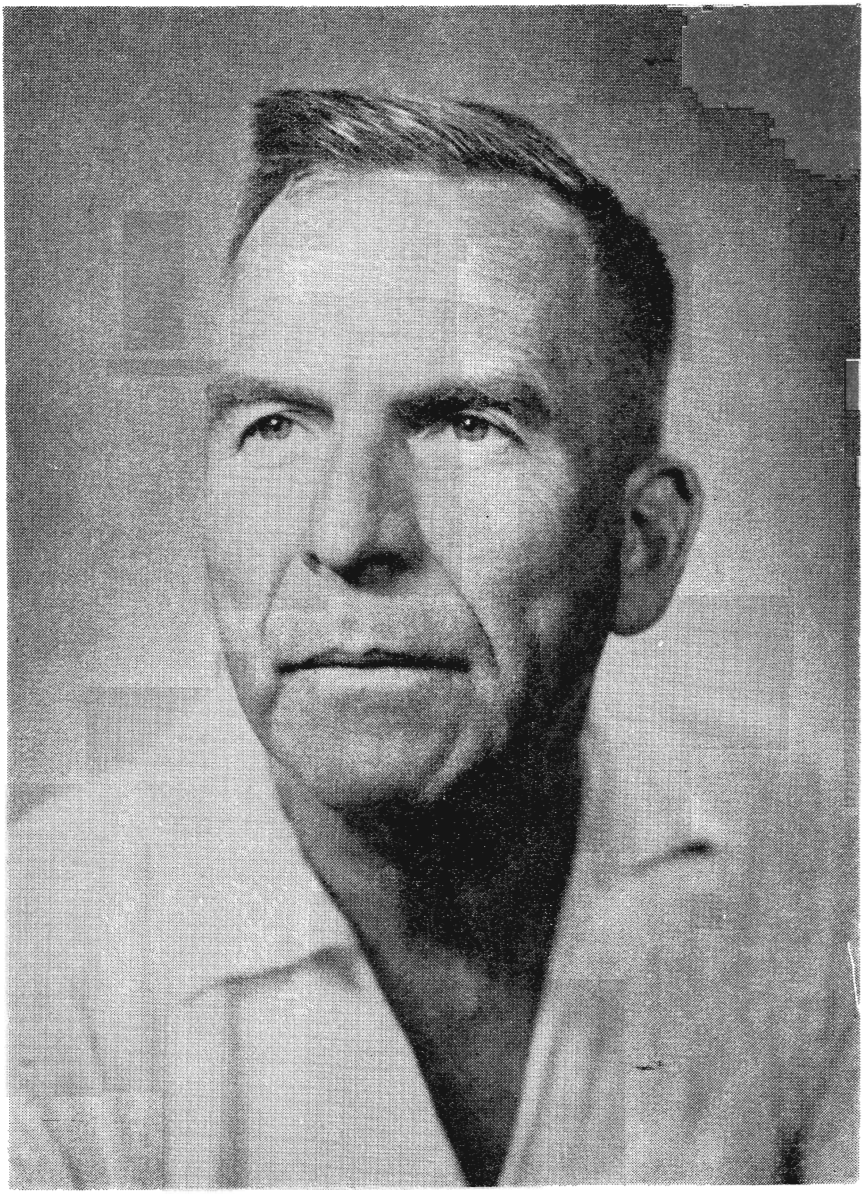
Výťahy z prednášok 181

RECENZIA

T. Kruťa: Slezské nerosty a jejich literatura *(J. Koutek)* 166

KONFERENCIE

VIII. medzinárodný kongres o stratigrafii a geológii karbónu *(F. Čech—F. Petrík)* 189



Akademik Dimitrij ANDRUSOV

*7. XI. 1897 — †1. IV. 1976

MINERALIA SLOVACA

Vol. 8
(1976)
No 2
97—192

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

ZOMREL AKADEMIK DIMITRIJ ANDRUSOV

1. apríla 1976 zomrel po krátkej chorobe prof. RNDr. Dimitrij Andrusov, DrSc., akademik SAV, člen korešpondent ČSAV, nositeľ Radu práce, laureát štátnej ceny K. Gottwalda a iných štátnych vyznamenaní, profesor geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského a Slovenskej vysokej školy technickej, člen mnohých zahraničných vedeckých inštitúcií.

Akademik Dimitrij Andrusov sa narodil 7. novembra 1897 v Jurjeve (Tartu, Estónska SSR). Jeho otec Nikolaj Ivanovič Andrusov, známy geológ a paleontológ, bol univerzitným profesorom a akademikom Ruskej akadémie vied.

Stredoškolské štúdiá absolvoval Dimitrij Andrusov v Kyjeve. Prírodné vedy začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Petrohradskej univerzity v roku 1915, v štúdiách pokračoval na parížskej Sorbonne, kde v roku 1922 získal hodnosť Licencié des Sciences. V roku 1922 prišiel do Prahy študovať geológiu u prof. Kettnera. V roku 1925 bol promovaný na doktora prírodných vied.

Po skončení vysokoškolského štúdia pôsobil na Karlovej univerzite v Prahe až do roku 1938, keď bol vymenovaný za profesora geológie novozriadenej Vysokej školy technickej v Košiciach, ktorá sa po krátkom čase presťahovala do Martina a odtiaľ do Bratislavy. Po založení Prírodovedeckej fakulty sa v roku 1941 stal aj profesorom Slovenskej univerzity.

Akademik Dimitrij Andrusov bol zakladateľom mnohých vedeckých geologických inštitúcií na Slovensku, ktoré jestvujú aj v súčasnosti. Slovenskej geológii venoval celé svoje srdce, um a všetky fyzické sily. Právom ho možno nazvať otcom slovenskej geológie. Vychoval celé generácie geológov a svojimi vedeckými prácami, ktorých výsledky zverejnil v takmer 300 publikáciách, sa zaradil medzi najvýznamnejších vedeckých pracovníkov v geológii nielen u nás, ale aj v celosvetovom meradle.

Vedecká činnosť akademika Dimitrija Andrusova bola v prvom rade spätá s výskumom karpatskej sústavy. Medzi jeho najvýznamnejšie práce možno zaradiť viacväzkové dielo o stratigrafii, litológii a tektonike bradlového pásma spojené s vydaním viacerých geologických máp. Prvým základným dielom stavby Západných Karpát je Guide des excursions dans les Carpates occidentales, ktoré D. Andrusov napísal spolu s A. Matějkom pri príležitosti III. zjazdu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Československu. Aj po takmer polstoročí, ktoré uplynulo od vydania tejto práce, sú názory autorov na geologickú stavbu Karpát v základných črtách platné.

Svoju dlhoročnú výskumnú činnosť, ako aj výsledky geologických výskumov početných geológov, väčšinou svojich žiakov, zhrnul v trojzväzkovom diele

Geológia československých Karpát. Na túto monografiu nadväzuje tektonická syntéza Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten, ktorú vydal pri príležitosti XXIII. medzinárodného geologického kongresu.

Až do posledných chvíľ svojho života sa venoval činorodej práci na zostavovaní stratigrafického slovníka a geodynamického projektu.

V osobe akademika Dimitrija Andrusova odišiel zo slovenskej geológie človek, ktorý svojou vedeckou, výskumnou, organizačnou a pedagogickou činnosťou vykonal pre jej rozvoj najväčší kus práce. Zásluhou tejto práce slovenská geológia počas svojej nedlhej histórie dosiahla výsledky, za ktoré sa jej dostalo zaslúženého uznania v rámci československej i svetovej geologickej verejnosti. Vďaka podpore stranických a vládnych orgánov vyrástol z kolektívu prvých geologických výskumníkov na Slovensku okolo akademika Andrusova dnes samostatný geologický rezort a geológia sa stala organickou súčasťou nášho národného hospodárstva.

Bolo správne a spravodlivé, že naša socialistická spoločnosť naplno ocenila prínos životnej tvorby akademika Dimitrija Andrusova udelením vysokých štátnych vyznamenaní.

V akademikovi Dimitrijovi Andrusovovi stratila naša geológia svojho veľkého tvorcu a osobnosť svetového významu. Výsledky tvorivého života akademika Dimitrija Andrusova zostanú v našom povedomí, v pamäti jeho súčasníkov, žiakov i budúcich pokolení nesmrteľné. Akademik Dimitrij Andrusov zanechal karpatskej geológii veľkú hodnotu, ale i odkaz, aby sme pokračovali v diele so zanietením a zápalom, ktoré boli charakteristické pre jeho bohatý a plodný život.

Česť jeho pamiatke!

Ing. Ján Kuráň
riaditeľ Slovenského geologického úradu
Bratislava

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, *101—112*

PROBLÉMY PREKAMBRIA V STREDNEJ EURÓPE

DIMITRIJ ANDRUSOV*

Problémes du Précambrien supérieur et des paléozoides de l'Europe centrale

L'article s'occupe de la répartition et des faciés du Précambrien supérieur qui formait en Europe un eugéosynclinal important allant de France vers l'Europe centrale. Nous l'avons suivie jusqu'dans les Carpathes. Au N de ce géosynclinal et au N des Paléozoides de l'Europe le Précambrien sup. avait un faciés epicontinental. Les nouvelles recherches ont montré que les régions désigné par certains auteurs comme „Zwischengebirge" des Paléozoides de l'Europe, concretement la zone moldanubienne sont des zones où le Précambrien est plissé ensemble avec le Paléozoique inférieur complex de Krumlov du Moldanubien) et sont donc des zones axiales à métamorphisme fort. De même dans les Carpathes et les Alpes orientales l'„Altkristallin" à en juger d'après les recherches microbiostratigraphiques les Carpathes sons d'âge surtout paléozoique.

Le schéma du bâti de l'arc varisque en Europe doit être refi de avec emploi de methodes radiometriques et biostratigraphiques qui sont actuellement dans leur début.

Od začiatku kambria uplynulo 570 mil. rokov a najstaršia známa hornina má asi 4000 mil. rokov. Na prekambrium teda pripadá asi 71 % času, ktorý uplynul od stuhnutia prvej známej horniny.

Menší význam má prekambrium, ak uvažujeme o jeho plošnom rozšírení na povrchu Zeme. „Dokázané" prekambrium vystupuje na väčších plochách len lokálne v oblastiach označovaných ako štíty, ktoré sú súčasťou väčších oblastí tvorených v hĺbke prekambriom, ale pri povrchu pokrytých neporušenými alebo málo porušenými mladšími horninami, prípadne i mladším prekambriom (rifej, vend, sinium). Ide tu o tzv. staré platformy. V týchto oblastiach (hlavne kanadský a baltický štít, nehovoriac o africkom štíte, ktorý je veľmi rozsiahly) sa stratigrafia prekambria študovala podrobne a prekambrium sa rozdeľovalo najmä v minulosti dosť rozmanitým spôsobom. Bolo stanovené nesmierne dlhé trvanie a komplexnosť stavby starších štítov starých platforiem, na ktorých sa vrásnenie mnohokrát opakovalo a malo v jednotlivých obdobiach vrásnenia iný smer a význam.

Niekedy sú intenzívne zvrásnené aj najmladšie členy prekambria a na nich leží diskordantne kambrium (spodné alebo stredné), inokedy najmladšie pre-

* Akademik Dimitrij Andrusov, Pod Rovnicami 3, 816 00 Bratislava.

kambrium leží subhorizontálne a hlavné obdobie vrásnenia je intraprekambrické.

Prekambrium sa vymedzuje a rozdeľuje rozličnými metódami, ktoré H. Hedberg (1974) pokladá za samostatné disciplíny, a to metódou litologickou („litostratigrafia" H. Hedberga), biostratigrafickou; rádiometrická metóda môže byť rozpracovaná (s ohľadom na vek) na určitých mineráloch vzniknutých za istého obdobia (alebo fázy) vrásnenia a príslušného metamorfizmu, alebo na mineráloch vzniknutých v intruzívnych horninách alebo žilných horninách, ktoré pretínajú už zvrásnené (? tesne predtým) horninové komplexy. Takto zostavenú škálu by bolo možno označovať ako chronostratigrafickú. Netreba si však robiť ilúzie o jej presnosti, lebo rozdiely (podľa metódy a použitého materiálu) 10—800 mil. rokov nie sú zriedkavé.

Pri výskume fanerozoika je presnosť stanovenia veku na základe biostratigrafie a rádiometrie omnoho väčšia. Rádiometrické stanovenie veku útvarov prekambria sa vzťahuje v podstate na obdobie (fázu) vrásnenia; vo fanerozoiku sa mnohé stanovenia veku vzťahujú na moment vzniku minerálu v sedimente alebo ložného vulkanického telesa. Vek na základe vzťahu k obdobiu vrásnenia sa môže vo fanerozoiku určiť len veľmi presnou biostratigrafickou kontrolou.

Rádiometrický vek minerálov v metamorfitoch kolíše nielen z uvedených príčin, ale aj následkom omladenia minerálov za mladších tektonických pochodov. Preto variské metamorfity alpsko-karpatskej sústavy môžu mať v Alpách aj miocénny vek, v Karpatoch strednokriedový. V osobitných prípadoch mávajú tzv. miešaný vek, napr. jurský.

Rádiometrický vek minerálov sa vzťahuje na rozličné obdobia vývinu horniny:

1. Pri stanovovaní vzniku glaukonitu ide o vek vzniku alebo diagenézy sedimentu.

2. Pri stanovovaní vzniku minerálov metamorfitov a vyvrelín vek

a) sa vzťahuje na vek metamorfizmu alebo intrúzie,

b) na čas ďalších fáz vrásnenia,

c) na moment ochladenia horniny na takú teplotu, pri ktorej minerál nadobudol to zloženie, ktoré i teraz dáva stanoviteľný vek (E. Jäger 1973).

Cenná je v rádiometrickej metóde okolnosť, že nie je časté, aby endogénne procesy zapríčinili zvýšenie veku horniny.

Máme teda možnosť stanoviť vek minerálov a hornín metamorfika a vulkanitov, aj keď neskoršie boli podrobené endogénnym procesom. Rádiometrický vek hornín sa teda nedá použiť bez kritického hodnotenia. Ide najmä o spätosť rozličných komplexov zvrásnených v rozličných dobách.

Biostratigrafická metóda mala pri stanovovaní a rozdeľovaní prekambria ešte nedávno veľmi obmedzený význam. Ale stále vo väčšej miere sa začína uplatňovať štúdium organizmov prekambria. Z nich sú niektoré vápenité, kôrovité stromatolity. Začínajú sa objavovať už v horninách starých okolo 3000 mil. rokov (I. Krylov 1975, s. 96). Sú napr. známe v južnej Afrike vo formácii Bulawaye, Rodézia (2600 mil. rokov, M. Rutten 1962).

Na ich základe sa v poslednom čase začína stanovovať stratigrafia, najmä mladšieho prekambria (B. van Eysing 1975 = Riphean). Stratigrafia prekambria stanovená v ZSSR na základe stromatolitov má platnosť od Uralu po vých. Sibír. Jej aplikácia na iné kontinenty, napr. na Austráliu, nepriniesla doteraz dosť presné výsledky.

V novšom čase sa začalo štúdium primitívnych fytoorganizmov okrúhlej formy, ktoré sa označujú ako *Sphaeromorphidae, Edromorphidae.* Ich štúdium napreduje najmä zásluhou B. T i m o f e j e v a (1973, tam aj staršia lit.).

B. Timofejev našiel tieto organizmy v ranom, strednom a hlavne vrchnom proterozoiku (= stredné a vrchné prekambrium), hlavne v najvyššom. Jeho organizmy vzbudzovali môj záujem a súčasne pochybnosti o ich organickej povahe. Preto som ho pred niekoľkými rokmi navštívil. Sériou preparátov, ktoré mi ukázal, ma presvedčil, že sú to organizmy, pretože medzi formami majúcimi vzhľad zrna a ozubenými sférami zrejme organického pôvodu je pozvoľný prechod. Niektoré z nich prechádzajú z prekambria do staršieho paleozoika. V prekambriu ich nesprevádzajú rastliny typické pre paleozoikum a mladšie doby, najmä zvyšky cievnatých rastlín. Fytomikroorganizmy, o ktorých je reč, zvyčajne nenachodíme v silne metamorfovaných horninách, hoci B. Timofejev (1973) ich uvádza aj z nich; Acritarcha sú časté vo ftanitách. Je pravdepodobné, že mikroorganizmy uvedených skupín ľahko rozrušuje silnejší metamorfizmus.

Rádiometrický vek stanovený pre horniny je poväčšine, ako sme uviedli, ich minimálnym (najmladším) vekom. Naproti tomu biostratigrafický vek (a z neho odvodený rádiometrický vek) môže poukazovať na zdanlivo starší vek alebo mladší vek, ako horniny skutočne majú. Starší vek môže byť nesprávne stanovený pri preplavovaní organizmov starších vrstiev do mladších, mladší vek môže byť nesprávne zistený pri infiltrácii mladších organizmov po puklinách do starších súvrství. Možno uviesť mnoho omylov obidvoch druhov.

Pri vymedzovaní prekambria je biostratigraficky dôležitá možnosť odlíšiť ho od staršieho paleozoika. Na prvý pohľad ide o jednoduchý problém, pretože staršie paleozoikum je od počiatku kambria bohaté na skameneliny. A naozaj tam, kde sa objavujú kambrické makrofauny, môže byť začiatok kambria celkom jasný. Avšak často, v sukcesiách slabo, ale najmä silne metamorfovaných, makrofosílie chýbajú a sme potom odkázaní na hľadanie mikrofauny alebo mikroskopických zvyškov organizmov, najmä rastlinného pôvodu.

V staršom paleozoiku sú i v zdanlivo bezfosílnych súvrstviach časté *Chitinozoa,* spóry, a najmä zvyšky tkanív cievnatých rastlín.

Výsledky prác O. Č o r n e j a E. P l a n d e r o v e j (1973) v útvaroch viacej metamorfovaných hornín Západných Karpát ukázali, že rastlinné zvyšky sú v značnej miere zuhoľnatené, alebo sa o príslušných komplexoch uvádza, že horniny majú bitúminózny pigment (J. K a m e n i c k ý 1967, s. 80). Keďže grafitizované zvyšky patria suchozemským rastlinám, je pravdepodobnejšie, že ide o horniny s humitovým podielom, potom grafitizovaným. Pretože je grafit značne ohňovzdorný, je zachovanie zvyškov rastlín aj so zachovanou štruktúrou pochopiteľné. Preto je pre biostratigrafické účely nález zvyškov cievnatých rastlín, spór rastlín (zjavne subaerických, Chitinozoa a pod.) veľmi dôležitý, ale do istej miery jednostranný. Paleozoický vek metamorfovaných útvarov na základe uvedených zvyškov sa určuje ľahko. Ich chýbanie v prekambriu nie je celkom presvedčujúce. Prekambrické mikroorganizmy poväčšine chýbajú.

Ale predsa len kritérium výskytu cievnatých rastlín v silne metamorfovaných útvaroch je alfou a omegou dnešného výskumu kryštalických bridlíc.

Klimatická metóda stanovovania prekambrického veku má istý význam,

pretože v prekambriu, hlavne vrchnom, sú časté tility. V Afrike sú však známe v rozmedzí od asi 2300 mil. rokov. Táto metóda nemá všeobecný význam.

V minulosti sa prekambrium definovalo ako komplex (supergrupa), alebo vrstvy, ktoré ležia nesúhlasne v podloží spodného kambria doloženého skamenelinami *(Olenellus)*. Túto definíciu nateraz treba pokladať za zriedkavo použiteľnú, a to preto, že sa kambrium niekedy pozvoľne vyvíja z prekambrickej série, eokambria (G. Choubert a A. Faure-Muret 1973) adududienu (Adud II) bez kambrickej fauny. Pokladá sa za najvyššie prekambrium (rifej). Pretože vrstvy obsahujúce skameneliny a ležiace súhlasne pod kambriom oddeľuje od staršieho prekambria diskordancia a sú často metamorfované, boli rozlične označované. V oblasti kaledonid — variscíd strednej a západnej Európy často ležia na metamorfovanom alebo nemetamorfovanom staršom podklade mladšie vrstvy, ako je spodné kambrium, a nemožno stanoviť, či ide o prekambrium alebo o staršie členy paleozoika. Je pravdepodobné, že vrstvy najspodnejšieho kambria aj so skamenelinami nie sú všade rovnakého veku (R. Furon 1964). Tak isto v značnej časti Álp, kde transgresívnym útvarom so skamenelinou je poväčšine westfál, metamorfované útvary môžu byť prekambrické alebo staropaleozoické. Stanovenie veku týchto útvarov rádiometrickou metódou nevedie vždy k uspokojivým výsledkom, pretože rádiometrický vek kryštalinika v Alpách je často terciérny, dokonca neogénny (v Karpatoch rádiometrický vek podkladu moskovu siaha od veku variského — alebo i kaledónskeho — vrásnenia do strednej kriedy; J. Kantor, 1960).

Vývin mikrofytopaleontológie v ostatnom čase dovoľuje spresniť predstavu o rozšírení prekambria vo variscidách — kaledonidách a alpidách Európy a súčasne zmeniť celkovú interpretáciu ich tektoniky a geologického vývinu.

V Karpatoch zmena predstavy o veku „staršieho podložia" („Altkristallin") spadá už do obdobia po r. 1958, pre mimoalpskú vetvu variscíd — kaledonid prebieha však len teraz. Tým nechcem povedať, že výsledky sú jednoznačne kladné.

V známom súhrne stavby Československa hlavne v statiach M. Mášku a V. Zoubka (1960, 1961), tak isto ako v prehľade V. Zoubka (1960, 1968) celé kryštalinikum Z. Karpát a s ním spojené menej metamorfované horniny sa pokladali za proterozoikum; v strednej časti sa tatrikum pokladalo za staršie proterozoikum, pri južnom okraji (kohútska zóna) a čiastočne i pri severnom okraji (Malé Karpaty) za mladšie proterozoikum. Tieto predstavy viedli k nesprávnej interpretácii existencie akéhosi starého „slovenského bloku".

V oblasti strednej Európy v šesťdesiatych rokoch, čiastočne však i oveľa skôr, vznikla predstava o existencii vonkajšieho areálu intenzívnejšej variskej tektogenézy (M. Máška — V. Zoubek 1961, s. 25), ktorá zas obklopuje „český medzihorský blok".

Prekambrium v mimoalpskej Európe

Prekambrium je v Európe dosť rozšírené, ale na stratigrafický rozsah a povahu sú v podstate rozličné názory, a to vplýva na tektonické interpretácie. H. Stille (1951) rozdelil Európu na tri hlavné celky Paleo- Mezo- a Neoeurópu. Lepšie by bolo rozlišovať v Európe Protero-, Paleo- (s osobitnou kale-

dónskou súčasťou), Mezo- a Neoeurópu. Týmto návrhom sa tu nebudem zaoberať.

K Proteroeurópe patrí veľká východoeurópska platforma s baltickým a ukrajinským štítom. Na juhozápade prebieha jej hranica pri tzv. línii Teisseyra — Tornquista (por. napr. J. Znosko 1973), na východe uprostred karpatskej čelnej prehlbeniny. Priebeh jej obmedzenia v západnej Európe je sporný. Z oblasti Proteroeurópy sú známe horniny až 3600 mil. rokov staré. Najvyššie prekambrium (vend, rifej) tu leží subhorizontálne, obsahuje organické zvyšky. Severozápadne od tejto oblasti v kaledonidách Škandinávie leží najvyššie prekambrium tiež diskordantne na staršom prekambriu a naopak je skoro konkordantné s kambriom. Označuje sa ako sparagmit, variažsky stupeň, eokambrium a pod. Najvyššie prekambrium sa často označuje ako „infrakambrium". Výrazy eokambrium aj infrakambrium (R. Furon 1964) sú však nevhodné, lebo vyvolávajú zdanie, že ide o najspodnejšie kambrium.

V oblasti variscíd a kaledoníd Európy (okrem škandinávskych kaledoníd), ktoré niekedy nemožno ostro oddeľovať od seba a ktoré označujeme ako Paleoeurópa, z prekambria je vyvinutý poväčšine len vrchný rifej, t. j. vrchný oddiel vrchného prekambria (v zmysle B. van Eysenga 1975) s vekom 1000—570 mil. rokov. Je to hrubé súvrstvie a všade značne paleozoicky zvrásnené. Niekedy je tu jasná diskordancia zodpovedajúca v stredných Čechách asi asyntskému alebo terminálne bajkalskému (554 mil. rokov) vrásneniu. Obsahuje organizmy (*Acritarcha* a *Stromatolity,* B. Pacltová — Zd. Pouba 1975), ktoré by bolo treba skúmať z hľadiska stratigrafie B. Timofejeva a I. Krylova. Jeho vyššia časť (bez presvedčivých dôvodov) býva označovaná ako „eokambrium", ale aj to je rovnako vrásnené ako staršie komplexy, v ktorých pre bázické vyvreniny bol stanovený prekambrický vek zodpovedajúci vrchnému prekambriu (647 mil. rokov, V. Šmejkal 1964). Kambrium (podľa skamenelín stredné, zóna *Paradoxides oelandicus*) leží ostro diskordantne na prekambriu. Na asyntské alebo neskorobajkalské vrásnenie sa viaže metamorfizmus. Mapku roztriedenia minerálnych fácií viažúcich sa na tento metamorfizmus podal Z. Vejnár (1971, s. 1461), v nej je však čiastočne zahrnuté metamorfované paleozoikum. Hrúbka vrstiev zvrásneného eugeosynklinálneho trógu algonkia sa oceňuje na viac tisíc m, prípadne aj na 10 000 m.

V severnej časti Českého masívu (A. Watznauer in M. Maheľ 1974, s. 423) sa predpokladá prerušenie sedimentácie medzi prekambriom (doložené organizmami) a kambriom (*trilobity, archaeocyathové vápence,* W. Lorenz 1972, G. Burmannová G. 1972), avšak diskordancia je málo nápadná. V oblasti stredočeského algonkia, kde variské vrásnenie bolo slabé a metamorfizmus miestami azda nulový, pre prekambrium uvedený rádiometrický vek (647 mil. rokov) sa zhoduje so štandardno-stratigrafickým vekom vyššieho prekambria. V oblasti severných paleozoíd, konkrétne v severnom pruhu Českého masívu, sa slabo alebo silnejšie metamorfované prekambrium niekedy prejavuje svojím rádiometrickým vekom ako vyššie prekambrium (755—799 mil. rokov). Pretože v tomto severnom pruhu sa neskoršie uplatňovalo kaledónske a variské vrásnenie, prejavuje sa často divergencia vo veľkosti do asi 450 mil. rokov. Predmetný pruh prekambria sa ťahá vlastne z Dobrudže, pod okrajom Karpát, kde je miestami snáď viacej metamorfovaný (Rzehotary, vek 533—870 mil. rokov a mladší, G. Dikenstein et al. 1975). Odtiaľ

siaha do severnej časti Českého masívu a aj do oblasti stredočeského algonkia. Je to však celkom schematický priebeh sedimentačného pásma. Siaha i do Francúzska, kde známy briover (1000—570 mil. rokov) má postavenie a všetky vlastnosti stredočeského algonkia. Tu je však miestami známe podložie brioveru, na ktorom briover leží diskordantne. Vrásnenie brioveru bolo neskorobajkalské (kadomské) koncom spodného kambria. Na brioveri leží nie dosť zreteľne diskordantne kambrium — silúr. Kambrium sa začína stredným kambriom. Sú známe žuly rádiometricky spodnokambrické.

Príznačným pre toto severné pásmo (nie však vždy) je vývin prekambrického, kaledónskeho (rozličné fázy) a prípadne variského vrásnenia (rozličné fázy). Prekambrický metamorfizmus je miestami silnejší, častejšie však slabý. Za kaledónskeho a variského vrásnenia v oblasti periférie Českého masívu badať silný účinok variského vrásnenia. Otáznou je prítomnosť žúl, ktorým sa niekedy pripisuje asyntský vek (555 mil. rokov), inokedy kaledónsky vek (450 mil. rokov). Vrásnenie sa v tomto pruhu odohralo niekedy za bretónskej, častejšie však za sudetskej fázy; na sever od tohto pruhu bolo variské vrásnenie prípadne ešte mladšie — astúrske alebo nijaké.

Severný pruh variskej Európy je pri vnútornom, južnom okraji zamenený ďalším, ktorý budeme označovať ako moldanubická zóna.

Pojem „Moldanubikum", zavedený F. E. Suessom (1908), má niekoľko významov. Najprv sa tak označoval mohutný stratigrafický komplex, potom silne metamorfovaná oblasť južnej časti Českého masívu mohutne pred paleozoikom zvrásnená a napokon vyklenutá časť elevácie južnej a strednej časti Českého masívu (toto vyklenutie je veľmi mladým javom). Novú definíciu podáme ďalej.

Moldanubikum v Českom masíve sa doteraz zaraďovalo ako celok do prekambria. Opakovane sa vyjadrovali názory, že ide o starý element tektonicky vrásnený v prekambriu (podľa Z. Vejnara 1965) súčasne so stredočeským algonkiom, podľa M. Máška, V. Zoubka a mnohých iných pred začiatkom sedimentácie algonkia, alebo algomského vrásnenia alebo i v archaiku.

Vek sérií (komplexov), ktoré budujú moldanubikum, sa v minulosti určoval dosť rozdielne. K. Hinterlechner (1911), R. Kettner (1913), F. E. Suess (1926) predpokladali, že moldanubikum patrí ako komplex do prekambria a paleozoika. Avšak najmä v ostatnom čase začal prevládať náhľad, že ide vcelku o prekambrium. Bolo to do istej miery v rozpore s rádiometrickým stanovením veku intruzívnych hornín a metamorfizmu, a tak i posledného vrásnenia, ktoré v podstate poukazuje na variský vek. Niet, pravda, zákona, podľa ktorého vrásnenie povinne bezprostredne nasleduje za ukončením sedimentácie v danej geosynklinále. Sú známe prípady, keď vrásnenie nastalo omnoho neskoršie. Zvyčajne však vrásnenie nasleduje bezprostredne, hoci v niekoľkých fázach po vyplnení geosynklinály. V. Zoubek (1948, 1953) odlíšil v moldanubiku tri série: 1. najstaršiu, jednotvárnu, zloženú hlavne z rúl, 2. krumlovskú (tiež pestrú) s množstvom vložiek vápencov, grafitických hornín, kremencov a 3. normálnu, flyšoidnú sériu kaplických svorov.

Avšak dodnes pokladá V. Zoubek vrásovú sústavu moldanubika za veľmi starú — proterozoickú, prípadne i archaickú, hoci A. Dudek a M. Suk (1965) veľmi dôrazne podčiarkli existenciu variskej vrásovej sústavy v moldanubiku.

V r. 1967 vyzbierali sme s O. Čornou vzorky i z grafitických hornín z vápen-

cového lomu pri Českom Krumlove. Dlho sa nám však nedarilo zhotoviť dobré preparáty. Len v poslednom čase sa v mnohých preparátoch podarilo zistiť výskyt cievnatých rastlín, čo ukazuje, že ide o sériu mladšiu, ako je spodný ordovik alebo silúr. Moldanubikum je teda vrásovou sústavou, v ktorej sú aspoň vrchné členy paleozoického veku, ako to predpokladal K. Hinterlechner, ale aj V. Zoubek (1948), keď porovnával krumlovskú sériu so sériou moravika s vápencami. Severné obmedzenie moldanubika v Českom masíve je zastreté veľkým stredočeským žulovým masívom. Na juhovýchode sa od čias F. E. Suessa (1926) predpokladal tektonický kontakt nateraz označovaný nenápadným výrazom „moravní línia". O. Thiele in M. Maheľ et al. (1974, s. 415) kreslí tu presunovú líniu na moravikum. Na tektonickej mape karpatobalkánskej sústavy sú tu značené bajkalské presuny. Ale po uvedenom obsahu moldanubika je nepochybné, že ide o bretónske presuny moldanubika smerom na východ a že je tu vyvinutá sústava východovergentných variských príkrovov (O. Thiele, 1. c.). Nebolo to doteraz mikropaleontologicky doložené.

V predchádzajúcich úvahách vyvoláva neistotu vzájomný vzťah, ako aj vek jednotlivých sérií (komplexov) moldanubika. Ak krumlovský komplex patrí do staršieho paleozoika, potom jeho podložie — jednotvárna séria — je z najväčšej časti prekambrická a je ekvivalentom stredočeského algonkia. Jasná a istá diskordancia nebola stanovená. To by nemalo v silne metamorfovanom a zvrásnenom komplexe prekvapovať. F. Ellenberger (1967) v Alpách opísal osobitný penninský štýl, pri ktorom silne zvrásnené metamorfované komplexy nadobúdajú druhotnú konkordanciu. Chýbajú tu však stopy kambrických zlepencov, ktoré sú v juhozápadnej časti barrandienu také významné. Je však známe, že v stredných Čechách často transgreduje ordovik. Kaplické svory by mohli patriť do vyššieho devónu, ktorý máva flyšový vývin i v barrandiene. Ak pripustíme, že starší komplex moldanubika patrí do mladšieho proterozoika a má variský rádiometrický vek, treba pripustiť pre prekambrium rozdiel medzi skutočným a rádiometrickým vekom znosu na asi 400 mil. rokov. Pre staršie paleozoikum pripisujeme v podstate malú divergenciu od 0 do 50 mil. rokov.

Pokračovanie moldanubika na západ sa hľadá v Schwarzwalde a najmä v Plateau Central. Styk tohto pásma s armorickou sústavou je zastretý kriedou tzv. détroit de Poitou. V masíve Morvan na východe sú pruhy staršieho paleozoika aj so skamenelinami.

Kryštalinikum moldanubického typu siaha na juhozápade od oblasti Západných Álp a je známe smerom na východ vo forme valúnov vo flyši až do okolia Krakova. Treba i po nových výskumoch pripustiť, že moldanubikum opakuje smerom na východ moravský ohyb, po ktorom pokračuje smerom na východ, ale nie veľmi ďaleko. Hľadal sa v Južných Karpatoch v getickom príkrove v troske Godeanu, ale geometrické spojenie tu nie je.

V Západných Alpách je „staré kryštalinikum" vyvinuté ako v moldanubiku predwestfálskeho veku. Medzi tým vznik kryštalických bridlíc Západných Álp podľa rádiometrického veku na periférii ukazuje niekedy variský vek, v strednej časti je však poväčšine treťohorný, niekedy dokonca miocénny. To značí, že stupne kryštalizácie, minerálne fácie nie sú závislé od príslušnosti k istému cyklu. Avšak v Západných Alpách sú v staršom kryštaliniku známe komplexy obsahujúce vápence (séria Fedoz, séria Valpellina) a bolo by treba ich skúmať

biostratigraficky, lebo rádiometrické merania nemôžu viesť ku konkrétnym výsledkom.

V Západných Karpatoch treba pásmo, v ktorom sa vyskytujú moldanubické valúny, pokladať za najjužnejšie pásmo typu Českého masívu.

Južnejšie sa ťahá pruh bradlového pásma v kriede s valúnmi metamorfovaných hornín typu „Altkristallin" (okaté ruly, ortoruly), ale sú tiež nemetamorfované horniny, alebo málo metamorfované grafitické bridlice a lydity. Ich biostratigrafický vek sa doteraz neskúmal. Je však pravdepodobné, že ide o staršie paleozoikum. Medzi žulami valúnov odlíšil V. Zoubek (1931) žuly tatranského typu, ktoré sú najskôr variské, a zelené žuly známe len z bradlového pásma. Sú dosť podobné alpínskym žulám masívu Err (Unterostalpin), ktoré sú však variské. Nedávno sa L. Kamenický, V. Katlovský a R. Marschalko (1974) zaoberali vekom žúl bradlového pásma. Stanovenie ich veku uskutočnené v Irkutsku poukazuje na 98,3 až 140 mil. rokov. Tieto dáta ukazujú skôr na omladený vek za kriedového vrásnenia (stredná krieda — turón alebo na miešaný vek 140 mil. rokov — berrias). Proti takému názoru hovorí neobyčajne čerstvý výzor kyslých eruptív valúnov bradlového pásma (vitrofýry, felzofýry, kremité porfýry). Kremité porfýry nie sú premenené na porfyroidy, hoci sa doteraz pokladali za permské. V otázke kriedového veku žúl bradlového pásma treba uviesť ešte tú okolnosť, že sa žuly v bradlovom pásme začínajú objavovať iste v cenomane aj v zlepencoch pri Považskej Bystrici, považovaných za alb-cenomanské. Ťažko pripustiť, že sa turónske žuly dostali z exotického hrebeňa do bradlového pásma v albcenomane.

Problém výskytu prekambria vo vnútorných pásmach Západných Karpát je osobitne ťažký. Ešte nedávno mnohí autori (cf. M. Máška — V. Zoubek 1961) pokladali všetky útvary staršie ako moskov (westfál) za prekambrium. Odvtedy dôkazy paleozoického veku (? silúr, devón, sp. karbón) na základe mikrofytopaleontologických štúdií podala hlavne O. Čorná (1968) pre Malé Karpaty a neskoršie i pre Nízke Tatry (Klinisko) a zónu Kohúta (Brezina) (O. Čorná in L. Kamenický, 1973, s. 283). Hoci vek niektorých predmoskovských útvarov Západných Karpát bol preukázaný biostratigraficky a vek mnohých žúl bol zistený rádiometricky (M. Karpaty), pri zovšeobecňovaní týchto výsledkov treba postupovať veľmi opatrne.

Prekambrické metamorfikum je v Českom masíve pravdepodobne celkom zrastené s biostratigraficky preukázaným paleozoikom. Ani tu ani tam nevidno vo vnútri kryštalinika angulárnu diskordanciu.

Prekambrické (pravdepodobne len vrchnoprekambrické) kryštalické bridlice ľahko môžu mať rádiometricky mladší vek. Na to poukazujú niektoré rádiometrické stanovenia vo V. Tatrách, ktoré majú rádiometrický vek 410—430 mil. rokov. Mohlo by ísť o prekambrické útvary omladené za kaledónskych pohybov. Avšak v centrálnej oblasti Západných Karpát biostratigrafické štúdiá sú doteraz veľmi skúpe, a preto otázka veku celého predmoskovského kryštalinika nie je objasnená. Ak v oblasti Západných Karpát bola vyvinutá prekambrická geosynklinála, na jej mieste v paleozoiku vznikla ďalšia, ktorá mala tiež charakter eugeosynklinály. Súvisela na juhu s geosynklinálou Volovca, v ktorej sa usadzovali komplexy nateraz menej metamorfované, značnej hrúbky, s kyslými a bázickými, snáď iniciálnymi vyvreninami staropaleozoického veku.

Na juh od nej, a to na juh od Bücku vystupoval pruh, dnes ležiaci pod usa-

deninami panónskej panvy, idúci od severovýchodu cez Meczek a Villanské pohorie (kryštalické bridlice a žuly prekambrického veku 960—1100 mil. rokov, A. Kováč 1969). Je však pokryté metamorfovanými horninami variskej etáže, čiastočne aj alpínsky omladenými. V panónskej nížine sú však pomery veľmi ťažko zistiteľné, pretože ide o vzorky z veľmi hlbokých vrstiev.

Vcelku však vidieť, že v priestore Západných Karpát v bradlovom pásme nebol vzťah rádiometrického veku k biostratigrafickému veku stanovený. V jadrových pohoriach má prípadné prekambrium vždy zmenšený vek (z ? prekambrického na varisky alebo zriedkavo na kaledónsky alebo kriedový). Len v panónskej nížine možno predpokladať nad sebou mlado- až stredno-rifejskú etáž v podloží variskej.

Predstava o jestvovaní „slovenského bloku" je založená na zaradení celého kryštalinika do prekambria a nedostatku variského vrásnenia. Avšak variská etapa tu bola, bolo i variské vrásnenie. Bolo tu však i vrásnenie mediteránne a vznikla príkrovová stavba. Nové výskumy však ukazujú, že tu bolo i dosť intenzívne povrchnokriedové a predpaleogénne vrásnenie, ktoré je v severnej časti vnútorných Západných Karpát slabé. Panónska nížina je málo mobilná od začiatku vrchnej kriedy a v tomto ohľade možno vnútorné Západné Karpaty považovať spolu s panónskou nížinou za blok zložený z mezozoických tektonických prvkov na juh od mladších alpínskych prvkov.

Dva severné pruhy so staršími útvarmi Karpát pokračujú do Východných Álp. Spišsko-gemerské paleozoikum pokračuje do severnej a južnej Grauwackenzony a Južných Álp, prechádzajúc cez oblasť Balatonu, kde je pruh s variskými žulami, ktoré v Gemeri chýbajú. V tomto pásme nie je jasný rozdiel medzi biostratigrafickým a rádiometrickým vekom. Tatro-veporikum s variský metamorfovaným paleozoikom a s prekambriom ukazuje divergenciu do variského (sudetského) vrásnenia. Stredné a spodné východoalpské kryštalinikum Východných Álp (= tatro-veporikum) ukazuje často zachovaný variský vek (por. mapku E. Jäger — J. Hunziker 1967) pre útvary domnele paleozoické a snáď i staršie. Pod týmito tektonickými jednotkami vo Východných Alpách však leží kryštalinikum a druhohory V. Taurov s oligocénnou metamorfózou tzv. Zentralgnessu.

Vo Východných Karpatoch výskyt prekambria je omnoho reálnejší než v Alpách a Západných Karpatoch. Pomery tu sú zložité a nie vždy objasnené.

V marmarošskom masíve bola pod druhohorami vo viacerých mladších príkrovoch odlíšená (M. Săndulescu in M. Mahel' 1974, B. Timofejev 1973) staršia, rulová a bezskamenelinová séria — bielopotocká, v Rumunsku ju označujú ako sériu Brestila-Rărau a pokladajú ju za stredné prekambrium. Po nej nasleduje na Ukrajine delovecká séria. Amfibolit z nej ukázal proterozoický (mladoproterozoický) vek — 700 mil. rokov (N. Semenenko et al. 1969; Acta geol. Ac. Hung. 13). B. Timofejev z tejto série alebo komplexu uvádza mladoprekambrické (vendské) mikrofytoorganizmy, a to *Protospharidium, Fayosphaeridium, Podolella.* B. Timofejev, pravda, delí vrchné proterozoikum na spodnejšiu sériu — rifej a vyššiu — vend. Delovecká by patrila do vendu. V Rumunsku sa za ekvivalent deloveckej série pokladajú série Rebra-Barnar, počítané k vrchnému prekambriu a sériu Tulges a i. počítané ku kambriu. Po ich vzniku bolo vrásnenie pokladané za bajkalské. Po kambriu sa usadzovali súvrstvia paleozoika, hlavne devónsko-karbónskeho veku, variský zvrásnené. Na rozdiel od Západných Karpát tu možno odlíšiť dva štruktúrne

stupne oddelené „bajkalským" vrásnením. Deformačná a metamorfná fáza bola teda po strednom proterozoiku a po spodnom kambriu (bajkalská fáza). Vo východokarpatskom masíve sú dôvody predpokladať, že tu boli vyvinuté variské príkrovy.

Z uvedeného vidieť, že problém hľadania prekambria v pásmových pohoriach západnej a strednej Európy nie je vždy sľubný. V niektorých prípadoch (napr. Východné Karpaty) sa podarilo získať niektoré pevné rádiometrické a biostratigrafické oporné body na vymedzenie vrchného prekambria. V niektorých prípadoch sa pdoarilo biostratigraficky vyvrátiť prekambrický vek istých komplexov (Český Krumlov).

Doručené 26. 3. 1975
Odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1958: Geológia československých Karpát I. 1. vyd. Bratislava, VSAV, 304 s.
Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. 1. vyd. Bratislava, VSAV, 188 s.
Andrusov, D. — Čorná, O.: Über des Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen. Geol. práce (v tlači).
Auboin, J. 1961: Propos sur les géosynklinaux. Bull. Soc. géol. de France, 7me sér., III (Paris), p. 629—702.
Bogdanoff, A. 1962: Sur certains problémes de structure et d'histoire de la plateforme de l'Europe orientale. Bull. Soc. géol. France, 7me sér., 4 (Paris), p. 898—911.
Bogdanoff, A. in Bogdanoff et al. 1964: Tectonics of Europe. 1st ed. Moskva, Nauka, 360 s.
Bubnoff, S. V. 1930: Geologie von Europe II. 1. er Ln ver Bornträger. 1 Aufl., Berlin, 690 s.
Burkhart, J. 1970: The crystalline core of the Tatra Montains: a case of polymetamorphism and polytectonism. Ecl. geol. Helv. 63, 1 (Basel), p. 53—56.
Cambel, B. — Čorná, O.: Stratigrafija kristalličeskogo osnovanija massiva Malych Karpat v svete palinologičeskich issledovanij. Geol. Zbor. 25, 2 (Bratislava), s. 241—255.
Čorná, O. 1968: Sur la trouvalle de restes d'organismes dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava), 12, s. 303—309.
Eysinga, F. van 1975: Geological Time Table. 3rd ed. Elsever. Amsterdam.
Choubert, G. — Faure-Muret, A. 1973: Tektonika Afriki. Moskva, Izd. Mir, 540 s.
Čorna, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v batliarskich slojach (Spišsko-gemerskije Rudnyje gory), Geol. Zbor. 23, 2 (Bratislava), s. 379—382.
Dorn, P. 1951: Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 474 s.
Dvořák, J. — Paproth, E. 1969: Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Variscíden. N. Jb. Geol. u. Pal. Mh. 1963 (Stuttgart), s. 65—132.
Dudek, A. — Suk, M. 1965: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. Ber. geol. Ges DDR 10 (2), (Berlin), s. 147—161.
Ellenberger, F. 1965: Le „style pennique" rheomorphisme ou cisaillement? Application au Grand Paradis. C. R. Acad Sc., Groupe 9, 260 (Paris), p. 4008—4011.
Elleberger, F. 1970: Massifs hercyniens. Encyclopedia universalis 8 (Paris), s. 12—16.
Dirkenstein, G. — Solovjev, B. — Chain, V. 1975: K probleme rajonirovanija srednej Evropy po vozrastu skladčatogo osnovanija. Geotektonika, No 3. Moskva, s. 3—14.

Furon, R. 1964: Infracambrien. Lex. Strat. Int. VIII-Termes strat. majeurs. GGI Cimission de strat. C.N.R.S. (Paris), p. 1—74.
Gärtner, H. v. 1967: Zur tektonischen und magmatischen Entwicklung der Kratone. Geotektonische Tagung Berlin 1967 (Berlin), s. 117—145.
Gärtner, H. v. et al., 1968: Guide to excursion C 34. Feder. Rep. of Germany. Saxothuringicum in Bararia. (Hannover), p. 1—160.
Hedberg, H. 1974: Draft of International stratigr. Guide. JGSC Circul No. 47, oct. 28, 1974, 148 p.
Choubert, G. Faure-Muret, A. 1968: Le probléme tu Cambrien en Afrique Nord-orientale. Revue de Geogr. Phys. et de Géol. dyn (2), 10, 4 (Paris), p. 289—310.
Jäger, E. 1973: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Ecl. geol. Helv. 66/1 (Basel), s. 11—21.
Jäger, E. — Niggli, E. — Wenck, F. 1967: Rb-Sr Altersbestimmungen Glimmern der Zentralalpen. Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F), 134 (Bern) str.
Jung, J., Symposium 1971: (Clermont-Ferrand), 607 s.
Kamenický, L. 1973: Relation of the Cristalline of the Central West Carpathians to the adjacent areas Geolog. Carpathica 24, 2 (Bratislava), p. 303—314.
Kamenický, L. — Katlovský, V. — Marschalko, R. — Medveď, J. 1974: Príspevok k charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. Mineralia slov., 4, s. 311—398.
Kantor, J. 1959: Príspevok ku geochronolgóii nízkotatranských granitoidov. Geol. práce, Zoš. 55 (Bratislava), s. 150—169.
Kantor, J. 1959: Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlíc podľa rádioaktívneho rozpadu (K^{40}. Geol. zbor., 10, (Bratislava), s. 89—96.
Kantor, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K^{40} metódy. Geol. práce, Spr. 16 (Bratislava), s. 5—10.
Kantor, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. práce. Spr. 19 (Bratislava), s. 1—26.
Kantor, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des west-karpatischen Kristallins. Geol. práce, Zoš. 60 (Bratislava), s. 303—318.
Kettner, R. 1913: Přehled geologie zemí koruny české. Praha, nakl. Weinfurster, 59 s.
Klinec, A. — Planderová, E. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 95—104.
Konior, K. 1974: Budova geologiczna „vypiatrzenia rzeszotarskiego" w świetle najnowszych danych wiertnicznych i geologicznych. Rocz. Pol. Tow. geol. 44 (2—3) Kraków), s. 321—375.
Krylov, I. 1975: Stromatolity rifeja i fanerozoika SSR. Moskva, Izd. Nauka, 243 s.
Lorenz, W. — Burmann, G. 1972: Alterskriterien für des Präkambrium am Nordrand der Böhmischen Masse. Geologie 21 (4—5), (Berlin), s. 405—433.
Lotze, F. — Schmidt, K. 1966: Präkambrium (Hanb. stratigraphischer Geologie 13, 1 (Stuttgart), 388 s.
Maheľ, M. at al. 1974: Tectonics of the Carpatho-Balkan Regions. KBA. Geol. Inst. D. Štúr (Bratislava), 455 s.
Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (ed.) 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha, 224 s.
Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (ed.) 1961: Tektonický vývoj československa. Praha, 249 s.
Nowak, J. 1927: Zarys Tektoniki Polski. 2. Zjazd slow. geogr. i etnogr. (Kraków), s. 1—160.
Pantot, G. — Le Pichon, X. 1974: Résultats scientifiques du programme Joides. Bull. Soc. géol. de France, 7-me sér. 5—6 (Paris), p. 403—425.
Pouba, Z. 1973: Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (1). Praha, 59 s.
Rutten, M. 1962: The geological Aspects of the Life on Earth Elsevier Monographs. Amsterdam — N. York, 146 p.
Sanduiescu, M. 1974: Essai de synthése structurale des Carpathes. E. un. extraord. Soc. géol. de France en Roumanie. Prétirage.
Semenenko, N. — Tkačuk, L. — Danilovič, J. 1969: Objasnitelnaja zapiska

o karte metamorfitov vostočn. ukrajinskich Karpat. Acta Geol. Ak. S. Hung. 13 (Budapest), s. 21—25.
Semenenko, N. — Tkačuk, L. — Zajdis, B. — Denmidenko, S. — Kotlovskaja, F. 1969: Itogi issledovanik vypolnenych v Sov. Sojuze po absolutnoj geochronologii geol. formacij Ukrajin. Karpát i sopredelnych territorij. Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 13 (Budapest), s. 359—382.
Sőnenberg, R. 1970: Das variszische Orogen im Raume der Sudost-Alpen Geotekt. Forschungen 35 (Stuttgart), s. 1—22.
Stille, H. 1951: Das mittleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte zum Geol. Jahrb. 2 (Hannover), s. 1—138
Suess, F. E. 1908: Die Beziehungen zw. dem moldanubischen und dem morawischen Grundgebirge in dem Gebiete v. Frain und Geras. Verh. geol. Richjanst, No 17—18 (Wien), s. 395—412.
Suess, F. E. 1926: Intrusionstektonik u. Wandertektonik im variszichen Grundgebirge (Berlin), s. 1—268.
Suk, M. — Krupička, J. — Pelc, Z. 1968· GGI. Guide to Excursion. Praha, s. 1—43.
Szádecky-Kardoss, E. — Juhász, A. — Balázs, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der Metamorphite von Ungarn. Acta geol. Ac. Hung. 13, (Budapest), s. 27—34.
Šmejkal, V. 1964: Absolutní stáří některých vyvrelých a metamorfovaných hornín českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. (I). Sb. geol. věd 64 (Praha), s. 121—136.
Tamain, G. — Outracht, A. 1975: Les cycles cadomien et hercynien dans la Meseta Iberique mér. et le Massif Armoricain. 96me Cong. nat. soc. savantes. Sc. II (Toulouse), p. 269—313.
Thiele, O. 1974: The austrian Part of the Bohemian Massif. In M. Maheľ: Tectonics of the etc. Bratislava, p. 414—417.
Timofejev, B. 1973: Mikrofitofossilii dokembrija Ukrajiny. Ak. Nauk SSR. Institut geologii i geochronologii dokembria. Vyd. Nauka (Leningrad), s. 1—58.
Trunkó, L. 1969: Geologie von Ungarn. Berlin — Stuttgart Gebr. Borntraeger, 257 s.
Vejnar, Z. 1965: Bemerkungen zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelböhmischen Algonkium un dem Moldanubikum N. Jb. Geol. u. Pal. Mh. B, 42 (Stuttgart), s. 102—111.
Vejnar, Z. 1971: Grundfragen des Moldanubikums und seirse Stellung in der Böhmischen Masse. Geol. Rundsch. 60 (Stuttgart), s. 1455—1465.
Wein, G. 1969: Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. Acta Geolcgica Ac. Sc. Hung. 13, (Budapest), p. 399—436.
Znosko, J. 1974: Platforms of the Foreland. Polish carpathian foreland. In Maheľ M. et al. Tectonics of the carpathianbalkan regions. Bratislava, p. 431—443.
Zoubek, V. 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophyliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogénes des Carpathes occidentales. Knih. St. geol. úst. 13 A (Praha), p. 353—358.
Zoubek, V. 1948: Poznámky ku geologii krystalinika Českého masívu. Sbor. St. Geol. úst. 15 (Praha), s. 339—398.
Zoubek, V. 1953: III. zpráva o výzkumu mapování jihočeské grafitové oblasti. Věst. ÚÚG, 28 (Praha), s. 40—41.
Zoubek, V. 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo rozvitija centrálnych Karpát v domezozojskich period. Mat. Karpato-Balk. ass. No. 1 (Kijev) (russ.), s. 31—39.
Zoubek, V. 1965: Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. Freiherger Forschungshefte C 190, Geologie XVI. Berung Huttennännische Tag vom 20. bis 23. Mai 1964 in Freiberg (Leipzig), s. 129—148.
Zoubek, V. — Malkovskij, M. 1974: The Czechoslovakian part of the Bohemian massif. In Maheľ M., at al.: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Martin, p. 407—414.

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 113--132

PREDTERCIÉRNE FORMÁCIE BAZITOV ZÁPADNÝCH KARPÁT

(1 obr. a 2 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA*

Les formations prétertiaires des roches basiques des Carpates Occidentales

Les roches basiques et ultrabasiques, même leurs équivalents métamorphiques sont présents dans les différentes unités tectono-stratigraphiques alpines et préalpines des Carpates occidentales. L'auteur essaie de les diviser en plus grands ensembles génétiques — en formations magmatiques.

V ostatných rokoch sa štúdiu bázických eruptív v celosvetovom meradle pripisuje veľký význam najmä z týchto dôvodov:

a) Bazity (*) a ultrabazity (**) determinujú prítomnosť oslabených zón (hlbinných zlomov, resp. zlomových systémov) zemskej kôry, ktoré majú spravidla hlboký dosah a veľkú smernú dĺžku.

b) Prítomnosť telies bazitov a ultrabazitov indikuje existenciu pohybov blokov zemskej kôry v zmysle teórií blokovej tektoniky.

c) Formácie bazitov a ultrabazitov sú často nositeľmi zrudnenia rozličného typu (magmaticko-segregačné, likvidnomagmatické, hydrotermálne, sedimentárno-exhalačné).

d) Sú dôležitým kritériom pri riešení paleogeografie útvarov (komplexov), v ktorých vystupujú.

Štúdiu zákonitostí vzniku prirodzených asociácií eruptív zhodného, resp. blízkeho veku a genézy, t. j. magmatických formácií, venujú zaslúženú pozornosť najmä v ZSSR. Etapu zbierania faktov zavŕšil Ju. A. Kuznecov (1964), ktorý podal klasifikáciu magmatických formácií orogénnych a platformových oblastí. Z ostatných rokov vzbudili pozornosť najmä práce E. K. Ustieva (1970) a G. M. Zaridzeho (1970). Okrem prác, ktoré sa dotýkajú základ-

(*) Pod týmto súborným označením chápem hlbinné, podpovrchové a výlevné typy bázických eruptívnych hornín. Toto označenie ďalej používam vtedy, keď petrografický charakter telies bazitov nie je dostatočne známy, resp. keď ide o viacej typov bázických eruptívnych hornín.

(**) Termín ultrabazity používam na spoločné označenie rozličných typov ultrabázických hornín bez ohľadu na ich genézu. Z uvedeného vyplýva aj náplň termínu „metabazit" (t. j. metamorfovaná bázická eruptívna hornina) a „metaultrabazit" (t. j. metamorfovaná ultrabázická hornina).

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Katedra petrografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

ných geologických problémov vzniku a priestorovej i časovej lokalizácie konkrétnych magmatických formácií vzhľadom na vývoj geosynklinál rozličného typu, sú nemenej významné i práce, ktoré doviedli výsledky štúdia magmatických formácií do praktickej roviny, t. j. do roviny vzniku rudných akumulácií. Sem patrí v prvom rade práca Ju. A. Bilibina (1961), prípadne i ďalších autorov.

Z doterajších štúdií bazitov a ultrabazitov Západných Karpát možno zostaviť základnú charakteristiku ich priestorového a časového rozmiestnenia, prípadne podať ich základnú petrografickú a geochemickú charakteristiku. V prácach celého radu autorov sa spravidla opisujú bazity a ultrabazity jednej jednotky, prípadne horniny blízkeho petrografického typu. Len ojedinelé sú pokusy o prehľad vývoja väčších komplexov bazitov a ultrabazitov v priestore a čase (V. Zoubek 1949, D. Andrusov 1953, D. Hovorka 1967, J. Vozár 1968). Vychádzajúc z uvedeného, predkladaná práca predstavuje pokus o členenie bazitov a ultrabazitov Západných Karpát z hľadiska ich príslušnosti k rozličným magmato-vulkanickým formáciám. Do úvahy beriem len bazity tých magmato-vulkanických komplexov, v ktorých sú bazity podstatne zastúpenými členmi. Je prirodzené, že predložená schéma členenia predterciérnych bazitov a ultrabazitov nemôže zachytiť a zohľadniť všetky jednotlivosti a osobitnosti najmä telies málo známeho zloženia, prípadne nateraz nedoriešeného stratigrafického postavenia. Na druhej strane z ďalšieho vyplynie, ktorým problémom bude treba v budúcnosti venovať zvýšenú pozornosť.

Pri členení predterciérnych bazitov a ultrabazitov Západných Karpát vychádzam najmä z definície magmatických formácií Ju. A. Kuznecova (1964) s tým, že konkrétne názvy formácií Západných Karpát uvádzam podľa charakteristických horninových typov. Pretože sa v súborných prácach ostatných rokov stále častejšie upúšťa od Stilleho (1953) schémy jednotného uplatnenia magmaticko-vulkanickej aktivity v geosynklinálnych oblastiach, pre vyčlenené magmatické formácie Stilleho terminológiu nepoužívam.

Pri označovaní efuzív, resp. formácií vychádzam v podstate z klasifikácie A. Streckeisena (1967). Podľa neho platia pri označovaní efuzív (okrem iných) tieto zásady:

a) predneoidné efuzívne horniny sa nemajú označovať podľa stratigrafickej príslušnosti, ale podľa príslušných „neovulkanických" typov;

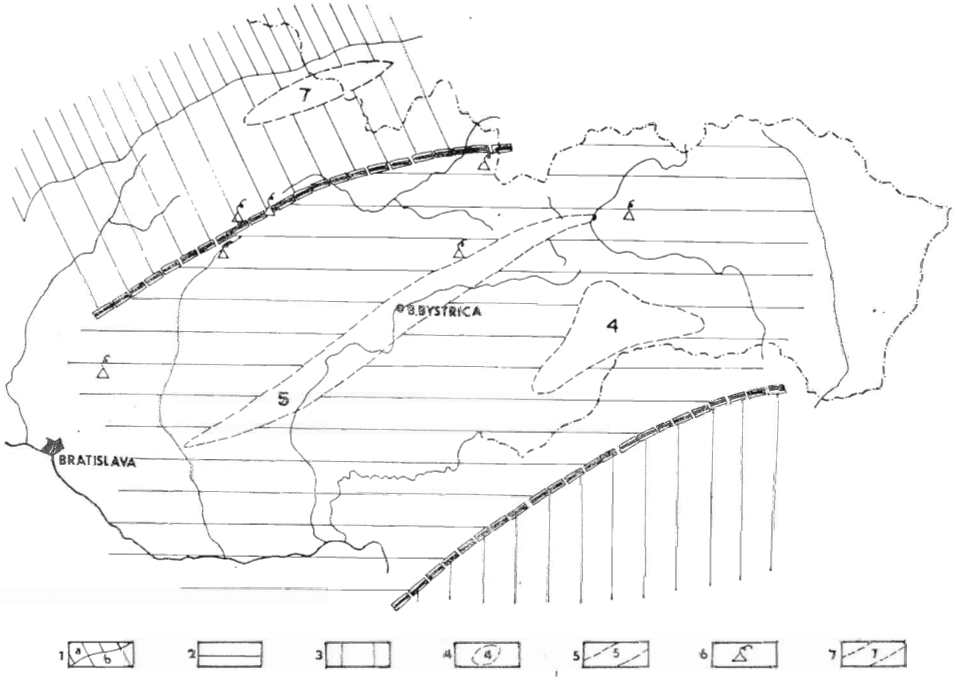
b) nepoužívať označenie „melafýr", resp.

c) používať označenie diabáz, spilit a i. len v prípadoch, keď je toto označenie daných hornín už zaužívané. Preto ďalej použité označenie hornín a formácií predstavuje (podobne ako je to aj v návrhu A. Streckeisena 1967) kompromis medzi tradíciou a racionálnou nomenklatúrou.

Metabazity a metaultrabazity tatridného a severoveporidného kryštalinika

Metabazity v metamorfovaných komplexoch jarabskej (tatranskej) série predstavujú metamorfované eruptíva a ich pyroklastiká (V. Zoubek 1936, D. Hovorka 1968). Charakteristické pre ne sú tieto spoločné znaky:

1. Tvoria s okolitými metasedimentmi konformné šošovkovité, doskovité až



Obr. 1. Mezozoické formácie bazitov Západných Karpát

1 — Český masív (a — na povrchu; b — v podloží flyšových Karpát); 2 — slovenský blok; 3 — panónsky blok; 4 — alpínska ofiolitová formácia Spišsko-gemerského rudohoria; 5 — koreňová oblasť krížňanského príkrovu (priehlbeninový typ — M. Mahel et al. 1967) = oblasť vrchnojursko-spodnokriedového vulkanizmu (augitit-limburgitová formácia); 6 — ďalšie výskyty vulkanitov augitit-limburgitovej formácie; 7 — spodnokriedová tešinit-pikritová formácia.

Fig. 1. Mesozoic formations of basites in the West Carpathians

1 — Bohemian massif (a — at the surface; b — in the basement of the flysch Carpathians); 2 — Slovak block; 3 — Pannonian block; 4 — Alpine ophiolite formation of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.; 5 — Root area of the Krížna nappe (trough type — M. Mahel et al. 1967) = area of Upper Jurassic — Lower Cretaceous volcanism augitite—limburgite formation); 6 — Other occurrences of volcanics of the augitite-limburgite formation; 7 — Lower Cretaceous teschenite-picrite formation.

tenkolavicovité telesá. Zriedkavo (pri danom stupni odokrytia) vidieť na nich zjavy tektonického rozblokovania, budináže.

2. Ich vertikálne a laterálne rozmiestnenie je v uvedenom komplexe kryštalinika veľmi nerovnomerné. Telesá metabazitov sú najhojnejšie v podloží hronského synklinória, resp. v jeho smernom pokračovaní (telesá v kraklovskom kryštaliniku v širšom okolí Brezna, v oblasti Pohronskej Polhory, Heľpy, na sv. svahoch Veľkého boku a i.). Nerovnomerné vertikálne zastúpenie metabazitov v tejto sérii dokumentuje napr. zistenie Š. Kahana (1969) zo Západných Tatier, kde sú telesá metabazitov výrazne hojnejšie v „nadložnom" komplexe metamorfitov.

3. V rámci bázického magmatizmu série sa uplatnili aj procesy diferenciácie za vzniku ultrabázických členov danej asociácie. Ultrabázické horniny majú dnes charakter serpentín-tremolit-mastenec-chloritických hornín (Pohronská Polhora, Beňuš a i.). V prípade, že tvorili súčasť pretepleného plášťa granitoidných masívov, boli dehydratované za vzniku (deutero-) peridotitov (Veľká lúka, Filipovo, teleso v doline Hudák pri Mýte pod Ďumbierom a i.). Na metabazity, resp. metaultrabazity tohto typu sa viaže aj zvýšené množstvo sírnikov Fe a Cu (Heľpa, Pohronská Polhora).

4. Na základe súčasných priestorových vzťahov metabazitov (+ metaultrabazitov) a metasedimentov jarabskej série treba predpokladať hypoabysálnu až abysálnu diferenciáciu bázickej magmy jarabskej série.

V prípade, že berieme do úvahy len typy nepostihnuté alpínskou rekryštalizáciou, ďalej hydrotermálne nepremenené a migmatitizáciou neovplyvnené horninové typy, ako aj za predpokladu, že regionálna dynamometamorfóza daného komplexu mala v podstate izochemický charakter, pôvodné zloženie metabazitov tatridného a severoveporidného kryštalinika je najbližšie chemickému zloženiu toleitických až na Al bohatých bazaltov (v zmysle H. Kuna 1966).

Na základe úplne prevládajúcich pôvodných hornín typu gabier, diabázov, spilitov a ich pyroklastík a na základe prítomnosti ultrabázických členov tejto asociácie označujem celú formáciu ako **gabro-peridotitová formácia.** Jej petrochemickú charakteristiku a odlišnosti od ďalších formácií ultrabazitov uvádza práca autora (D. Hovorka, v tlači). V zmysle klasifikácie Ju. A. Kuznecova (1964) predstavuje gabro-pyroxenit-dunitovú formáciu, zatiaľ čo podľa klasifikačnej schémy G. M. Zaridzeho (1970) zodpovedá hyperbazit-bazitovej formácii sialického profilu.

V prípade, že akceptujeme všeobecne prijímané názory o priebehu maxima magmaticko-vulkanickej aktivity v raných štádiách vývoja geosynklinálnych priestorov v intrageoantiklinálnych zónach, vtedy najmohutnejšie výskyty hornín gabro-peridotitovej formácie danej série lokalizujú priebeh takýchto zón v období staršieho proterozoika — staršieho paleozoika (?) v oblasti Západných Karpát. Ide v podstate o zónu nachádzajúcu sa v centre priestoru medzi podolským a panónskym blokom.

Zaujímavá je problematika vekových vzťahov medzi rozličnými horninovými typmi (masívmi) gabro-peridotitových formácií, o ktorej sa v súčasnosti veľmi diskutuje. Ide pritom o vzťahy preniku (intrúzie — protrúzie) bázických a ultrabázických hmôt k zemskému povrchu. Zatiaľ čo sa pri bázických magmách prevažne predpokladá prenik na zemský povrch (diabáz — spilitový vulkanizmus), prípadne podpovrchové intrúzie v pokojných tektonických pod-

mienkach (ide teda o typickú „predorogénnu formáciu"), prenik nediferencovanej ultrabázickej hmoty vrchného plášťa sa spravidla viaže na prvé prejavy stláčania daného sedimentačného priestoru („protrúzie"). Keďže v prípade telies metabazitov a metaultrabazitov tatridného a severoveporidného kryštalinika ide o telesá priestorovo veľmi zblížené a zároveň s jednotnou genézou, za najpravdepodobnejší treba pokladať synchrónny prenik týchto základných členov gabro-peridotitovej formácie na zemský povrch.

Metabazity a metaultrabazity juhoveporidného kryštalinika

a) V juhoveporidnom (kohútskom) kryštaliniku sa okrem prevládajúcich metasedimentov vyskytujú aj metabazity a metaultrabazity. Pretože intenzita regionálnej dynamotermálnej premeny celej sedimentárno-vulkanickej série (kohútska, resp. kokavská séria) dosahuje len podmienky fácie zelených bridlíc, príp. fácie albit-epidotických amfibolitov, metabazity majú prevažne charakter epidotických amfibolitov a rozličných typov zelených bridlíc, prípadne aj metagabier a metadioritov.

Produkty magmatickej aktivity v kokavskej sérii majú vcelku malé, ale plošne viac-menej pravidelné zastúpenie. Zaujímavé, a zatiaľ geneticky nedocenené a nedoriešené, sú priestorové vzťahy tenkodoskovitých telies metabazitov v muránskych žulorulách, pričom metabazity majú často len niekoľkocentimetrovú mocnosť pri súčasne značnej smernej dĺžke. Tieto priestorové vzťahy vylučujú magmatický, synkinematický pôvod žulorúl a metabazitov a súčasne indikujú ako najpravdepodobnejší extruzívno-sedimentárny spôsob vzniku daného komplexu žulorúl a metabazitov. Ak vychádzame z charakteristického chemického zloženia žulorúl, ktoré nemá medzi plutonitmi Západných Karpát obdobu, možno ich chápať ako metamorfované kyslé členy diferencovaného vulkanického komplexu. Keď vychádzame zo zjavne bazaltického (t. j. diabázovo-spilitického) chemického zloženia primárnych hornín metabazitov kohútskeho kryštalinika, sa javia logickým komplementárnym členom bazitov danej formácie jej kyslé členy, najpravdepodobnejšie (kremito-) keratofýrového typu.

Takouto interpretáciou možno logicky vysvetliť tesné priestorové vzťahy medzi metabazitmi a ortorulami, ktoré predstavujú členy pôvodnej spilit-(kremito-) karatofýrovej formácie kohútskeho kryštalinika (kohútska, resp. kokavská séria). Pôvodné spility a (kremité) keratofýry sa navzájom vertikálne a laterálne striedali, pričom prevaha kyslých členov vulkanickej sekvencie je výrazná vo východnej časti kokavskej série.

Tak k doterajším názorom o genéze muránskych žulorúl, t. j. že tieto žuloruly predstavujú a) synkinematické intruzíva, b) metamorfované magmatity, c) produkt premeny superkrustálnej série, d) ekvivalenty leptitových rúl, pribúda uvedená alternatíva ich vzniku, ktorá je však zároveň len konkretizáciou predstavy uvedenej v bode c.

Komplex žulorúl a metabazitov predstavuje produkt premeny prevažne afuzív a pyroklastík **spilit-(kremito-) keratofýrovej formácie**, ktorá svojím rozsahom patrí k najmohutnejším predalpínskym magmatickým formáciám Západných Karpát.

b) Metaultrabazity kohútskeho kryštalinika majú charakter serpentinitov lherzolit-harzburgitového typu. Od telies metaultrabazitov tatridného a severo-

veporidného kryštalinika sa odlišujú svojou geologickou pozíciou, chemickým zložením (hlavné i stopové prvky), asociáciami rudných minerálov a i. (D. Hovorka 1967). Predstavujú najpravdepodobnejšie materiál vrchného plášťa vytlačený do terajšej pozície pred vyvrcholením dynamickej regionálnej premeny sedimentov uvedenej série. Na riešenie vekových vzťahov metabazitov a metaultrabazitov kohútskeho kryštalinika nie sú zatiaľ k dispozícii konkrétne údaje. Na základe geologickej pozície, petrografického a petrochemického charakteru telies ultrabazitov (D. Hovorka 1965; v tlači) zaraďujem ich do vrchnoplášťovej **lherzolit-harzburgitovej formácie.** Zodpovedajú hyperbazitovej formácii Ju. A. Kuznecova (1964), resp. dunit-peridotitovej formácii G. M. Zaridzeho (1970).

Na základe predchádzajúcich úvah možno dospieť k záveru, že muránska línia (zlomové pásmo) rozdeľuje centrálne Západné Karpaty na dve oblasti: a) severnú, v ktorej sa nediferencovaný ultrabázický materiál vrchného plášťa nevyskytuje, b) južnú, v ktorej sú prítomné ultrabázické telesá vrchnoplášťového pôvodu (kohútske kryštalinikum, mladšie paleozoikum, trias). Značí to, že v južných zónach centrálnych Karpát boli priaznivejšie podmienky („vnútený" tektonický režim) na prenik bázicko-ultrabázickej vrchnoplášťovej hmoty smerom k povrchu ako v severnejších (externejších) zónach.

Produkty vulkanickej činnosti v devóne

Vrchný sedimentárno-vulkanický komplex staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria autori väčšinou chápali a chápu ako samostatný sedimentárno-vulkanický komplex (rakovecká séria). V ostatných rokoch sa však objavili aj názory o jej príslušnosti k jednotnej staropaleozoickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria (P. Grecula 1970).

Typickým členom rakoveckej, resp. jednotnej paleozoickej série, ktorá je najpravdepodobnejšie devónskeho veku, sú produkty mohutnej vulkanickej činnosti bázického charakteru. Ide prevažne o výlevy a ich pyroklastiká, menej sú v danom komplexe zastúpené hlbinné a hypoabysálne formy magmatickej aktivity. Pri horninách, ktoré sa v minulosti označovali ako diabázy, diabázové porfyrity a ich pyroklastiká (L. Kamenický — M. Marková 1957), sa v ostatnom čase preukázala aj ich spilitická povaha (J. Gubač 1969). Súčasne boli medzi prevládajúcimi bázickými efuzívami zistené aj kyslé členy (Š. Bajaník 1969). Prítomnosť kyslých, resp. intermediárnych horninových typov v danom vulkanickom komplexe, preukázanie spilitov na základe minerálnych asociácií a chemického zloženia spolu so zistenými „pillow" textúrami efuzív (Š. Bajaník, ústne oznámenie) viedli Š. Bajaníka (v tlači) k označeniu uvedeného komplexu ako spilit-keratofýrová, resp. spilit-diabáz-keratofýrová formácia. Na základe prítomnosti spilitizáciou nepostihnutých bázických efuzív typu diabázov (pričom vzájomný podiel diabázov, spilitov a keratofýrov v predmetnej formácii nie je zatiaľ kvantitatívne zhodnotený) možno pre túto formáciu súhlasne s Š. Bajaníkom (v tlači) použiť označenie **spilit-diabáz-keratofýrová formácia.**

V metasedimentoch harmónskej série Malých Karpát (devón?) tvoria bázické eruptíva lávové prúdy a medzivrstvové intrúzie typu gabroamfibolitov (B. Cambel 1954). Hojný pyroklastický materiál rozličného typu svedčí

o extruzívnom charaktere vulkanickej aktivity v uvedenom sedimentárno-vulkanickom komplexe. Podľa vysokého podielu albitovej zložky v plagioklasoch predpokladal B. Cambel (l. c.) uplatnenie sa albitizačných procesov v bázických eruptívach.

Podľa súčasných poznatkov zapadajú nevýrazne dynamicky metamorfované bázické eruptíva harmónskej série Malých Karpát do radu hornín spilit-diabáz-keratofýrovej formácie gemeridného paleozoika.

Bazity a ultrabazity v karbóne

Karbón je v Západných Karpatoch najviac rozšírený v najjužnejšej tektonickej jednotke — v gemeridách. V oblasti tatroveporíd sa zachovali len izolované výskyty v niektorých jadrových pohoriach, resp. veporidných zónach Slovenského rudohoria. Telesá v karbóne chočského príkrovu sú najpravdepodobnejšie členmi permskej vulkanickej aktivity, a preto ich uvádzame v ďalšej kapitole.

Bázické eruptívne horniny sú sústredené najmä v južnom pruhu gemeridného karbónu. Reprezentujú ich hlbinné, prípadne hypoabysálne telesá, diabázy spilitického vývoja a pyroklastické horniny. Práve prítomnosť bázických efuzív dokazuje synchrónnosť bázického vulkanizmu a dúbravských vrstiev v gemeridnej oblasti.

Spomedzi drobných výskytov karbónu v tatroveporidnej oblasti vystupujú drobné telesá metamorfovaných bázických eruptív (epidotické amfibolity, J. Kamenický 1961 in B. Cambel — J. Kamenický — E. Krist 1961) iba v metasedimentoch karbónu Považského Inovca.

V pruhu juhogemeridného karbónu sú okrem bazitov aj telesá metaultrabazitov, prevažne serpentinitov. V zmysle predchádzajúcich interpretácií autora (D. Hovorka 1967) ide o telesá vekove zhodné s telesami v triase gemeríd.

Podľa predbežného petrografického výskumu zodpovedajú bazity v karbóne najskôr **spilit-diabázovej formácii.**

Produkty vulkanizmu v perme

Perm v oblasti Západných Karpát reprezentuje lagunárno suchozemský (len výnimočne morský) typ sedimentov, ktoré vznikli v epivarískej etape. Charakteristická je aj prítomnosť mohutného komplexu vulkanitov premenlivého zloženia.

V závislosti od menlivého tektono-magmatického režimu produkty magmatickej (vulkanickej) aktivity v perme majú veľmi variabilný charakter. Ide v podstate o horniny radu (paleo-)bazalt — (paleo-)andezit — (paleo-)ryolit (resp. podľa zaužívanej nomenklatúry vulkanity radu melafýr — porfyrit — kremitý porfýr). Charakteristické pre danú asociáciu je, že intermediárne členy (paleoandezity) sú oproti kyslým a bázickým členom zastúpené len podradne. Vulkanické horniny sú najmä v týchto jednotkách: v perme chočskej jednotky („melafýrová séria"), v perme severogemeridnej a juhogemeridnej synklinály, v ľubietovskom perme, príp. i v ďalších výskytoch.

Produkty vulkanickej aktivity v centrálnych Západných Karpatoch možno rozdeliť na dve základné asociácie:

a) kyslé efuzíva a ich pyroklastiká (prevažne paleoryolity — kremité porfýry rozličného štruktúrneho vývoja),

b) diferencovaná séria vulkanitov radu (paleo-)bazalt — (paleo-)andezit — (paleo-)ryolit.

Produkty prvého typu vulkanickej aktivity sú málo diferencované a vystupujú prevažne v podobe malých telies na veľkom plošnom areáli situovanom mimo oblasti výskytov vulkanitov diferencovaného radu (typ b). Posledné sa viažu na jednu tektonickú jednotku — perm chočského príkrovu („melafýrová séria" D. Andrusova 1959).

Rozdiely v charaktere produktov vulkanickej aktivity sú odrazom tektonických podmienok, hĺbky vulkanických centier a vývoja magmy v intratelurickom a telurickom štádiu. Zatiaľ čo v prípade roztrúsených výskytov (paleo-) ryolitového vulkanizmu išlo o plytko založené centrá v stabilnejších podmienkach (stabilnejšie časti „slovenského bloku"), v prípade diferencovaného radu bázických až kyslých vulkanitov išlo o produkty vulkanickej aktivity v chočskej jednotke. Táto oblasť predstavovala subsidenčne klesajúcu zónu žľabovitého typu s vývinom pozdĺžnych zlomov veľkej smernej dĺžky (J. Vozár 1968). Podľa uvedeného autora bola vulkanická aktivita v perme chočského príkrovu výraznejšie dvojfázová; produkty prvej erupčnej fázy boli acidnejšie ako produkty druhej fázy.

Na tomto mieste treba uviesť, že označenie „melafýrová séria" za daného stavu poznania jej členov je málo vhodné. Produkty vulkanickej aktivity v chočskej jednotke majú výrazne kyslý (ojedinele obsah SiO_2 až nad 70 %) až výrazne bázický i ultrabázický charakter (analýzy in J. Vozár 1973). I napriek tomu, že zvýšený obsah SiO_2 v dôsledku naloženej hydrotermálnej aktivity v horninách vulkanického komplexu je možný, miestami vysoký obsah alkálií, najmä Na_2O, nie je pravdepodobne dôsledkom hydrotermálneho prínosu. Lokálne zvýšený obsah Na_2O je odrazom trachytického trendu vo vývoji pôvodných vulkanitov chočskej jednotky, resp. vo vulkanitoch permu Západných Karpát. Takýto trend vývoja kyslých vulkanitov v danej pozícii zistil už v minulosti M. Slavkay (1965) v oblasti Poník. Vychádzajúc z uvedeného, ako aj z tendencie ukončiť vulkanický cyklus v perme najbázickejšími členmi (II. vulkanická fáza J. Vozára 1968), navrhujem označiť celú permskú formáciu eruptív Západných Karpát ako **(paleo-) bazalt — (paleo-) ryolitovú formáciu.** Ide o typickú „kontrastnú" formáciu T. I. Frolovej et al. (1972). Pre takýto typ je v podstate charakteristický bimodálny charakter. D. Andrusov (1959) a M. Maheľ (1974) na rozdiel od J. Vozára (1968) pokladali uvedenú formáciu za produkt subsekventného vulkanizmu variského cyklu. J. Vozár (1968) začlenil permské vulkanity Západných Karpát do dvoch tektonických cyklov: a) kyslé eruptíva najmä severogemeridného mezozoika a v sérii Drienku pokladal za produkt subsekventného vulkanizmu variského cyklu; b) diferencovaný komplex melafýrov melafýrovej série považoval za produkt vulkanizmu embryonálneho vývojového štádia („embryonálny vulkanizmus") alpínskeho cyklu.

Z hľadiska členenia eruptív do magmatických formácií priradenie produktov vulkanickej aktivity v jednom útvare, t. j. v perme, dvom tektonickým cyklom je málo vhodné. Pretože magmaticko-sedimentárny vývoj geosynklinál, resp. vznik predorogenetických magmatických formácií z hľadiska klasických predstáv i predstáv blokovej tektoniky sa vždy začína ofiolitovými, t. j. bázicko-

ultrabázickými komplexami eruptív, logickejšie je pokladať vyčlenenú (paleo-) bazalt — (paleo-)ryolitovú formáciu za postorogénnu (teda subsekventný až finálny vulkanizmus H. S t i l l e h o 1958). Zmeny v chemickom zložení eruptív melafýrovej série smerom k najmladším a zároveň najbázickejším členom, ktoré zistil J. Vozár, len potvrdzujú ukončenie celej vulkanickej suity bázickými (t. j. finálnymi) členmi.

Bazity a ultrabazity v triase Spišsko-gemerského rudohoria

V pruhoch triasu, ktoré zo severu a z juhu lemujú volovecké antiklinórium (ojedinele aj zo strednej časti pohoria), sú známe telesá bázických a ultrabázických hornín. V ostatných rokoch ich študoval najmä J. K a m e n i c k ý (1957), J. K a n t o r (1956), D. H o v o r k a — J. Z l o c h a 1974) a i.

Pritom podobne ako v mnohých ďalších orogénnych oblastiach aj v oblasti Západných Karpát neboli zatiaľ vzťahy bázických magiem (diabázy, spility, prípadne aj keratofýry) a ultrabázických telies vo väčšine prípadov uspokojivo vyriešené. Priestorové, vekové a genetické vzťahy bázických eruptív a ultrabazitov v oblasti Spišsko-gemeského rudohoria možno zhrnúť takto:

Prechodné horninové typy (t. j. plagioperidotity, olivinické gabrá a i.) neboli doteraz medzi bázickými vulkanitmi a ultrabazitmi (pôvodne rôzne typy peridotitov) zistené. V ostatnom čase sa našli niektoré kritériá na riešenie ich vzájomných vekových vzťahov (D. H o v o r k a — J. Z l o c h a 1974).

Podľa geologickej pozície, vzťahov k okolitým horninám a chemického zloženia tvoria bázické a ultrabázické masívy v triase (prípadne i vo vrchnom perme) Spišsko-gemerského rudohoria charakteristickú **alpínsku ofiolitovú formáciu.** Z petrogenetického hľadiska rozličné typy hornín (telies) tejto formácie tvoria:

a) **Nediferencovanú lherzolit-harzburgitovú subformáciu.** Okrem typov uvedených v názve patria do tejto subformácie aj ojedinele zistené dunity a pyroxenity.

b) **Spilit-diabáz-keratofýrovú subformáciu,** ktorá bola definovaná len v ostatnom čase (D. H o v o r k a, v tlači). Vekové vzťahy členov vydelených subformácií vyplývajú z kontaktno-hydrotermálneho pôsobenia bázických magiem na serpentinizované ultrabazity (D. H o v o r k a — J. Z l o c h a 1974).

c) Geneticky odlišnú skupinu metabazitov v karbóne, perme a triase Spišsko-gemerského rudohoria tvoria metabazity s glaukofánom. Vznikli zložitými magmato-metamorfnými procesmi (magmatická diferenciácia, spilitizácia, vysokotlakový metamorfizmus) z hornín spilit-diabáz-keratofýrovej subformácie v tektonicky exponovanej zóne vz. smeru najpravdepodobnejšie počas kriedových fáz alpínskeho orogénu. Pritom v kriede došlo len k dotvoreniu textúrnych znakov a vzniku vysokotlakovej (resp. prechodnej) minerálnej asociácie. Vychádzajúc z ich minerálneho zloženia (prítomnosť glaukofánu) i špecifických podmienok vzniku, zaraďujem ich do **subformácie metabazitov vysokotlakového typu metamorfizmu.**

Zatiaľ čo lherzolit-harzburgitová subformácia reprezentuje svojou priestorovou väzbou na oslabené zóny (hlbinné zlomy) a svojím málo diferencovaným zložením najpravdepodobnejšie nediferencovaný vrchnoplášťový materiál, ktorý

do terajšej pozície prenikol vo forme viacfázových protrúzií (D. Hovorka 1965), horniny spilit-keratofýrovej subformácie netvoria takú geneticky vyhranenú skupinu. Pohyb (intrúzie — protrúzie) bázických a ultrabázických hmôt vyčlenených subformácií do ich terajšej pozície aspoň v období pred vyvrcholením alpínskych tektonických procesov mohol prebiehať v podstate po zhodných prenikových cestách (hlbinných zlomoch, oslabených zónach).

Formovanie a lokalizácia alpínskej ofiolitovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. vznik v najjužnejšej tektonickej zóne centrálnych Západných Karpát, i napriek tomu, že mezozoické komplexy majú veľké rozšírenie (a teda aj rozsiahly sedimentačný priestor), sú podmienené plytším uložením Moho plochy (t. j. v oblasti Západných Karpát najtenšou kôrou) práve v tejto oblasti (J. Beránek — A. Dudek 1972, D. Hovorka — J. Zlocha 1974). V prípade, že súčasná pozícia Moho plochy v oblasti Západných Karpát je mladým fenoménom, maximálne rozšírenie ultrabázických telies práve v gemeridnej oblasti svedčí o malej variabilite hrúbky kôry v období trias — recent v tejto oblasti.

Podľa priestorovej väzby, chemického zloženia a typu hornín ultrabazity v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria predstavujú pri protrúzii len „hlbšie" uviaznuté telesá vrchnoplášťovej hmoty (D. Hovorka 1965).

Eruptíva vrchnej jury — spodnej kriedy centrálnych Západných Karpát

V najvyššej jure a v spodnej kriede centrálnych zón Západných Karpát sa na niekoľkých miestach uplatnila vulkanická činnosť. Pretože okrem známych výskytov, súborne ich spracoval V. Zoubkovský (1949), boli v ostatných rokoch zistené aj ďalšie, uvádzam ich v tab. 1.

Okrem výskytov v tab. 1 patrí do tejto skupiny eruptív pravdepodobne aj teleso dioritu zo Spáleného vrchu v Čiernej hore (O. Fusán 1958), ktorý prenikol cez sedimenty karbónu a permu a spôsobil ich kontaktnú premenu. Výskyt je v pásme severogemeridného mezozoika presunutého cez kryštalinikum Čiernej hory. V dôsledku jeho výrazne odlišnej povahy ho do predmetnej asociácie zatiaľ nezaraďujem.

Z prehľadu výskytov uvedených v tab. 1 zároveň vychodí, že vrchnojursko-spodnokriedové vulkanity v centrálnych Západných Karpatoch vystupujú v týchto jednotkách: v bradlovom pásme stredného Považia, v manínskej sérii Považia, v obalových sériách (vysokotatranskej a ďumbierskej) a v krížňanskom príkrove. Ak vychádzame zo starších názorov (K. Urban 1934), D. Andrusov — M. Kuthan 1944), podľa ktorých sú bázické hypoabysálne eruptíva vystupujúce v triase podpovrchovými formami spodnokriedových vulkanitov, potom v porovnaní s vrchnojursko-spodnokriedovými eruptívami majú vulkanity oblasti Streženíc na Považí, ktoré prenikajú vrchnokriedovými púchovskými slieňmi bradlového pásma, odlišné stratigrafické postavenie. Keďže problematika kontaktného pôsobenia týchto eruptív na okolné sliene nie je jednoznačne vyriešená, uvádzam ďalej len charakteristiku vrchnojursko-spodnokriedových eruptív centrálnych Západných Karpát. Ich spoločné znaky možno zhrnúť takto:

Prehľad výskytov augitit-limburgitovej formácie Centrálnych Západných Karpát Tab. 1

oblasť	lokalita	geol. jednotka	stratigrafia	typy hornín	autor
Malé Karpaty	Staré Bohaté	veternícky príkrov	neokóm	sklovité sivočierne bázikum	M. Mišík — ústne oznámenie
Považská kotlina	Trenčín	chočský príkrov	súhlasná poloha vo vrchnom triase	pyroklastiká	A. Matějka 1932
Považská kotlina	oblasť Trenč. Teplej	manínska séria	postrednotriasové	pyroklastiká	A. Matějka 1932 M. Maheľ 1948
Považská kotlina	oblasť Pov. Bystrica—Podmanín	bradlové pásmo, manínska séria	spodná krieda, vrchná krieda	augitity, augititové mandľovce, pyroklastiká	D. Andrusov — V. Zoubek 1929, V. Zorkovský 1949, L. Mauritz 1969,
Malá Fatra	Višňové	krížňanský príkrov	preniká stredný trias	augitit	D. Andrusov — M. Kuthan 1944
Malá Fatra	Polom	krížňanský príkrov	preniká stredný trias	augitit (?)	M. Mišík — ústne oznámenie
Malá Fatra	Varín	krížňanský príkrov	neokóm	augititová brekcia	D. Andrusov 1953 V. Zorkovský 1956
Chočské pohorie	Čebrať	krížňanský príkrov	neokóm (?)	limburgit, pyroklastiká	J. Sladký 1938
Západné Tatry	Osobitá	vysokotatranská (obalová) séria	titón	limburgity, pyroklastiká limburgitové mandľovce	S. Kreutz 1909, 1913 V. Zorkovský 1949 Z. Kotański — A. Radvanski 1959
Levočské pohorie	Poloma	vysokotatranská (obalová) séria	titón	pyroklastiká limburgitov	M. Mišík 1974
Veľká Fatra	Krpelany	krížňanský príkrov	neokóm	augitity, limburgity	M. Sýkora — ústne oznámenie
Nízke Tatry	Liptovská Štiavnica —Liptovská Lúžna	krížňanský príkrov	neokóm preniká stredný trias	augitity, melafýry pyroklastiká augititov	J. Koutek 1930 A. Bujnovský — J. Vozár 1971
Nízke Tatry	Ďumbier	ďumbierska (obalová) séria	preniká stredný trias	augitit	R. Kettner — J. Šťastný 1929, K. Urban 1934

a) Vulkanická činnosť mala prevažne explozívny charakter. Jej produktom sú rozličné typy explozív — vulkanické brekcie, granulované lávy a i. Lávové prúdy a plytkopodpovrchové formy boli zistené len ojedinele (Osobitá, Višňové, Ďumbier). Pritom veľkosť telies spravidla nepresahuje niekoľko desiatok metrov.

b) Na základe výrazne efuzívneho až explozívneho charakteru sú spodnokriedové eruptíva syngenetickým členom sedimentárneho súvrstvia, v ktorom vystupujú. Synsedimentačný charakter (apt—alb) hornín tohto typu v ostatnom čase zistil aj A. Began et al. (1963) v manínskej sérii v oblasti Považskej Bystrice. Z uvedeného súčasne vychodí, že sa vulkanická aktivita odohrala v pôvodnom sedimentačnom priestore krížňanského mezozoika, v ktorom možno očakávať magmatické krby vulkanitov. Táto predstava je v rozpore s názorom D. Andrusova (1953) spájajúceho výlevy efuzív s vulkanickou činnosťou, ktorá sa odohrala po presune subtatranských príkrovov.

c) Priestorová spätosť vrchnojursko-spodnokriedovej vulkanickej aktivity s určitými tektonickými štruktúrami je v niektorých prípadoch zjavná. Tak je to v prípade vulkanickej aktivity v manínskej sérii a v obale bradlového pásma, kde sa vulkanická činnosť viaže na peripieninský lineament. V prípade vulkanitov obalového mezozoika ďumbierskej zóny, zavrásneného do podložného kryštalinika, sa vulkanická činnosť viaže na tektonické štruktúry vz. smeru. Aj v sedimentačnom priestore krížňanského mezozoika, a to v neokóme, treba predpokladať existenciu zlomového systému orientovaného rovnobežne s priebehom sedimentačného priestoru. M. Mišík (1974) lokalizoval vulkanity v titóne vysokotatranskej série na v—z submarinnú elevá ciu (Osobitá, Poloma v Levočskom pohorí).

d) I napriek svojmu veľkému plošnému rozptylu vo vrchnej jure a spodnej kriede majú eruptívne horniny v podstate zhodný petrograficko-geochemický charakter. Ide o bezživcové, pôvodne sklovité bázické až ultrabázické horniny alkalického charakteru.

e) Čiastočne odlišný charakter majú telesá efuzív vystupujúce v triasových dolomitoch (pravé žily) a neokóme krížňanského príkrovu na sz. svahoch Nízkych Tatier. Podľa A. Bujnovského — J. Vozára (1971, in A. Bujnovský 1971) majú charakter melafýrov. Bázické efuzíva so živcami teda predstavujú v rámci formácie vrchnojursko-spodnokriedových eruptív samostatnú, petrograficky i geochemicky čiastočne odchýlnu skupinu.

Keď sa vychádza z charakteristických znakov eruptív vrchnej jury až spodnej kriedy vnútorných tektonických jednotiek Západných Karpát, celé spoločenstvo eruptív možno označiť ako **augitit-limburgitová formácia.**

Eruptíva spodnej kriedy flyšového pásma

Subvulkanické, vulkanické a ojedinelé aj extruzívne horniny v spodnej kriede hradištsko-těšínskych vrstiev (valanž — spodný apt) krosnianskej jednotky vonkajšieho flyša predstavujú najsevernejšiu (najexternejšiu) predterciérnu formáciu bazitov Západných Karpát. Členmi formácie sú prevažne alkalické bázické a ultrabázické, menej aj intermediárne a kyslé horninové typy. Celá asociácia má vyhranený, od ostatných západokarpatských formácií eruptív odlišný charakter. V literatúre je známa ako „subbeskydská provincia" (K.

Smulikowski 1929; D. Andrusov 1959). Používa sa aj označenie „podbeskydská formácia", „tešinitová asociácia" (B. Šmíd 1962), „tešinit-pikritová asociácia", „těšínska provincia" (A. Mahmood 1973).

Horniny uvedenej geologickej pozície vystupujú v oblasti od Hraníc cez okolie Nového Jičína, Českého Těšína do oblasti Invaldu v Poľsku. Tvoria rozličné podpovrchové telesá (žily, komíny), efuzíva (lávové prúdy, kopy) a rozmanité typy pyroklastík. Typickými horninovými členmi asociácie sú tešinity a pikrity, ktorých prototypy pochádzajú práve z tejto oblasti. Najmä zásluhou moderného podrobného spracovania hornín v podbeskydskej oblasti a v priľahlých oblastiach Poľska (O. Pacák 1926; K. Smulikowski 1929; A. Mahmood 1973) sa pôvodná jednoduchá skladba asociácie ukázala ako omnoho komplikovanejšia. Do tejto asociácie patrí niekoľko desiatok hypoabysálnych a efuzívnych typov eruptív výrazne alkalického typu. Alkalický charakter ich zloženia sa v ich minerálnej skladbe zvýrazňuje prítomnosťou primárneho nefelínu a pravdepodobne aj primárneho analcímu (O. Pacák 1926); z tmavých minerálov ho indikuje prítomnosť barkevikitu, egirínu, egirínaugititu a i.

Pestrú horninovú náplň asociácie interpretovali uvedení autori (l. c.) ako dôsledok diferenciácie pôvodnej gabro-essexitovej magmy (K. Smulikowski 1929). Podľa Smulikowského prebehla diferenciácia v dvoch etapách (k rovnakému názoru dospel aj A. Mahmood 1973): v magmatickom krbe situovanom v podloží koreňovej oblasti těšínskeho príkrovu flyšového pásma. Takúto predtektonickú pozíciu celej horninovej asociácie zdôraznil aj M. Ksiazkiewicz (1964). Ďalšie štádium diferenciácie nastalo až po intrúzii do kriedových sedimentov. B. Šmíd (1962) zdôraznil aj význam metasomatických premien na konečnom formovaní rozličných typov hornín tejto formácie.

Ak sa vychádza zo zaužívaného označovania magmatických formácií podľa typických horninových členov (a nie podľa lokalizácie), možno magmatity spodnej kriedy vonkajšej zóny flyšového pásma označiť ako **tešinit-pikritovú formáciu.**

Základné znaky tešinit-pikritovej formácie spodnej kriedy vonkajšej zóny flyšového pásma možno charakterizovať takto:

a) Uvedená formácia je jedinou predterciérnou formáciou bazitov vonkajších zón Západných Karpát.

b) Oproti ostatným vyčleneným formáciám bazitov má odlišný, výrazne alkalický charakter.

c) Alkalický charakter tešinit-pikritovej formácie je dôsledok odlišného geotektonického vývoja oblasti ich preniku na zemský povrch. Na rozdiel od ostatných formácií bazitov vznikla v podmienkach blízkych miogeosynklinálnym, pričom alpínska miogeosynklinála bola založená na okraji varisky konsolidovaného Českého masívu. Preto charakter substrátu a tektonické podmienky mali na vznik tejto alkalickej formácie určujúci vplyv.

Žilné horniny lamprofýrového a porfyritového typu v tatroveporidnom kryštaliniku

Žily lamprofýrov, porfyritov a zložité lamprofýrovo-porfyritové žily sú známe z niekoľkých jadrových pohorí (Považský Inovec, Suchý, Malá Fatra, ďumbier-

	názov formácie	typ formácie	stratigrafia
I.	gabro — peridotitová	diferencovaná	proterozoikum — staršie paleozoikum (?)
II.	spilit — keratofýrová	diferencovaná	proterozoikum — mladšie paleozoikum (?)
	lherzolit — harzburgitová (peridotitová)	nediferencovaná	
III.	diabáz — spilit — keratofýrová	diferencovaná	devón (?)
IV.	diabáz — spilitová	slabo diferencovaná	karbón
V.	(paleo-) bazalt — (paleo-) ryolitová	diferencovaná, „kontrastná“	perm
VI.	alpínska ofiolitová subformácie: a) lherzolit — harzburgitová	diferencovaná vrchnoplášťová, resp. formácia oceanického dna	telesá v mladšom paleozoiku a triase
	b) spilit — keratofýrová		telesá v triase
	c) metabazitov fácie glaukofánového metamorfizmu		konečné formovanie minerálnej asociácie v kriede
VII.	augitit — limburgitová	nediferencovaná	vrchná jura, spodná kriedа
VIII.	tešinit — pikritová	diferencovaná	spodná kriedа
IX.	lamprofýr — porfyritová	diferencovaná	variské — alpínska

geologická jednotka	typické horninové asociácie	výskyty
tatrikum, veporikum	gabrá, diabázy, spility, pyroklastiká, pyroxenovce, peridotity	jadrové pohoria, oblasť Brezna, Pohron. Polhory, Heľpy
veporikum, Malé Karpaty veporikum	gabrá, diabázy, spility, keratofýry, pyroklastiká peridotity	oblasť Hnúšte, Pezinok — Pernek Uhorské, Ostrá, Muránska Dlhá Lúka
gemerikum, Malé Karpaty, (rakovecká séria, harmónska séria)	gabrá, diabázy, spility, pyroklastiká	Oblasť Rakovca, Vyšný Klátov
karbón v gemeridách, karbón Považského Inovca	gabrá, diabázy, spility, pyroklastiká	Jelšava
perm severogemeridnej a juhogemeridnej synklinály, perm chočského príkrovu a i.	(paleo-) bazalty, (paleo-) ryolity, hypoabysálne ekvivalenty, pyroklastiká	oblasť Novoveskej Huty, sev. svahy N. Tatier Malé Karpaty
mladšie paleozoikum a trias Spišsko-gemerského rudohoria	rôzne typy peridotitov, ojedinelé dunity	Dobšiná, Rudník, Jasov, Jaklovce
	spility, diabázy, keratofýry, pyroklastiká	Čoltovo, Jaklovce
	rôzne typy metabazitov s glaukofánom	Nižný Medzev, Hačava, Bôrka
bradlové pásmo, manínska séria, obalové série, krížňanský príkrov	augitity, augititové porfyrity, augititové mandľovce, limburgity, limburgitové mandľovce, pyroklastiká	Osobitá, oblasť stredného Považia, Krpeľany
vonkajšie zóny flyšového pásma	rôzne typy najmä hypoabysálnych alkalických intruzív, typické těšinity a pikrity	oblasť Nového Jičína, oblasť Těšína
jadrové pohoria, kohútske kryštalinikum	kersantity, spesartity, rôzne typy porfyritov	Dubná Skala Jarabá, Rochovce

ské pásmo Nízkych Tatier) a z najjužnejšieho (kohútskeho) pásma veporidného kryštalinika. Prehľad ich petrografického charakteru je v práci autora (D. Hovorka 1967). Pre asociáciu žilných hornín uvedeného typu sú charakteristické tieto spoločné znaky:

a) V rámci pohoria i v rámci jednotlivých žíl vidieť prechody hornín typu lamprofýrov (porfyrické výrastlice len tmavých minerálov) do hornín typu porfyritov (porfyrické výrastlice len svetlých minerálov, prevažne plagioklasov, len sporadicky aj kremeňa). Prechody uvedených typov v rámci jednej žily sú odrazom podmienok diferenciácie a tuhnutia pred intrúziou i po nej.

b) Aj napriek veľkej nejednotnosti názorov na vznik hornín lamprofýrového typu vo svetovej literatúre priestorová a genetická spätosť (vzájomné prechody uvedených typov do seba) žíl lamprofýrov s horninami porfyritového typu v Západných Karpatoch svedčí o ich genetickej väzbe na magmy (masívy) radu granodiorit — kremitý diorit.

c) Žily týchto hornín prenikli do apikálnych častí granodioritových masívov a do metamorfného plášťa po ich konsolidácii. Časť magmy v žilách tuhla v plytkých podpovrchových podmienkach, čo dokumentujú najmä textúry časti hornín (usmernené fluidálne textúry s pretiahnutými mandľami pozorované v niektorých žilách v Malej Fatre a i.).

d) Žily lamprofýrov, porfyritov a zložité lamprofýrovo-porfyritové žily patria pravdepodobne dvom orogénnym cyklom: variskému (žily miestami postihla alpínska mylonitizácia — Malá Fatra) a alpínskemu cyklu (Považský Inovec, oblasť čertovickej línie v Nízkych Tatrách).

e) Okrem obecných sulfidov, prítomných v rozptýlenej forme, môžu byť horniny tohto typu nositeľmi aj ďalších typov zrudnenia, čo dokumentujú napr. hydrotermálne žilky hematitu v porfyritoch Považského Inovca a i.

Ak sa vychodí z prítomnosti typických lamprofýrov a porfyritov v tejto skupine hornín, aj napriek pravdepodobne nejednotnému veku možno celú asociáciu intermediárnych až bázických žilných hornín tatroveporiadneho kryštalinika označiť ako **porfyrit-lamprofýrovú formáciu**. Jej prípadné rozčlenenie na variskú a alpínsku formáciu bude možné až po podrobnom petrografickom štúdiu jednotlivých žíl a po ich časovom zaradení (napr. niektorou geochronologickou metódou).

V tab. 2 je prehľad vyčlenených magmatických formácií Západných Karpát, typické oblasti ich vystupovania a horninové asociácie jednotlivých formácií.

Záver

Bázicko-ultrabázické hmoty (magmy) vyčlenených formácií Západných Karpát majú nejednotný pôvod. Lherzolit-harzburgitová formácia Spišsko-gemerského rudohoria a kohútskeho kryštalinika patrí do skupiny nediferencovaných, resp. málo diferencovaných vrchnoplášťových magmatických formácií, zatiaľ čo väčšina ostatných formácií zodpovedá kyslejším typom magiem.

Chemické zloženie eruptív v rámci jednotlivých formácií varíruje v medziach dvoch, len zriedkavo i troch magmatických typov. Naproti tomu rozdiely v zložení formácií navzájom sú výraznejšie. Úplne prevládajú formácie bazaltického typu; alkalický charakter je výrazný pri horninách vrchnojursko-spodnokrie-

dovej augilit-limburgitovej formácie, ale najmä v horninovej asociácii tešinit-pikritovej formácie spodnej kriedy vonkajšej zóny flyšového pásma.

Priestorové rozloženie mezozoických magmatických formácií a postupná migrácia vulkanickej činnosti od vnútorných zón k vonkajším je v súlade s priestorovým a časovým uplatnením sa alpínskych orogénnych fáz. Magmatické formácie alpínskeho veku patria vzhľadom na uplatnenie sa hlavných fáz orogénnych procesov do skupiny „predorogénnych" formácií.

Doručené 23. 11. 1974
Odporučil P. Grecula

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1953: Vápence a bázické vyvreliny v palozoiku Západných Karpát. Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava), 4, č. 3—4, s. 801—813.
Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. Zv. 2. Bratislava, VSAV. 375 s.
Andrusov, D. — Zoubek, V. 1929: O výskytu andezitové brekcie u Štěpnic západně Púchova, v útesovém pásmu Považí. Věst. Stát. geol. úst., 5, s. 183—189.
Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina 4361/2. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 10, 102 s.
Bajaník, Š. 1969: Kyslé deferenciáty bázického vulkanizmu v rakoveckej sérii. Geol. práce, Spr. 48 (Bratislava), s. 71—80.
Bajaník, Š.: To petrogenesis of devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (V tlači.)
Bajaník, Š. 1974: ústne oznámenie.
Began, A. et al. 1963: Záverečná správa za úlohu Základný geologický výskum a mapovanie v M — 1:25 000 a 1:50 000 spojený s edíciou máp M — 1:50 000, list M-34-97-D — Považská Bystrica. Manuskript — Geofond, Bratislava.
Began, A. 1974: ústne oznámenie.
Beránek, B. — Dudek, A. 1972: The contribution of deep seismic soundig to the studies of deep faults tectonics. 24th Int. Geol. Congr., Sec. 3 (Montreal), p. 16—24.
Bilibin, J. A. 1961: Metallogenetičeskije provinciji i metallogenetičeskije epochi. Izbr. trúdy, tom 3 (Moskva).
Bujnovský, A. 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier. Manuskript — Geofond, Bratislava.
Cambel, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. Geol. práce, Zoš. 36 (Bratislava), s. 3—55.
Cambel, B. — Kamenický, J. — Krist, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tríbča a západnej časti Vepora. Sjazd. spriev. XII. sjazdu Čs. spol. pre min. a geol. (Bratislava), s. 7—22.
Frolova, T. I. — Petrova, M. A. — Guščin, A. V. 1972: Nekotoryje osobennosti vulkanizma geosinklinalej. Tr. IV. vses. petr. sov., č. I. (Moskva), s. 62—66.
Fusán, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. práce, Spr. 12 (Bratislava), s. 34—40.
Grecula, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika SGR. Mineralia slov., 2, č. 7. s. 181—189.
Gubač, J. 1969: Petrochemická a geochemická charakteristika hlavných typov hornín karbónu a rakoveckej série Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 11, s. 7—51.
Hovorka, D. 1965: Serpentinity kohútskeho kryštalinika a ich metamorfné produkty. Acta geol. geogr. Univ. Com., geol. 9, s. 91—139.
Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 16, 1, s. 129—142.
Hovorka, D. 1967a: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. Carp. Balkan. Geol. Assoc., VIII. Congr., Rpts. (Beograd), Petrol. and Metam., 85—89.
Hovorka, D. 1967b: Porfyrity a lamprofýry tatroveporidného kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, 8, s. 51—75.

Hovorka, D. 1968: Die Genese der Amphibolite der Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 20, č. 1, s. 115—132.
Hovorka, D.: Petrochemistry of West Carpathian alpine-type ultramafites. (V tlači.)
Hovorka, D.: Keratofýzy z triasu od Jakloviec. (V tlači.)
Hovorka, D. — Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of the Gemeride Mesozoic. Sbor. geol. věd, Ř. G., 26, s. 185—193.
Kahan, Š. 1969: Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Kristallinikums der West — Tatra. Acta geol. geogr. Univ. Com., 18, 19—78.
Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava), s. 5—71.
Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylitdiabázovej série gemerid. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava), s. 109—180.
Kantor, J. 1956. Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. 6 (Bratislava), s. 3—34.
Kotański, Z. — Radvański, A. 1959: Fauna a Pygope dyphya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej. Acta geol. pol., 9, Nr. 4, s. 519—531.
Koutek, J. 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. Stát. geol. úst., 9, s. 413—524.
Kreutz, S. 1909: Skala limburgitów w Tatrach. Kosmos (Lwów), 34.
Ksiażkiewicz, M. 1964: On the tectonics of the cieszyn zone. A reinterpretation. Bull. Acad. pol. Sci. géol. géogr. (Warsevie), 12, Nr. 4, p. 251—295.
Kuno, H. 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. volcanol. (Napoli), 29, p. 195—222.
Kuznecov, J. A. 1964: Glavnyje tipy magmatičeskich formacij. Moskva, Nedra, 387 s.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, sv. 1. Praha, Academia, 496 s.
Maheľ, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Region. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, 453 s.
Mahmood, A. 1973: Petrology of the Teschenitic Rocks Series from the Type Area of Cieszyn (Teschen) in the Polish Carpathians. Roczn. Pol. Tow. geol., 93, zoš. 2, s. 153—212.
Mauritz, L. 1969: Príspevok k poznaniu neoidného bázického vulkanizmu v Západných Karpatoch. Manuskript — archív PF UK, Bratislava.
Mišík, M. 1974: Paleogeographyc outline af the Tithonian in tre Czechoslovakian Carpathians. Acta geol. pol., 24, Nr. 3, p. 485—503.
Mišík, M. 1974: ústne oznámenie.
Slavkay, M. 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. Čas. min. geol., 10, č. 3, s. 249—258.
Smulikowski, K. 1929: Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie. Kosmos (Lwów), ser. A, rozpr. 1—2.
Streckeisen, A. 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jb. Min. Abh. (Stuttgart), 107, Nr. 2.
Stille, H. 1953: Die geotektonische Werdegand der Karpaten. Beih. Jb. Geol. Landesamst. (Hannover).
Sýkora, M. 1974: ústne oznámenie.
Šmíd, B. 1962: Přehled geologie a petrografie hornín těšínské asociace na sev. úpatí Beskyd. Geol. práce Zoš. 63 (Bratislava), s. 53—60.
Šťastný, V. 1927: Studie o tak zvaných melafyrech v Nízkych Tatrách. Rozpr. Čes. akad., . 22, 36, č. 29, 33 s.
Urban, K. 1934: O basické vyvřelině z jižního svahu Ďumbiera v Nízkych Tatrách. Rozpr. Čes. akad., 2.
Ustiev, E. K. 1970: Nekotoryje osnovnyje poňatia i terminy v učenii o magmatičeskich formacijach. Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol., 4.
Vozár, J. 1968: Der perm-mezozoische Vulkanizmus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), s. 149—162.
Vozár, J. 1973: Chemizmus des permischen vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten, Náuka o Zemi, 7, s. 5—34.
Zaridze, G. M. 1970: Endogennyje farmaciji orogennych oblastej. Moskva, Nedra. 311 s.

Zorkovský, V. 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), Zoš. 26, 40 s.
Zorkovský, V. 1956: Výskyt tufitickej brekcie v neokóme Malej Fatry juhovýchodne od obce Varín. Geol. práce, Spr. 8 (Bratislava), s. 180—183.
Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst., 12, s. 207—227.

WEST CARPATHIAN PRE-TERTIARY BASITE ASSOCIATIONS

D. HOVORKA

In the pre-Alpine and Alpine era magmatic activity took place in the West Carpathian region. Its products had been arranged into petrogenetic groups — magmatic associations. In this paper to following basic and ultrabasic rock bodies are differentiated and characterized.

I. Gabbro-peridotite association of Early Proterozoic (?) age. Various metabasic and metaultrabasic rock types of the Tatride and north-Veporide crystalline complex belong to it. Basic and ultrabasic rocks of this formation along with the adjecent metasediments underwent to Intraalgonkian (? — Varicsan?) dynamothermal metamorphism. The alteration intensity reached the grade of almandine amphibolite facies. The metamorphic mineral assemblage was in places afected by Alpine transformations in the conditions of greenschist facies (diaphthorezis). The most frequent rock representants are different types of amphibolites, gabbroamphibolites, hornblende serpentinites and peridotites. Fe — Cu mineralization in some bodies of this formation is characteristic (Heľpa, Pohronská Polhora).

II. Spilite-keratophyre and lherzolite-harzburgite associations of the Late Proterozoic (?). Besides the predominating metasediments above mentioned basite associations build the filling of the Kohút crystalline complex. Their mutual age and genetic relations have not yet been solved. Various amphibolite types and rocks designated as „Muráň gneissose granites" are basic rock types of the original spilite-keratophyre formation. Their close spatial alliance is, due to the genesis during a single, i. e. the spilite-keratophyre volcanism. The lherzolite-harzburgite association is represented by small serpentinite bodies, on which recent metamorphic processes brought about the formation of striking blackwall.

III. Spilite-diabase-keratophyre association of the Devonian in the region of Spišsko-gemerské rudohorie and Malé Karpaty Mts. (Harmónia Group). In the region of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. it has been defined recently by Š. Bajaník (in press). Volcanism was of explosive-effusive type, the volcanic activity of severalphase action.

IV. Spilite-diabase association of the Carboniferous is represented by effusions of diabase and spilite type, by intrusions of hypoabysal to abysal gabbro-type rocks, or their metamorphosed equivalents (epidote amphibolites of Považský Inovec Mts.). Thus geological position of the Carboniferous complex in the particular region of the West Carpathian has reflected also in the intensity of dynamothermal alteration of bodies belonging to this association.

V. Permian volcanic and subvolcanic bodies form a „contrast" (paleo-) basalte — (paleo-)rhyolite association. The products of volcanic activity occupy in the Permian a large spatial area. Sporadic, in mass smaller occurences of Permian volcanics known from different West Carpathian regions

are prevalently of acid (quartz porphyre — paleorhyolites) character. In turn the volcanic complex in the Permian of the Choč nappe (Choč sedimentary basin) is huge and strikingly differentiated, thus prevalently bimodal (acid and basic volcanic types are present). It is the reflexion of twophase volcanic activity (the products of the younger phase are conspicuously more basic) in the trench-like sinking sedimentary basin of the Choč nappe. Volcanism was linear and followed in strike the axis of the mentioned sinking zone. In the case of disseminate basic volcanics occurences volcanic centres were emplaced on more stable parts of the "Slovak block".

VI. Basite and ultrabasite bodies of the Triassic of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. belong to the Alpine-type ophiolite association of the West Carpathian inner zone. In its scope older Mantle lherzolite-harzburgite, the younger spilite-keratophyre and finally the metabasite subassociation of the metamorphic blueschists facies may be defined.

The lherzolite-harzburgite association is represented by predominantly lherzolite and harzburgite bodies serpentinized to various degree; dunite and pyroxene types are in small extent. The presence of vein chryzotile (Dobšiná, Jaklovce, Rudník) is typical for them. Paleobasalts and spilites are the dominating rock type of the spilite-keratophyre subassociation; keratophyres and quartz keratophyres were found on one locality only. Metaultrabasite bodies which had been metamorphosed during Cretaceous (?) metamorphic process to different metabasic rock types with glaukophane, occupy a genetically differring position. They form another subassociation of the Alpine ophiolite association of the southern West Carpathian zones.

VII. Volcanic rocks in the Upper Jurassic and Low Cretaceous of the internal tectonic West Carpathian units form the augitite-limburgite association. Glassy rocks with augite and olivine phenocrysts make up minute bodies known in several regions. The volcanic activity was of high-explosive character. Effusive bodies of this association are usually intensely hydrothermally and hypergenously decomposed.

VIII. Eruptive rocks of the Low Cretaceous of external belt of the Flysch zone build the alkaline teshenite-picrite association. To this association belong classical teshenite occurrences penetrating through the Cretaceous of the external Flysh zone on the Czechoslovak and Polish territory. Also the presence of various picrite types is typical. Related to the previous associations this association has a different geotectonic position, which has reflected also in its petro-and geochemical character.

IX. The vein porphyrite-lamprophyre association of the latroveporide crystalline holds a special position against defined basite associations. Kersantite, spessartite and diorite porphyrite veins belong to them. Sporadically even mutual transitions of lamprophyre (with only dark mineral phenocrysts) and porphyrite types (mostly light mineral phenocrysts) passing one into the other even in the scope of a single vein (Nízke Tatry, Malá Fatra Mts.) were found.

From the survey it results that in the Mesozoic era the volcanic activity in the West Carpathians migrated from internal towards the external zones (associations VI — VII — VII), under simultaneous manifestations in younger formations. The different structure of the Pre-Alpine basement displayed by diverse petrologic and geochemical nature of the members of the differentiated associations.

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 133—142

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY ORTUŤNATÉHO LOŽISKA RÁKOŠ

(3 obr., 1 foto a 1 tab. v texte)

TOMÁŠ REPKA*

Les conditions hydrogéologiques du gisement Rákoš
(Les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer)

La contribution apporte les résultats de la recherche hydrogéologique du gisement mercurifère à Rákoš. Les conditions hydrogéologiques sont extrêmement compliquées parce que le gîte est situé sous la base d'érosion dans la région exposée aux changements tectoniques intensifs et au voisinage des galeries minières inondées. L'auteur évalue la situation et propose des mesures pour émerger le gisement.

Príspevok sa zaoberá hydrogeologickými pomermi ložiska Rákoš Hg, ktoré sú v dôsledku polohy ložiska pod eróznou bázou v silne tektonicky exponovanom území a prítomnosti zatopených banských diel v blízkosti mimoriadne zložité. Po ich zhodnotení podáva rámcové návrhy na opatrenia pri odvodňovaní ložiska.

Ložisko Rákoš Hg sa geneticky viaže na tektonickú násunovú líniu medzi spodným triasom a podložným permokarbónom na sv. okraji obce Rákoš. Tektonická línia má približne vz. smer so sklonom 10—45° na juh. Jej mocnosť dosahuje miestami až 30 m. Výplňou sú tektonické brekcie. Ložisko tvorí nepravidelný žilník v kremito-sericitických bridliciach podložného permu blízko tektonickej línie alebo priamo v tektonickej brekcii (A. Abonyi 1961, T. Gregor 1964, J. Slávik et al. 1967). V podloží permu vystupuje bridličnaté súvrstvie karbónu. Nadložný werfén zastupujú svetlé kryštalické vápence a súvrstvie ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami vápencov. Pozdĺž tektonického styku sa v dôsledku poklesov vytvorila neskôr depresia, ktorú vyplnili pliocénne sedimenty v mocnosti až 80 m (poltárska štrková formácia). Celý ložiskový komplex je okrem toho porušený systémom priečnych a smerných porudných zlomov, ktoré delia ložisko na tektonické bloky.

Tesne v podloží ortuťnatého zrudnenia, najmä z. smerom, je na tej istej štruktúre vyvinuté aj sideritové zrudnenie. Zatiaľ čo sa ortuťové ložisko pripravuje na exploatáciu banským spôsobom, ložisko sideritu je dnes zväčša zaplavené vodou. Banské diela po vyťažení sideritu vystupujú bezprostredne

* RNDr. Tomáš Repka, Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, 812 23 Bratislava-Prievoz.

109 m pod II. obzorom ložiska Hg a vo viacerých miestach taktiež prechádzajú hlavnou smernou tektonickou poruchou. Pri narazení na túto poruchu v minulosti došlo na ložisku Rákoš Fe k viacerým opakovaným prievalom vody. Podrobnejšie sú len údaje o poslednom prievale v r. 1957, keď na XIV. obzore došlo po narazení na pozdĺžnu tektonickú líniu k prudkému výronu vody v intenzite asi 4000 l/min. Spodné obzory XIV, XIII a XII boli zaplavené vodou (J. Súľovec 1957). Ťažkosti s podzemnou vodou na tejto línii boli aj neskôr jednou z príčin zastavenia ťažby sideritu a opustenia ložiska.

V priebehu prípravných prác na exploatáciu dochádzalo na II. obzore (246 m n. m.) ložiska Rákoš Hg v západnej časti postupne pri narazení na pozdĺžnu tektonickú poruchu prekopmi k viacerým výronom rozbahnenej masy výplne tejto poruchy. Odstraňovanie tejto masy mäkkoplastickej konzistencie indukovalo nové výrony do chodieb, takže ďalší postup razenia sa musel v tomto smere zastaviť. Uvedené ťažkosti, ako aj neustále zvyšovanie celkového prítoku do ložiska v blízkosti zatopených banských diel si vyžiadali podrobnejšie posúdenie hydrogeologických pomerov okolia.

V oblasti ložísk Rákoš Hg a Fe vystupuje pórová voda pokryvných útvarov, puklinová a banská voda. Puklinové vody možno ešte podľa N. I. Plotnikova (1957) rozčleniť na puklinovo-pórové, puklinovo-žilné a puklinovo-vrstvové.

Pórová voda sa viaže na pokryvné útvary. Patrí tu voda alúvia, podzemná voda neogénnej štrkovej formácie (poltárska) a podzemná voda sutín. Podľa A. Abónyiho (1961) sa v pliocénnom štrku nevytvára súvisle zvodnená nádrž podzemnej vody. Podobne je to i s ostatnými pokryvnými útvarmi okrem alúvia. Vcelku nemá pórová voda v území väčší význam.

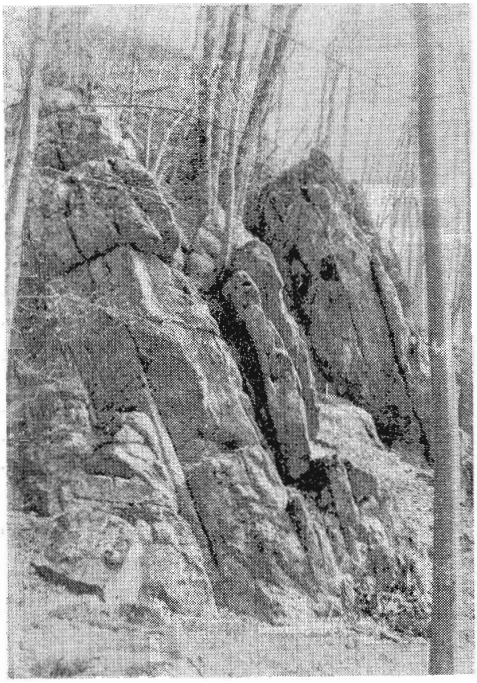


Foto 1. Zlepencové súvrstvie permu s. od ložiska

Puklinovo-pórová voda sa viaže na zónu zvetrávania skalných hornín približne až do hĺbky 80 m. Priepustnosť v tejto zóne sa vertikálne i horizontálne výrazne mení podľa typu hornín a stupňa zvetrávania. Vo všeobecnosti má táto voda významný podiel na dopĺňaní ostatných puklinových a banských vôd. Oblasť infiltrácie vystupuje severne od ložísk v oblasti východov permského zlepencového súvrstvia na povrch. Zlepencové súvrstvie je strmo uklonené, rozpukané, má slabo vyvinutý plášť zvetraním, a preto pôsobí ako významný zachytávač zrážok (foto 1).

Puklinovo-žilná voda sa viaže na hlavnú pozdĺžnu tektonickú líniu. Je v hydraulickom spojení so všetkými typmi vôd na ložisku a dopĺňa sa mimo oblasti vlastnej akumulácie. V dôsledku hlbšieho obehu je teplota vody vyššia ako priemerná ročná teplota okolia (teplota v šachte Rákoš Hg sa pohybovala od 12,0 do 13,1 °C, zatiaľ čo priemerná ročná teplota vzduchu je okolo 7 °C). Puklinovo-žilná voda je najväčším nebezpečenstvom pre banícku činnosť práve pre drenážny účinok na ostatné typy vody. Na ložisku Rákoš Hg je o to nebezpečnejšia, že drénuje aj zatopené banské diela ložiska Rákoš Fe. Je známe, že na túto vodu niekoľkokrát narazili banské diela pri exploatácii ložiska Rákoš Fe a že z nich dochádzalo k prievalom vody. Narazili ich i priekopy na ložisku Rákoš Hg. Priepustnosť tektonickej línie nemá rovnaký charakter, miestami dochádza k prudším výronom vody, zrejme v dôsledku jej uvoľnenia z otvorených puklín a dutín (dutiny sa vyskytujú lokálne v súvislosti s výskytom karbonátov). Tektonickú zónu vypĺňajú miestami mylonity a tu došlo pod tlakom k ich nasýteniu a vyplavovaniu v kašovitej konzistencii do banských diel. Na iných miestach zasa zrejme v dôsledku prítomnosti pevnejších blokov v poruche dochádza len k malým prítokom.

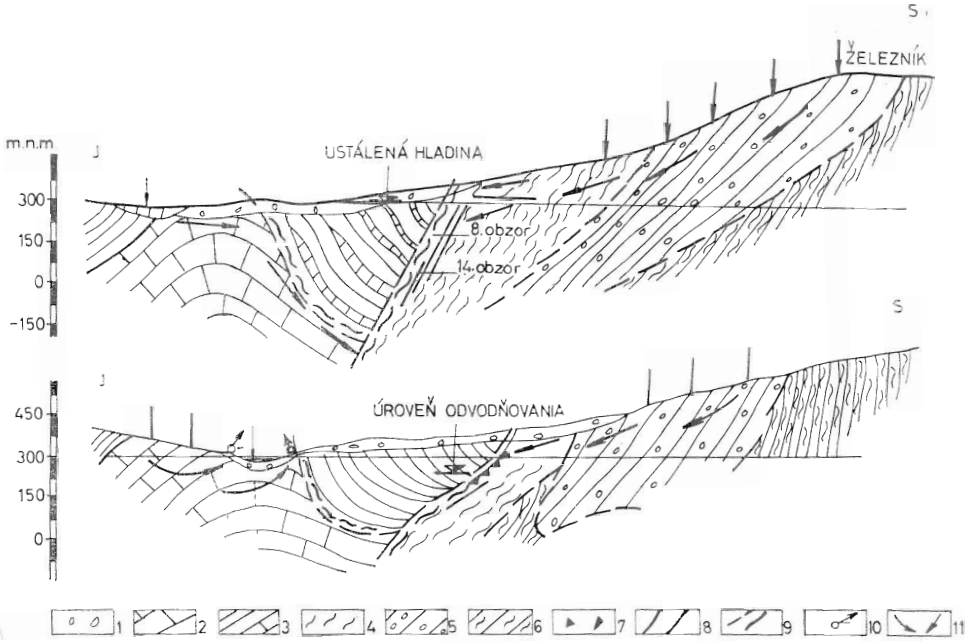
Puklinovo-vrstvová voda sa viaže na pukliny regionálnej puklinovitosti. V oblasti ložiska k nej možno zaradiť vodu viazanú na kryštalické vápence mezozoika, na zlepence permu a na vlastné staré ložisko Fe tvorené karbonátmi, v ktorých sú miestami vyvinuté menšie krasové dutiny. Vzhľadom na polohu karbonátov v blízkosti smernej tektonickej línie možno ju vlastne pokladať za akýsi prechod medzi žilnou a vrstvovou puklinovou vodou. Vrstvová voda z kryštalických vápencov mezozoika vystupuje na povrch asi 500 m južne od obce Rákoš po oboch stranách doliny potoka vo forme bariérových prameňov. Prameň na pravej strane má podľa odhadu výdatnosť 3—4 l/s a na ľavej strane 2—3 l/s (28. III. 1974). V obidvoch prípadoch vystupujú pramene spod blokov značne porušených vápencov v kontakte s alúviom. Vrstvovo-puklinová voda zlepencového permského súvrstvia vystupuje na povrch v niekoľkých prameňoch na dne údolia severne od ložiska. Pramene majú malú výdatnosť (0,1—0,2 l/s) a väčšina z nich je v sústave zachytená pre miestny vodovod.

Banská voda sa viaže na početné banské diela v okolí. Vodorovné banské diela ústiace na povrch nad miestnou eróznou základňou (sv. a sz. od ložiska) sú prevažne suché. Systém banských diel na opustenom ložisku Rákoš Fe je zaplavený vodou až po úroveň 311 m n. m., je v ňom teda akumulované značné množstvo banskej vody. Napriek tomu, že v úrovni 275 m n. m. je zo šachty vyvedená stará odtoková štôlňa ústiaca na povrch v údolí potoka pri Hrabinke, je hladina v opustenej šachte vyššie (t. j. na úrovni 311 m n. m.), čo svedčí o tom, že štôlňa je v neogénnom úseku zavalená a nepriechodná. Tento významný fakt dokazuje, že smerná tektonická línia, a teda i ložisko Rákoš Fe, nedrénuje v súčasnosti zvodnené súvrstvie kryštalických vápencov mezozoika. Bázu odvodňovania tohto súvrstvia tvorí potok, t. j. približne úroveň 270 m n. m.

Súvrstvie sericiticko-chloritických a kremitých bridlíc je prestúpené sieťou priečnych porúch bez pásiem drvenia. V miestach silnejšieho drvenia, resp. s polohami karbonátov, sa i z tohto súvrstvia zjavujú na poruchách väčšie prítoky (pozri mapu II. obzoru na obr. 2).

Podmienky obehu a prítoky podzemnej vody do ložiska

Zrážková voda infiltruje predovšetkým v oblasti východov permského súvrstvia na povrch. Časť infiltrovanej vody zostupuje prevažne po priečnych poruchách a puklinách hlbšie a časť prechádza do súvrstvia chloritických, sericitických a kremitých bridlíc vo vrchnej zvetranej zóne po sekundárnych puklinách, priečnych poruchách a čiastočne i cez staré banské práce (obr. 1). Podzemná



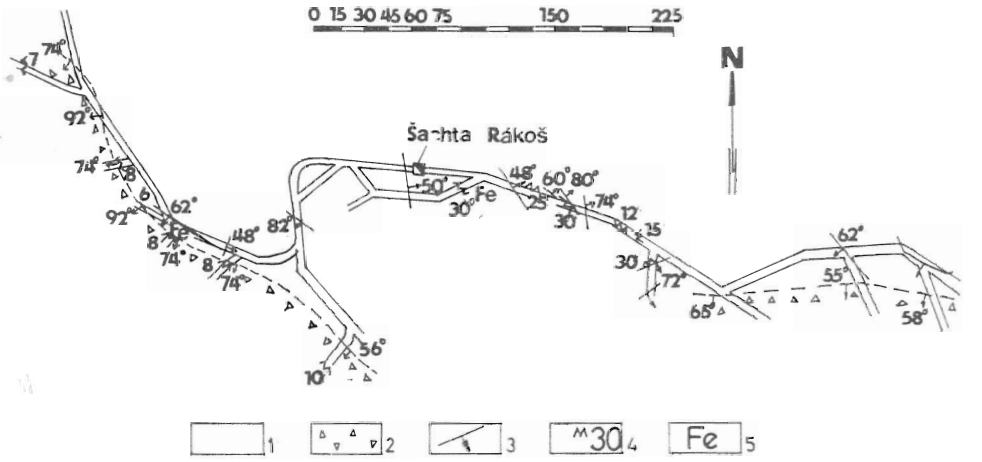
Obr. 1. Schematické priečne rezy ložiskami: A — Rákoš Fe, Rákoš Hg (Geologické podklady A. Abonyi, 1961), M 1:5 000
1 — poltárska štrková formácia (pliocén), 2 — svetlé kryštalické vápence (spodný trias), 3 — hnedozelené bridlice s vložkami vápencov (zeis), 4 — sericiticko-chloriticko-kremité bridlice, 5 — kremité zlepence a brekcie, (4—5 = vrchný karbón), 6 — zelenkasté a čiernošedé bridlice (sp. karbón), 7 — Hg zrudnenie, 8 — Fe zrudnenie, 9 — tektonické plochy, 10 — prirodzené pramene, 11 — miesta infiltrácie a smery pohybu podz. vôd.

voda sa akumuluje prevažne v širokej drvenej tektonickej zóne, ktorá predstavuje styk permu s mezozoikom, ďalej čiastočne i v jej tesnom podloží v miestach slabo skrasovatených karbonátových šošoviek a v opustených banských dielach s hlbším dosahom. Banské diela na viacerých miestach prenikajú pozdĺžne tektonickou zónou, preto sa po ich zatopení vytvoril z hľadiska akumulácie podzemnej vody systém, ktorý je pre exploatáciu ložiska Rákoš Hg veľmi nepriaznivý. Banské diela nielenže pomáhajú drénovať okolité prostredie,

a tým zrýchľovať pôvodnú prirodzenú cirkuláciu podzemnej vody, ale aj zadržujú veľké statické zásoby, ktoré by sa pri narazení vhodnej komunikácie na pozdĺžnej tektonike mohli prevaliť do banských diel Rákoš Hg (obr. 3).

Na I. obzore je len veľmi nepatrný prítok podzemnej vody. Výnimku tvorí východná časť v priestore vyššie položených starých banských prác štôlne Petrliny. Voda drénovaná banským systémom Petrliny pravdepodobne v tomto mieste preniká na I. horizont. Podľa chemickej analýzy (vz. č. 2 tab. I) ide o veľmi rýchly obeh, pri ktorom sa voda nestačí výraznejšie obohatiť. Kalcium-magnézium hydrokarbonátový typ vody zodpovedá bežnému typu vody permských súvrství.

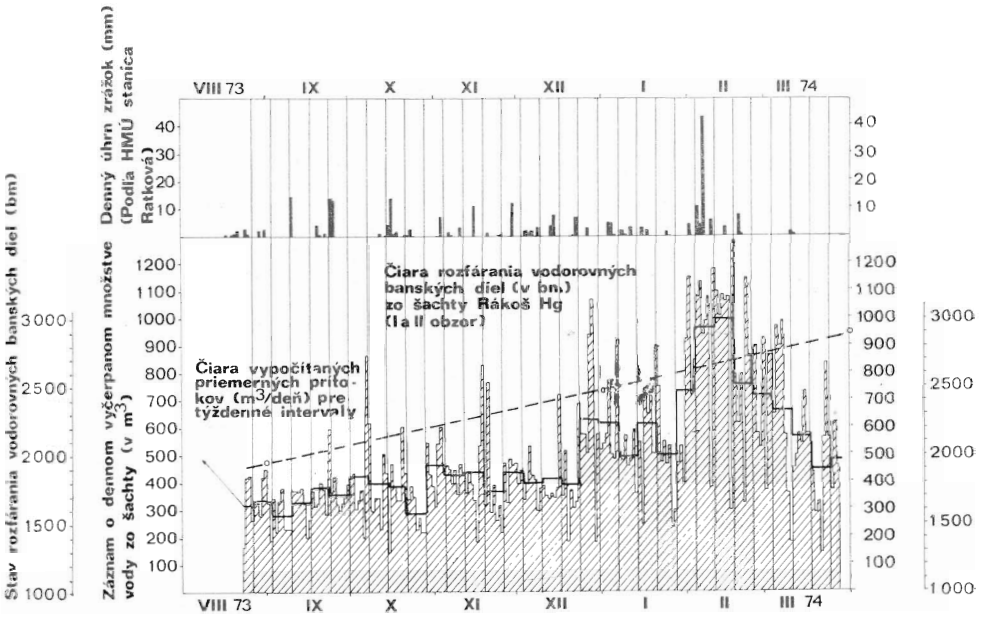
Na II. obzore je situácia úplne odlišná. Väčšie a sústredenejšie prítoky sú znázornené na obr. 2. Prítoky na hlavnej pozdĺžnej tektonickej poruche sa sústreďujú prevažne v západnej časti a jednotlivo spravidla nepresahujú hodnotu 10 l/min. Na priečny zlom východne od šachty sú sústredené vyššie prítoky vody (až 30 l/min. — obr. 2). Priečne poruchy bez výplne, drénujúce



Obr. 2. Schematická geologická mapa II. obzoru ložiska Rákoš Hg (246 mn. m.) so zakreslením významnejších tektonických línií a prítokov vody.
1 — sericiticko-chloritické a kremité bridlice, 2 — mylonitová zóna na poruche, 3 — poruchy s označením sklonu, 4 — prítok podzemnej vody s označením množstva v l/min., 5 — silnejšie vyzrážaniny železa.

vodu zo zlepencov i z hlavnej pozdĺžnej tektoniky, nemali v období od decembra 1973 do marca 1974 väčšie zmeny vo výdatnosti jednotlivých výtokov. Je to v súlade aj s denným záznamom čerpaného množstva vody zo šachty v období od augusta 1973 do marca 1974 (obr. 3). S postupným rozfáravaním banského poľa, t. j. s uvoľňovaním ďalších prítokových ciest, v tomto období mierne narastal i celkový prítok z asi 3,5 l/s v jeseni 1973 na okolo 5,5 l/ v mimoriadne suchej jari 1974. Jarné maximum prítokov (okolo 11,5 l/s) nastalo prakticky v čase topenia sa snehu začiatkom februára 1974. Okrem tohto jarného

maxima, keď boli i mimoriadne veľké zrážky, sa zo záznamov o čerpaní nedá zistiť skutočná závislosť prítokov od zrážok, pretože denne vyčerpané množstvo nepredstavuje skutočný denný prítok do ložiska. Tento stav sa dá čiastočne eliminovať použitím priemerného týždenného čerpaného množstva, ktoré sa približuje skutočnému priemernému prítoku. Na porovnanie sme 29. III. 1974 vykonali kontrolné meranie prítoku do šachty zameraním výstupu hladiny v zbernej odvodňovacej štôlni (Q = 5,88 l/s). Priemerný prítok, vypočítaný podľa týždenného vyčerpaného množstva v tomto období, predstavuje 5,5 l/s. Porovnanie týždenného čerpaného množstva so stavom rozfárania ložiska a záznamom zrážok (obr. 3) naznačuje, že prítok do ložiska dotuje rozsiahla nádrž



Obr. 3 Grafický záznam denných vyčerpaných množstiev vody zo šachty Rákoš Hg v porovnaní s denným záznamom zrážok a stavom rozfárania banského poľa.

podzemnej vody v okolí. V porovnaní s chemickými analýzami časť tejto vody pochádza nepochybne zo starých banských priestorov. Keď porovnávame údaje o prítoku do ložiska z obdobia prieskumu, keď ešte banské diela na ložisku Rákoš Fe neboli zatopené (prítok 1,6—2,5 l/s), a na začiatku príprav na ťažbu (prítok asi 3,5 l/s, pričom rozsah banských diel bol rovnaký), vidíme, že zatopenie starého ložiska zrejme spôsobilo výrazné zvýšenie prítokov. Hodnotené aspekty zhodne naznačujú, že väčšia časť prítokov do ložiska Rákoš Hg pochádza zo zatopených banských diel ložiska Rákoš Fe. Ako sme už uviedli, úroveň hladiny v zatopených dielach je 311 m n. m. Úroveň odvodňovania

v šachte Rákoš Hg je 235,9 m n. m., voda zo starín preniká do šachty Rákoš Hg pod tlakom približne 7,5 atm.

Podzemná voda zo smernej tektonickej poruchy (vz. 3 a 4 v tab. 1) je pomerne málo mineralizovaná (207 a 308 mg/l) s celkovou tvrdosťou 7,17 a 9,98 °N. V obidvoch prípadoch ide o kalcium-magnézium hydrokarbonátové vody s nízkym obsahom zložky SO_4. Voda je mierne kyslá (pH okolo 6,5). S výnimkou obsahu Zn = 0,12 mg/l vo vzorke č. 3 je vo vode i všeobecne veľmi nízky obsah ťažkých kovov. Táto voda teda alebo neprichádza do styku s banskými dielami, alebo len vo veľmi malej miere. Vzorky odobraté východne od šachty z priečnych tektonických porúch (vz. 5 a 6 v tab. 1) majú teplotu vyššiu o 1 °C (13 °C), podobne pH je viditeľne nižšie (5,7, resp. 5,9). Naproti tomu mineralizácia dosahuje až 874, resp. 1108 mg/l a celková tvrdosť 30,5, resp. 39,63 °N. Voda je výrazne kalcium-magnézium síranového typu s vysokým obsahom agresívneho CO_2 (44 a 53,9 mg/l). Aj obsah kovov je badateľne vyšší. Je to typická banská voda. Na porovnanie chemizmu sme odobrali aj vzorku vody priamo zo šachty Rákoš Fe (č. 1 v tab. 1). Táto voda má však typické zloženie vody permského súvrstvia. Vzorka bola odobratá zo šachty pri hladine, kde sa zrejme ešte nemieša banská voda s vodou hlbších obzorov.

Po zhodnotení chemizmu odobratých vzoriek vody možno potvrdiť konštatovanie o pôvode prítokov do ložiska a spresniť predpoklady o obehových cestách podzemnej vody. Značná časť prítokov pochádza zo zatopených banských priestorov ložiska Rákoš Fe. Voda preniká jednak hlavnou pozdĺžnou tektonickou líniou a priečnymi otvorenejšími porudnými zlomami, pozdĺž ktorých sú časté posuny. Lokálne sú v permskom súvrství vyvinuté karbonáty s dutinami, ktoré vytvárajú ešte otvorenejšie cesty. Prítok z týchto zdrojov je stály a s postupným rozširovaním banského poľa ešte stúpa. Ostatné prítoky, vrátane prítokov zo starín štôlne Petrlina, sú ovplyvňované zrážkami, lebo pochádzajú prevažne z puklinovo-pórovej vody zóny zvetrávania. Hlavne ona spôsobuje výkyvy vo veľkosti prítoku do ložiska (pozri obr. 3). Zatiaľ čo dotovanie ložiska Rákoš Hg infiltrovanou vodou v oblasti permských zlepencov a banskou vodou zo systému Rákoš Fe pokladáme za preukázané, drenážny účinok odvodňovaného ložiska Hg na vápence mezozoika možno len predpokladať.

Vzťah vody ložiska a kryštalických vápencov mezozoika vystupujúcich na povrch v údolí potoka Turiec je zložitý. F. Hercog (1959) uvádza, že v priebehu prievalu vody z tektonickej poruchy na XIV. obzore r. 1957 sa odvodňovali zamokrené lúky južne od ložiska v údolí potoka Turiec, a že teda časť prítokov v ložisku pochádzala z povrchovej vody Turca. Toto konštatovanie dokladá i chemickou analýzou. Dnešný stav, ako sme už uviedli, je odlišný: úroveň hladiny v zatopených banských dielach je 311 m n. m., úroveň potoka je približne 270 m n. m. To značí, že napriek dobrej priepustnosti vápence mezozoika nedrénujú staré ložisko Fe. Tieto protichodné údaje by bolo možno vysvetliť pomocou dvojakej funkcie ilitickej výplne hlavnej tektonickej poruchy (F. Hercog 1959), ktorá pri malom rozdiele tlaku vody pôsobí v podstate ako bariéra, ale pri umelom znížení tlaku vody je ilitická výplň vyplavovaná. Tak v období prievalu na ložisku Rákoš Fe na XIV. obzore bol v ložisku nižší tlak vody o 20,8 atm., ako vo vápencoch mezozoika. V súčasnosti je v ložisku Fe vyšší tlak vody o 4,1 atm a výplň zrejme pôsobí ako bariéra. Na druhej strane tlak vody v ložisku Rákoš Hg je o 3,4 atm nižší ako v mezozoických vápencoch a o 7,5 atm nižší ako v ložisku Rákoš Fe.

Tabuľka chemizmu podzemných vôd
Table of the chemism of underground waters

Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6
Teplota vody (°C)		12,0	12,5	12,0	12,0	13,0	13,0
Dátum odberu		III. 74	III. 74	XI. 73	XI. 73	XI. 73	XI. 73
pH		7,65	7,5	6,45	6,5	5,9	5,7
Celk. mineralizácia (mg/1)		268,1	268,0	207,2	308,7	874,2	1108,6
Katióny (mg/1)	Na^{+}	1,80	2,08	2,70	4,3	4,2	5,0
	K^{+}	3,28	1,36	1,00	0,80	2,88	3,01
	Li^{+}	0,007	0,007	0,005	0,005	0,03	0,03
	Ca^{++}	38,53	41,57	27,16	43,26	126,76	162,98
	Mg^{++}	16,47	19,10	14,76	14,14	55,55	73,13
	Fe (celk)	0,05	0,01	0,2	0,48	20,5	20,0
	Mn^{++}	0,11	3,13	1,08	0,10	14,0	16,3
	NH_4^{+}	0,64	1,44	1,11	0,68	4,03	7,29
	Pb^{++}	—	—	0	0	0,01	0,015
	Zn^{++}	—	—	0,12	0	0,007	0,0007
	Cu^{++}	—	—	0,0008	0,0008	0,004	0,007
Anióny (mg/1)	Cl^{-}	8,53	7,67	3,41	3,41	4,26	8,52
	SO_4^{--}	17,29	29,93	20,16	14,20	468,4	607,1
	No_2^{--}	0,32	0,02	0,05	0,02	0,01	0
	NO_3^{--}	0	0	0	0	0	0,45
	PO_4^{---}	0	0	0,08	0	0	0,25
	HCO_3^{-}	170,9	170,9	128,1	207,5	168,4	195,3
H_2SiO_3 (mg/1)		10,4	10,8	7,4	16,8	8,8	9,6
CO_2 (viaz)		61,6	61,6	46,2	74,8	59,4	70,4
Mg/Ca		0,703	0,754	0,895	0,653	0,722	0,739
SO_4/M		0,052	0,106	0,077	0,038	0,381	0,387
Typ chemizmu		Ca HCO_3	Ca HCO_3	Ca HCO_3	Ca HCO_3	Ca SO_4	Ca SO_4

Šachta Rákoš Hg: 1 — I. obz. V prekop, 3 — II. obz. 2. prekop Z, čelba, 4 — II. obz. 1. prekop Z, vodorovný vrt, 5 — II. obz. V 100 m od šachty, strop, 6 — II. obz. V 30 m od šachty, dno.
Šachta Rákoš Fe: 2 — hĺbka 42 m.

Záver

Hydrogeologické pomery ložiska Rákoš Hg sú veľmi zložité, a to najmä v dôsledku polohy ložiska pod úrovňou potoka Turiec, jeho miesta v tektonicky značne exponovanom území a v susedstve zatopených starín po vyťaženom ložisku Rákoš Fe. V odvodňovanom ložisku je tlak vody o 4,5 atm nižší ako v susedných starinách. Jeho dôsledkom pri preukázanom hydraulickom spojení je neustále narastanie prítokov a rozplavovanie výplne tektonickej poruchy do banských diel. Navrhnuté opatrenia (odvodnenie starín, hĺbkové predodvodnenie 1. etáže atď.) majú pomôcť zmierniť nebezpečenstvo hroziaceho prievalu vody a zlepšiť podmienky dobývania suroviny.

Doručené 13. 9. 1974
Odporučil A. Porubský

LITERATÚRA

Abonyi, A. 1961: Záverečná správa a výpočet zásob Rákoš Hg. Manuskript — Bratislava, Geofond, 110 s.
Gregor, T. 1969: Vzťah zrudnenia k štruktúrno-tektonickým pomerom na ložiskách Železník a Rákoš. Geol. práce, Spr. 31 (Bratislava), 7 s.
Hercog, F. 1959: Závěrečná zpráva, hydrogeologie Rákoš. Manuskript — archív ŽB, Sp. Nová Ves, 28 s.
Palčák, I. — Schmidt, F. 1960: Návrh na ďalší postup pri hĺbkovom otváraní ložiska Rákoš vzhľadom na možnosť katastrofálnych prítokov vôd. Manuskript — archív ŽB, Sp. Nová Ves, 7 s.
Plotnikov, N. I. — Syrovatko, M. V. — Scegolev, D. I. 1957: Podzemnyje vody rudnych mestoroždenij. 1. vyp. Moskva, Metalurgizdat. 613 s.
Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, ÚGÚ, 510 s.
Súľovec, J. 1957: Geologický posudok o prievale vody na 14. obzore v Rákoš-bani. Manuskript — archív ŽB, Sp. Nová Ves, 5 s.

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE MERCURY DEPOSIT OF RAKOŠ (SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS.)

TOMÁŠ REPKA

The Hg deposit of Rákoš, situated in the SW part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., is genetically bound to the longitudinal tectonic line of the Permian- Mesozoic contact. The tectonic line is at places up to 30,0 m thick and filled with mylonites. Linked with this line is also the mined-out Fe deposit of Rákoš, the inundated mine workings of which reach directly 109 m below the mercury deposit. At both deposits the mine workings extend below the level of the near brook. The situation is still complicated by a system of transverse faults. In the frame of the investigation of the hydrogeological conditions the following groundwater types have been distinguished in vicinity of the deposits: porous and joint-porous, joint-veiny, joint-bed and pit water.

From the standpoint of deposits joint-veiny water (i e. water from tectonic dislocatians) and pit water are most important. At present the mercury deposit is being penetrated by infiltrated water in the area of Permian conglomerates outcrops, as well as by water from old men, directly through the longitudinal line and transverse faults. With continuing mining of the mercury deposit the inflows increase and the filling of the tectonic line is washed away into the mine workings, with danger of water rush from old men. The most important measures for lowering the danger with further exploitation of the mercury deposit are: drainage of inundated mine workings of the Fe deposit of Rákoš and an early drainage of the mercury deposit prior to the exploitation of the deep level.

Preložil J. Pevný

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 143—156

DOTERAJŠIE POZNATKY O HYDROGEOLOGICKÝCH POMEROCH PALEOGÉNU SPIŠSKEJ KOTLINY

(1 príl., 2 tab. v texte)

DUŠAN CABALA*

Conditions hydrogéologiques du Paléogène dans le Bassin de Spiš (Spišská kotlina)

L'auteur évalue les résultats de la recherche hydrogéologique connus jusqu'à présent ainsi que le caractère de la nappe aquifère paléogène. Il fait remarquer l'importance des réserves en eau pour la distribution publique.

Geologický výskum centrálnokarpatského paleogénu Spišskej kotliny v ostatných rokoch dosť pokročil, ale ani dnes nedosahuje štádium, v ktorom by bolo možno riešiť všetky otázky geologickej stavby. Najviac zaostáva poznanie hydrogeologických pomerov.

Záujmové územie je dnes z vodohospodárskeho hľadiska ťažiskovou oblasťou na zásobovanie vodou najmä spotrebísk, ktoré sú v oblasti Popradu, Spišskej Novej Vsi a Prešova. V týchto oblastiach nie sú požiadavky na vodu pokryté ani v súčasnosti a pritom sa počíta s prudkým rastom spotreby vody.

V roku 1970 vypracoval Inžinierskogeologický prieskum, n. p., Žilina štúdiu Spišská kotlina JV, v ktorej sú hydrogeologické poznatky so zreteľom na možnosti využívať podzemnú vodu hydrogeologických štruktúr a zaradenia priaznivých hydrogeologických štruktúr do regionálneho hydrogeologického prieskumu. Vzhľadom na nedostatok poznatkov o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny boli na regionálny hydrogeologický výskum navrhnuté len najnádejnejšie geologické útvary, ako je kvartér a bazálny vápencový paleogén s mezozoikom na okraji kotliny.

Tento príspevok je prvým syntetickejším spracovaním hydrogeologických pomerov paleogénu Spišskej kotliny. Je vypracovaný na základe dostupných výsledkov prieskumných prác, prevažne plytkých hydrogeologických vrtov.

Príspevok teda podáva orientačnú predstavu o celkových hydrogeologických pomeroch a charaktere zvodnenia paleogénnych hornín.

Prehľad hydrogeologickej preskúmanosti územia

Hydrogeologický prieskum paleogénu zostal vzhľadom na flyšový charakter vyskytujúcich sa hornín a ich slabú priepustnosť na okraji záujmu. Väčšia pozornosť sa doteraz venovala hydrogeologickému prieskumu kvartéru, najmä

* RNDr. Dušan Cabala, Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves.

v povodí rieky Poprad a Hornád, a mezozoickým členom spolu s bazálnym paleogénom na j. okraji kotliny (J. Frankovič 1969, I. Valušiak 1972). Veľká pozornosť sa venovala aj problému tvorby, režimu, chemizmu a ochrane minerálnej vody, najmä v oblasti Kišovce — Švábovce, Baldovce, Sivá Brada — Klčov (P. Tkáčik 1965).

V ostatných rokoch sa uskutočnili práce venované problémom zásobovania podzemnou vodou z jednotlivých hydrogeologických vrtov. Väčšinu z nich vykonali pracovníci Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves (D. Cabala 1968, 1969, 1970, 1972, K. Cabalová 1971, 1972, 1973, Ľ. Rusina 1970, 1971, J. Rusinová 1970, 1972) a Vodných zdrojov, n. p., Prešov (1965—1973). V roku 1970—1971 vykonali pracovníci Inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu, n. p., Žilina registráciu všetkých prameňov v povodí rieky Poprad a Hornád.

Geologická a tektonická charakteristika územia

Spišská kotlina patrí na základe hydrogeologickej rajonizácie ČSSR do rajónu č. XXXIII, XXXVTp 105 cd. Táto rajonizácia určila približné hranice záujmovej oblasti (pozri graf. príl. 1).

Spišskú kotlinu ohraničujú výrazne vystupujúce pohoria. Budujú ich horniny paleogénu Levočského pohoria (na S a V), mezozoikum Nízkych Tatier, Stratenskej hornatiny a Galmusu (na J), mezozoikum Vikartovského chrbta (na Z). Na SZ ju ohraničuje alúvium rieky Poprad. Kotlinu vypĺňajú sedimenty paleogénu a kvartéru, ktoré sú uložené na značne nerovnom mezozoickom podklade.

Paleogénne sedimenty sú strednoeocénneho až vrchnoeocénneho veku a zastupujú ich tieto litofácie:

a) Bazálne vápencové brekcie a zlepence. Zvyčajne vypĺňajú nerovnú bázu predtransgresívneho reliéfu — skrasovatených mezozoických vápencov. Do nadložia prechádzajú zlepence do hrubozrnných až jemnozrnných pieskovcov až siltovcov.
b) Ílovcové súvrstvie. Zastupujú ho jemne piesčité, prachovité ílovce a laminované slieňovce s vložkami pieskovcov, zlepencov a klastických vápencov.
c) Pieskovcovo-ílovcové súvrstvie. Je charakteristické rovnováhou alebo prevahou jemnozrnných až strednozrnných drobových pieskovcov s ojedinelými vložkami zlepencov.
d) Pieskovcové súvrstvie. Predstavuje najvyššie súvrstvie vývoja paleogénu a reprezentuje ho prevaha drobových pieskovcov a stredno- až drobnozrnných zlepencov. Ílovce sú zastúpené len v nepatrnej mocnosti.

Pieskovcové lavice sú gradačne alebo nepravidelne zvrstvené a majú nepravidelnú hrúbku.

Kvartérne sedimenty sú vyvinuté v celej kotline. Najviac sú rozšírené v dolinách riek a potokov. V týchto miestach sa akumulácie vyvinuli vo forme piesčitého štrku s rozličným stupňom zahlinenia a sú pokryté náplavovou hlinou. Na svahoch pohorí je eluviálna a deluviálna hlina a suťové kužele. Pri vyústení potokov do zberných riek sú dejekčné kúžele, ktoré tvorí hlinito-piesčito-kamenitý materiál.

Základné črty tektonickej stavby sú výsledkom popaleogénnej tektoniky, charakterizovanej radom význačných zlomov a tektonických zón, prevažne prešmykového a poklesového charakteru. Paleogénne súvrstvia sú väčšinou plocho uložené, lokálne ohnuté do plochých synklinál a antiklinál. V blízkosti väčších zlomových línií sú paleogénne horniny strmšie a veľmi nepravidelne uložené. Vyskytujú sa pásma niekoľko metrov široké a veľmi silne tektonicky porušené.

Najvýraznejší je vikartovský zlom (smeru V—Z), ktorý sa vytvoril na j. obmedzení Vikartovského chrbta. Pri Spišskom Štvrtku sa ponára pod paleogénne horniny a predpokladá sa, že pokračuje na V do klčovsko-baldovskej elevácie (14), ktorú deformujú mladšie zlomy. V najvýchodnejšej časti Spišskej kotliny sa vyskytujú najmladšie zlomy (približne smeru S—J), na ktorých klčovská elevácia vyznieva. Zlomové línie zasahujúce mezozoické podložie sú charakteristické prameňmi minerálnej vody a tvorbou travertínových kôp (Dreveník, Sivá Brada, Gánovce ap.).

Najstarším zlomovým systémom sú zlomy smeru JV—SZ, pozdĺž ktorých klesol flyš oproti podložnému mezozoiku Stratenskej hornatiny a Spišsko-gemerského rudohoria.

Ďalší zlomový smer (JZ—SV) je zhodný so staršími karpatskými líniami (muránska línia).

Hydrogeologické pomery

Horniny paleogénu sa z hľadiska hydrogeologickej funkcie zatiaľ pokladajú za málo priaznivé. Pozorovaná rytmickosť paleogénnych sedimentov, veľmi časté zmeny zrnitosti v jednom litologickom type hornín, opracovanie klastických zŕn, zmeny zloženia tmelu ap. svedčia o malej priepustnosti a malom zvodnení. Priepustnosť je puklinová. Osobitne výrazne sa prejavuje v územiach pod erozívnou základňou, kde má spolu so štruktúrno-geologickou stavbou a fyzikálno-mechanickými vlastnosťami hornín rozhodujúci význam. Puklinová priepustnosť a striedanie litologicky odlišných typov hornín podmieňujú vznik a pozíciu prevažne puklinových prameňov, ktorých je v kotline veľmi veľa, ale majú väčšinou malú výdatnosť. Výdatnosť prameňov veľmi kolíše, čo vyplýva z pomerne plytkého obehu podzemnej vody. Je dokázané, že aj najmenej priepustné horniny — ílovce, najmä v pásme povrchového rozpojenia a v miestach tektonických porúch, sú dobre zvodnené a plnia svoju funkciu nepriepustnosti len relatívne.

Horniny rozličných litofácií (ílovce, pieskovce) často tvoria pod vplyvom porušenia jeden hydrogeologický celok. Pozorovaním a hydrokarotážnym meraním sa zistilo, že paleogénne horniny tvoria zvodnený horizont väčšinou v najvyšších polohách s povrchovým porušením. Horniny majú súvislú puklinovú priepustnosť vo všetkých smeroch a tá zvyčajne s hĺbkou vyznieva.

Nadložie paleogénnych hornín v celom území tvoria najčastejšie eluviálne a deluviálne hliny (ílovité a prachovité), ktoré sú prakticky nepriepustné. Infiltráciu povrchovej vody umožňujú spravidla miesta východov priepustnejších hornín a poruchové pásma, najčastejšie v údoliach riek, erózných brázdach ap.

Z hľadiska priepustnosti a zvodnenia možno v záujmovom území vyčleniť niekoľko charakteristických typov hornín:

a) bazálne zlepence, brekcie,

b) jemnozrnné — strednozrnné pieskovce,

c) jemne piesčité vápnité ílovce.

Bazálne brekcie a zlepence vyskytujúce sa na okraji kotliny majú zvyčajne na styku s mezozoikom predpoklad na väčšiu akumuláciu podzemnej vody. Pri hydrogeologickom prieskume treba však venovať veľkú pozornosť vytyčovaniu vrtov. Niekoľko hydrogeologických vrtov (napr. Čingov HV-1, Markušovce HV-1, Matejovce HG-1) bolo v týchto horninách prakticky negatívnych. Vrtmi boli zachytené prevažne vápnité brekcie, silne porušené a vyplnené červeným ílovitým tmelom. Po podrobnejšom preštudovaní okolo vrtov sa zistilo,

že sa vrty nachádzali v tektonických kryhách navzájom vodotesne oddelených.

Bazálny paleogén však často vytvára s okrajovým mezozoikom spoločný režim podzemnej vody. Tu je predpoklad získať väčšie množstvo podzemnej vody. Horniny bazálneho paleogénu sú tektonicky porušené, skrasovatené, dostatočne mocné (napr. hydrogeologické vrty Smižany HS-4, Q = 9,25 l/s, S = 18 m, Chrasť HG-2, Q = 8,0 l/s, S = 10 m, Olcnava HG-4, Q = 2,88 l, S = 7,6 m). Toto paleogénne súvrstvie má priaznivé podmienky aj preto, že ním preteká vodný tok, takže je možnosť priamej infiltrácie riečnej vody. Vzhľadom na to, že sa bazálny paleogén ponára pod nadložné, menej priepustné súvrstvie, pomáha odvádzať veľkú časť podzemnej vody do väčšej hĺbky, v ktorej potom voda nadobúda charakter minerálnej vody.

V územiach s výskytom pieskovcových a ílovitých hornín sa zatiaľ vykonalo najviac hydrogeologických prác. Základná hydrogeologická charakteristika hydrogeologických vrtov záujmového územia je v tab. 1.

Pieskovcové súvrstvia sú tvorené lavicami vápnitých pieskovcov, ktoré veľmi často oddeľujú vložky ílovcov. Pieskovce sú dosť rozpukané a umožňujú do istej miery hlbší obeh podzemnej vody.

Ílovce a ílovcovo-pieskovcové súvrstvie sa striedajú v rozličné mocných polohách. Oba litologické typy sa viažu na puklinovú priepustnosť, najčastejšie vyvinutú v poruchových pásmach a zvetraninových plášťoch. Hodnotením väčšieho počtu vrtov a dokumentácie stavebných jám sa pri ílovcoch (prachovcoch) zistila puklinová priepustnosť, ktorá často pripomína priepustnosť štrku (tenké dosky ílovcov a prachovcov sú nepravidelne rozpukané do plochy 100—200 cm^2 a pukliny sú otvorené). Takto rozvetrané horniny sú dobre priepustné a vo vode stále (zistila sa dlhodobá funkcia hydrogeologických vrtov aj bez hydrogeologického výstroja). O charaktere puklinovej priepustnosti svedčia pozorovania vo vrtoch, do ktorých po znížení hladiny prúdi podzemná voda vo forme veľkého počtu lúčov z ich stien.

Mocnosť hornín s pomerne dobrou puklinovou priepustnosťou a so zvodnením (mocnosť zvodneného, zvetraného plášťa paleogénnych hornín) je rozličná, zhruba je v rozmedzí 6—25 cm.

Čerpacie skúšky hydrogeologických vrtov zhodnotené metódami neustáleho prúdenia charakterizujú zvodnené prostredie väčšinou ako zhora aj zdola ohraničené polopriepustnými vrstvami.

Základné hydraulické parametre zvodnených horizontov majú spravidla tieto hodnoty:

súčiniteľ filtrácie k_f 1.10^{-5} m/s,

súčiniteľ prietočnosti T 2.10^{-4} m^2/s,

súčiniteľ pružnej kapacity S 0,7.

Výtlačná úroveň hladín podzemnej vody poukazuje vždy na napäté hladiny, ojedinele s pozitívnym prietokom.

Pri hydrogeologických vrtoch, ktoré zachytili v prevažnej miere pieskovce, sa výdatnosť pohybuje od 1 l/s do 3 l/s pri premenlivom znížení, ojedinele, napr. vo vrte HV-2 Veľká Lomnica, Q 5,8 l/s pri znížení o 10,0 m. V súvrstviach s prevahou ílovcov bola zistená veľmi premenlivá výdatnosť, prevažne 0,1—1,0 l/s, veľmi často podstatne vyššia výdatnosť až do 3,0 l/s (Čingov HV-2 — Q 2,65 l/s, S 3,6 m, Hrabušice HV-1 — Q 2,2 l/s, S 20,0 m, Markušovce HV-3 — Q 2,7 l/s, S 3,6 m, Spišské Tomášovce HV-1 — Q 3,0 l/s, S 0,34 m atď.).

Palimerove charakteristiky Tab. 1

Lokalita	Mineralizácia g/l	pH	S_1	S_2	A_1	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
Ílovce, pieskovce								
Spišské Tomášovce ST-2	0,486	7,3	26,28	0,74	—	70,98	0,483	0,0282
Hranovnica	0,489	7,5	1,74	20,52	—	77,74	0,57	0,078
Spišské Podhradie	0,733	7,0	32,70	2,14	—	65,16	0,594	0,0793
Hozelec HV-1	0,608	7,35	9,84	—	7,88	82,26	0,702	0,0474
Spišský Štvrtok, studňa	0,701	7,1	19,88	12,22	—	67,90	0,66	0,0985
Spišské Vlachy, studňa	0,678	7,1	27,08	2,82	—	70,10	0,487	0,0205
Spišské Tomášovce ST-1	0,815	7,2	29,22	—	14,16	56,6	0,65	0,0331
Spišská Nová Ves, dvor GP	0,802	5,7	0,82	33,52	—	63,8	0,268	0,152
Mečedelovce HV-1	0,749	7,0	0,56	23,0	—	75,5	0,379	0,106
Domaňovce	0,578	7,6	0,402	5,3	—	94,3	0,372	0,0166
Spišská Nová Ves	0,889	7,3	12,24	33,21	—	54,2	0,25	0,128
Letanovce	0,560	7,5	6,94	23,86	—	69,4	0,27	0,0654
Markušovce	0,834	7,5	15,57	19,03	—	65,4	0,257	0,137
Domaňovce	0,569	7,7	5,54	—	16,16	84,1	0,446	0,0195
Spišská Nová Ves ŠM	0,475	7,1	3,57	20,63	—	75,9	0,286	0,01195
Hrabušice HV-1	0,652	7,3	4,47	19,23	—	76,6	0,228	0,114
Hrabušice HV-2	0,639	7,8	14,37	24,09	—	61,68	0,296	0,103
Čingov — Flóra HV-2	0,622	7,9	7,45	—	1,36	90,4	0,283	0,044
Jamník, studňa	0,579	8,2	8,35	2,23	—	89,4	0,335	0,0263
Spišský Štvrtok	0,945	7,2	11,19	38,56	—	50,3	0,264	0,183
Bazálny paleogén	vápen. zlepence, pieskovce, vápence							
Smižany HS-4	0,589	7,6	8,85	15,70	—	75,5	0,42	0,113
Hrabušice HS-11	0,563	7,75	1,1	13,0	—	86,2	0,6	0,0557
Chrasť nad Hornádom HG-2	0,567	7,60	10,28	26,9	—	62,8	0,294	0,141
Spišské Vlachy HG-5	0,511	7,2	0,2	36,62	—	63,22	0,257	0,212
Kvartér — piesčité štrky	0,843	7,2	—	58,60	—	41,36	0,321	0,39
Spišská Nová Ves SV-16	0,799	7,2	1,0	59,14	—	39,70	0,233	0,392
Spišská Nová Ves SV-18	0,630	7,2	4,24	12,56	—	83,0	0,439	0,039
Spišské Vlachy SV-26	0,627	7,0	13,31	11,76	—	79,4	0,347	0,0717

Vysvetlivky

S_1 — prvá salinita — silné kyseliny a silné zásady (Cl, SO_4, K) — podľa Palmera
S_2 — druhá salinita — silné kyseliny a slabé zásady (Cl, SO_4, Ca, Mg)
A_1 — prvá alkalinita — slabé kyseliny a silné zásady (HCO_3, Na, K)
A_2 — druhá alkalinita — slabé kyseliny a slabé zásady (HCO_3, Ca, Mg)

Základná charakteristika hydrogeologických vrtov

Tab. 2

Číslo vrtu	Lokalita	Hĺbka (m)	Stratigrafický profil vrtu		Ustálená hladina (m)	Maximálna výdatnosť (l/s)	Maximálne zníženie (m)	Teplota vody °C
			kvartér	paleogén				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
HV-1	Spišské Vlachy	24,0	0,0—13,6 ílovitá hlina	13,6—24,0 piesč. ílovce	13,60	1,44	2,6	10
HV-2	Spišské Vlachy	24,0	0,0—13,6 piesč. hlina + íl	13,6—24,0 pieskovce	3,0	1,4	2,9	11
HV-3	Spišské Vlachy	35,0	0,0—6,0 hliny, zahlin. štrky	6,0—35,0 ílovce	6,0	0,25	8,0	11,5
ST-1	Spišské Tomášovce	18,4	0,0—3,3 piesč. hlina	3,3—18,4 íl. bridlice, pieskovce	1,3	0,16	6,1	10
ST-2	Spišské Tomášovce	19,4	0,0—4,7 piesč. íl	4,7—19,4 piesč. ílovité bridlice	2,85	1,21	7,65	9,5
HV-1	Spišské Tomášovce	8,0	0,0—4,3 hlina	4,3— 8,0 bridlice	4,2	3,0	0,34	10,8
HV-2	Vrbov	30,0	0,0—1,2 piesč. hlina	1,2—30,0 pieskovce + íl. brid.	9,0	2,3	7,0	10
HV-1	Vrbov	30,0	0,0—2,0 piesč. hlina	2,0—30,0 piesč. ílovce	9,30	1,1	1,6	10
HV-1	Spišské Podhradie	22,0	0,0—3,5 hlina ílovitá piesč.	3,5—22,0 ílovité bridlice	1,85	1,1	10,0	9,8
HV-4	Spišské Podhradie	20,0	0,0—3,6 ílovitá hlina	3,6—20,0 ílovce + pieskovce	11,0	0,3	2,0	11,5
HV-2	Spišské Podhradie	40,0	0,0—5,5 hliny, zahlin. štrky	5,5—40,0 ílovce	2,1	1,37	11,20	8

HV-3	Spišské Podhradie	30,0	0,0—10,0	hliny, zahlin. štrky	10,0—30,0	ílovce	1,1	2,27	6,69	11
HV-2	Spišský Štvrtok	9,0	0,0—1,5	piesč. hlina	1,5— 9,0	pieskovce bridlice	1,5	0,32	3,25	11
HV-1	Spišský Štvrtok	36,0	0,0—7,0	ílovité hliny	7,0—36,0	pieskovce + ílovce	0,7	0,54	13,2	10
HV-2	Spišský Hrhov	13,0	0,0—7,2	ílovitá hlina + štrk	7,2—13,0	pieskovce + íl. bridlice	2,0	2,3	3,8	11
Vt-1	Klčov	12,5	0,0—7,5	hlina íl. zahl. štrk	7,5—12,5	pieskovce	4,8	1,17	9,75	10
HV-1	Klčov	25,0	0,0—2,0	íl. hlina	2,0—25,0	pieskovce	3,0	1,33	13,5	12
HV-2	Klčov	27,0	0,0—1,8	íl. hlina	1,8—27,0	pieskovce	9,4	1,2	16,0	12
HV-1	Iliašovce	50,0	0,0—6,0	íl. piesč. hlina	6,0—50,0	pieskovce íl. bridlice	7,15	0,35	18,0	11
HV-1	Žákovce	8,0	0,0—4,0	hlina	4,0— 8,0	pieskovce	1,7	1,0	4,9	9
HV-1	Jablonov	22,0	0,0—3,0	hlina	3,0—22,0	íl. bridl. + pieskovce	3,5	0,95	12,5	11
HV-1	Danišovce	15,0	0,0—4,2	íl. piesč. hlina + štrk	4,2—15,0	pieskovce + bridlice	1,7	0,83	6,0	3,4
HV-1	Hôrka	12,0	0,0—4,8	hlina + štrk	4,8—12,0	ílovité bridlice	1,8	2,0	7,0	9
HV-1	Hozelec	20,0	0,0—2,5	hliny	2,5—20,0	pieskovce + ílovité bridlice	2,0	0,44	12,5	9

Pokračovanie tab. 2

Číslo vrtu	Lokalita	Hĺbka (m)	Stratigrafický profil vrtu		Ustálená hladina (m)	Maximálna výdatnosť (l/s)	Maximálne zníženie (m)	Teplota °C
			kvartér	paleogén				
HV-1	Spišské Bystré	30,0	0,0—5,6 piesč. hlina + štrk	5,6—30,0 ílovité bridlice	4,7	0,18	9,4	11
HS-4	Smižany-Maša	120,0	0,0— 7,2 hlina + štrk	7,2—72,0 íl. bridlice zlepence 72,0—120,0 vápence	4,0	9,25	18,0	11
HG-1	Matejovce n/Hornádom	102,0		0,0—79,0 vápnité zlepence 79,0—102,0 vápence	7,2	0,13	12,0	9
HG-2	Chrasť n/Hornádom	100,0	0,0—3,0 hlina	3,0—69,0 vápnité zlepence 69,0—100 vápence	6,1	8,0	10,0	10
HG-4	Olcnava	100,0	0,0—11,5 hlina + kamene	11,5—100,0 zlepence, pieskovce	0,2	2,88	7,6	9
HV-3	Domanovce	30,0	0,0—5,0 íl. hlina, štrk	5,0—30,0 ílovité bridlice	4,0	1,1	7,0	11
HV-1	Domanovce	30,0	0,0—5,0 piesč. hlina	5,0—30,0 ílovce + pieskovce	12,7	0,82	3,64	12
HV-2	Domanovce	31,0	0,0—9,0 hlina ílovitá	9,0—31,0 ílovce	9,8	0,16	12,4	10
HV-1	Odorín	16,0	0,0—9,0 hlina + štrk	9,0—16,0 bridlice + pieskovce	1,6	0,55	10,0	12
HV-2	Žehra	40,0	0,0—8,0 hlina	8,0—40,0 ílovce	5,0	0,62	12,1	10
HV-1	Žehra	40,0	0,0—4,0 hlina	4,0—40,0 ílovce + pieskovce	4,7	0,98	9,4	9

HV-1	Hincovce	40,0	0,0—4,2 hlina	4,2—40,0	ílovce + vložky pieskovcov	3,2	1,14	16,0	9
HV-1	Veľká Lomnica	30,0	0,0—7,8 hlina, štrky	7,8—30,0	ílovce, pieskovce	3,8	0,3	10,0	8
HV-2	Veľká Lomnica	40,0	0,0—7,0 piesč. hlina	7,0—40,0	prevažne pieskovce	6,10	5,8	10,0	9
HV-3	Veľká Lomnica	40,0	0,0—6,2 hliny, štrky	6,2—40,0	ílovce, pieskovce	3,7	0,13	4,0	9
HV-2	Spišská Nová Ves, hosp. dvor	32,0	0,0—4,0 hliny, štrky	4,0—32,0	ílovce, piesč. zlepence	2,1	1,66	9,6	10
HV-1	Spišská Nová Ves	29,0	0,0—4,0 piesč. hlina	4,0—29,0	pieskovce	5,8	0,1	9,2	10
HV-3	Spišská Nová Ves	25,0	0,0—10,2 hlina ílovitá	10,2—25,0	ílovce	6,15	0,22	7,05	10
V-1	Spišská Nová Ves— —Teplička	3,0	0,0—2,0 hlina, piesč. štrk	2,3—3,0	vápnité bridlice	preteká nad terén	2,4	2,5	12
HV-2	Mečedelovce	30,0	0,0—4,0 hlina piesčitá	4,0—30,0	ílovce	3,4	1,07	11,75	8
HV-1	Mečedelovce	25,0	0,0—3,0 hlina	3,0—25,0	ílovce piesč.	3,9	1,66	3,0	10
HV-1	Bystrany	34,0	0,0—1,3 hliny	1,3—34,0	ílovce + vložky zlepencov	2,5	0,26	13,7	10
HV-1	Markušovce	21,5	0,0—4,0 hlina	4,0—21,5	íl. bridl. + vložky zlepencov a pieskovcov	3,6	0,33	10,65	12
HV-2	Markušovce	31,0	0,0—8,0 piesč. hlina	8,0—31,0	ílovce	6,5	0,05	25,0	12

Pokračovanie tab. 2

Číslo vrtu	Lokalita	Hĺbka (m)	Stratigrafický profil vrtu		Ustálená hladina (m)	Maximálna výdatnosť (l/s)	Maximálne zníženie (m)	Teplota vody °C
			kvartér	paleogén				
HV-3	Markušovce	21,0	0,0—5,0 hliny + štrky	5,0—21,0 ílovce	0,3	2,7	3,6	11
HV-1	Hincovce	40,0	0,0—4,2 hlina	5,0—40,0 ílovce	1,3	1,14	16,0	9,0
HV-2	Hrabušice	40,0	0,0—3,5 hliny	3,5—4,0 ílovce	2,7	0,28	18,0	9
HV-1	Hrabušice	40,0	0,0—6,0 piesč. hlina	6,0—40,0 ílovce	0,35	2,22	20,0	9
HV-3	Hrabušice	25,0	0,0—2,5 hlina ílovitá	2,5—25,0 ílovce	3,6	1,25	8,4	10
HV-1	Matejovce pri Poprade	16,0	0,0—2,3 hlina so štrk.	2,3—16,0 ílovce + pieskovce	1,5	1,1	7,85	7
HV 2	Čingov	32,0	0,0—9,0 íl. hlina	9,0—32,0 ílovce + vložky zlepencov	3,0	2,65	3,60	7
HV-1	Jamník	60,0	0,0—6,0 hliny	6,0—60,0 piesč. ílovce	2,2	2,3	2,3	11
V-1	Poprad	20,0	0,0—1,20 piesč. hlina	2,1—20,0 ílovce, pieskovce	pretok nad terén	1,2	5,4	11
HV-1	Harichovce	20,0	0,0—3,0 íl. hlina	3,0—30,0 ílovce	4,5	0,48	8,6	10
HV-1	Letanovce	30,0	0,0—1,7 íl. hlina	1,7—30,0 piesč. ílovce	1,2	0,86	11,0	10,5
HV-1	Sp. Hrušov	15,0	0,0—2,4 piesč. hlina	2,4—15,0 piesč.	0,6	1,2	6,0	11,0
HV-1	Hranovnica	30,0	0,0—3,2 piesč. hlina + štrk	3,2—30,0 ílovité bridlice	3,4	0,4	13,0	12



Schematická hydrogeologická mapa Spišskej kotliny (zostavená z podkladov IGHP Žilina a GÚDŠ Bratislava)
1 — pieskovcové súvrstvie, 2 — pieskovcovo-ílovcové súvrstvie, 3 — ílovcové súvrstvie, 4 — prechodné pieskovcové súvrstvie, 5 — travertín, 6 — bazálne karbonátové súvrstvie, 7 — prameň s výdatnosťou väčšou ako 0,3 l/s, 8 — minerálny prameň, 9 — zistené a predpokladané zlomy, 10 — hydrogeologický vrt s príslušnou výdatnosťou, 11 — výdatnosť do 0,3 l/s, 12 — výdatnosť väčšia ako 0,3 l/s.

Die schematische hydrogeologische Karte des Zipser Talkessels (Zusammengestellt aus Unterlagen von IGHP, Žilina, und GÚDŠ, Bratislava)
1 — Sandschichtengruppe, 2 — Sandtonschichtengruppe, 3 — Tonschichtengruppe, 4 — Verendernde sandschichtengruppe, 5 — Travertin, 6 — Basalkarbonatschichtengruppe, 7 — Quelle mit einer grösseren Ausgiebigkeit als 0,3 l/s, 8 — Mineralquelle, 9 — Die Festgestellten und vorausgesetzen Brüche, 10 — Hydrogeologisches Bohrloch mit der bezeichneten Ausgiebigkeit, 11 — Ausgiebigkeit bis 0,3 l/s, 12 — Ausgiebigkeit grösser als 0,3 l/s.

Čerpacie skúšky a dlhodobé využívanie studní dokazujú, že doplňanie zásob podzemnej vody v týchto horninách je trvalé.

Napriek tomu, že vykonané hydrogeologické vrty boli jednoúčelové a že boli zvyčajne v miestach určených investormi, bolo možno zistiť určité zákonitosti výskytu miest lepšie zvodnených paleogénnych hornín. Najväčšie zvodnenie hornín bolo pri vrtoch:

a) na okrajoch aluviálnych nív potokov, pri posunutí vrtov viac do stredu nivy boli už vrty málo výdatné, alebo negatívne (napr. lokalita Markušovce, Spišská Nová Ves — Ferčekovce);

b) v prieskumných územiach vyššie položených, v eróznych ryhách alebo v poruchových pásmach (napr. lokalita Mečedelovce);

c) na styku dvoch fácií — ílovitej a pieskovcovej (napr. lokalita Veľká Lomnica).

Pri ďalších hydrogeologických prácach treba tieto poznatky na ďalších lokalitách znovu preveriť.

V grafickej prílohe 1 sú vyznačené všetky doteraz vyhĺbené hydrogeologické vrty s príslušnou výdatnosťou a pramenné vývery s výdatnosťou 0,3 l/s a väčšou.

Základné črty chemizmu podzemnej vody paleogénnych hornín sú odrazom vylúhovania látok z hornín (ílovcov, pieskovcov, zlepencov) rozpúšťaním a hydrolitickým rozkladom.

Chemické zloženie podzemnej vody vykazuje výraznú jednotnosť a analyzované vody patria približne do jedného hydrochemického typu. Celková mineralizácia dosahuje 511—945 mg/l anorganických látok pri celkovej tvrdosti 15,0—35,0 °N. Tvrdosť vody v prevažnej miere spôsobujú kyslé uhličitany vápnika a horčíka (prechodná tvrdosť 11,8—20,0 °N). Chloridy a sírany sú zastúpené v podstatne nižších koncentráciách. Zdrojom síranov vo vodách je oxidácia pyritu a iných sulfidov. Intenzita oxidácie závisí od obsahu sulfidov v horninovom prostredí a od obsahu atmosferického kyslíka presakujúcej infiltrovanej vody. Koeficient $SO_4/M = 0,02—0,25$ vyjadruje malú intenzitu oxidačných procesov. Hodnoty koeficientov Mg/Ca sú nižšie ako 1 a poukazujú na výraznejšie zastúpenie Ca vo vodách, ktoré je v súlade s mineralogickým a petrografickým zastúpením horninového prostredia.

Prevládajúci chemický typ vody je kalcium-magnézium bikarbonátový (A_2 je 60—90 %), ojedinele sa vyskytuje chemický typ predstavujúci prechod ku kalcium-magnézium sulfátovému a bikarbonátovému typu.

Podzemná voda svojou kvalitou zodpovedá pitnej a úžitkovej vode. Obsah organických látok svedčí o tom, že je pomerne čistá. Charakteristické prvky vyskytujúce sa v paleogénnych horninách a obsiahnuté aj v podzemnej vode (Fe^{++}, Mn^{++}, H_2S), ktoré podstatne vplývajú na kvalitu vody, sú zvyčajne v prípustných hraniciach. Zvýšená koncentrácia sa dlhším odčerpávaním podstatne znižuje. Výskyt niekoľko metrov mocných polôh ílovitej a prachovitej hliny v nadloží väčšinou tvorí dostatočnú ochrannú a čistiacu vrstvu.

Základné hydrogeochemické parametre podzemnej vody podľa Pallmera sú v tab. 1, a to osobitne z podzemnej vody v pieskovcových a ílovcových súvrstviach, z podzemnej vody súvrstvia bazálneho paleogénu a na porovnanie je niekoľko charakteristík podzemnej vody kvartérnych hornín — štrkopiesku.

Uvádzame rozsah hlavných iontov zistený v podzemnej vode paleogénnych hornín:

pH	7,0 — 8,1	
Mg^{++}	23,0 — 43,0	mg/l
Ca^{++}	70,0 —130,0	mg/l
Na^{+}	0,2 — 22,0	mg/l
K^{+}	1,0 — 10,0	mg/l
Cl^{-}	10,0 — 90,0	mg/l
SO_4^{--}	11,0 — 75,0	mg/l
HCO_3^{-}	250,0 —450,0	mg/l
Fe^{++}	0,02— 0,3	mg/l
Mn^{++}	0,02— 0,45	mg/l

Plytké hydrogeologické vrty Spišský Hrhov HV-1, Žehra HV-2 zistili obdobné chemické zloženie podzemnej vody, ako je zloženie minerálnej vody na Sivej Brade a v Baldovciach.

Záver

Najnovšie výsledky hydrogeologických prieskumných prác dokazujú pomerne dobrú puklinovú priepustnosť a zvodnenie paleogénnych hornín.

Reálny predpoklad získať z jedného hydrogeologického vrtu 1—3 l/s podzemnej vody poukazuje na väčšiu významnosť tohto hydrogeologického rajónu, ako sa pôvodne predpokladalo, a na účelnosť vykonávať regionálny hydrogeologický prieskum v najbližšom období.

Racionálne využitie zdrojov podzemnej vody v tomto území podstatne zlepší súčasný nepriaznivý stav v zásobovaní obyvateľstva vodou.

Doručené 10. 12. 1974
Odporučil A. Porubský

LITERATÚRA

Cabala, D. 1969: Domanovce — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Cabala, D. 1970: Markušovce — hospodársky dvor, hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 7—13.
Cabala, D. 1969: Mečedelovce — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 4—7.
Cabala, D. 1970: Čingov — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Cabala, D. 1970: Hrabušice — Jednota, hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Cabala, D. 1972: Záľubica VP — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava s. 5—12.
Cabalová, K. 1971: Žehra — cig. osada, hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 4—8.
Cabalová, K. 1971: Spišská Nová Ves — ŠM, hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Cabalová, K. 1972: Žehra II — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Cabalová, K. 1973: Letanovce — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 4—8.

IGHP Žilina 1971: Registrácia prameňov povodia Hornádu. Manuskript — Geofond, Bratislava.
Gross, P. 1967: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov 1. Manuskript — Geofond, Bratislava.
Rusinová, J. 1970: Spišské Podhradie — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 7—10.
Rusinová, J. 1972: Sipšské Podhradie — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 6—11.
Rusina, L. 1970: Bystrany — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 5—9.
Rusina, L. 1971: Mečedelovce — hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 6—9.
Tužinský, A. 1970: Spišská kotlina JV — hydrogeologická štúdia. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 19—42.
Tkáčik, P. 1965: Minerálne pramene Sivá Brada — Baldovce. Manuskript — Geofond, Bratislava.

DIE BISHERIGEN HYDROGEOLOGISCHEN ERKENTNISSE DER PALEOGENNEN GESTEINE IN ZIPSER — TALKESSEL

DUŠAN CABALA

In der vorliegende Behandlungen sind die bisherigen hydrogeologischen Erkundungsarbeiten verwertet und auf die Möglichkeit ihrer Ausnützung hingewiesen.

Der Wasserinhalt im paleogennen Gestein (Schieferton, Sandstein, Konglomeraten) ist auf die Gesteinrisse und Klüftsonen gebunden, der am meisten in den oberflächligen zerkütteten Zohnen und in den tektonischen Büchen gespeichert ist. Die litologische Fazien verschiedener zerstörener Gesteine bilden einen kompletten Grundwasserkörper, der in den meisten Fällen mittels den Gesteinrissen horizontal verbunden ist in dadurch eine Durchsickerung ermöglicht. Die Mächtigkeit des Grundwasserkörpers ist von 6, 0m bis 25, 0m begrenzt und die Durchsickerungmöglichkeit verliert mit der Tiefe an seiner Wirkung.

Die Ergiebegkeit der hydrogeologischen Bohrungen, die Schiefersteine und Sandsteine durchteuften, ergeben eine menge von 1 l/sec bis 3 l/sec, in mänchen Fällen bei schwenkenden Senkungen des Wasserspiegels auch mehr. Die grössten Ergiebigkeiten wurden in Konglomeraten festgestelt (bis 10 l/sec), nachdem die Bohrungen im Kontakte der Konglomeraten mit mezosolschen Gesteinen niedergeteuft.

In diesen Fällen die Bedingung einer gemeinsamen Verbindung der Gundwässer ermöglicht.

Die Qualität der Grundwässer ist im Bezug zu den algemeinen Qualitätvorderungen ausreichend. Die ober den Grundwasserkörper liegenden Tonschiechten bilden in Form einer selbstreinigenden Decke gute Bedingungen für den Schutz gegen eindringungen von Unreinigkeiten.

Die bisherigen Ergäbnisse bestätigen die Gegenheit von günstigen hydrogeologischen Gründlagen und lokalen Wasserversorgungsmöglichkeiten der Beschriebenen Grundwasserkörper.

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 157—162

SPRÁVY

Výskyt vivianitu v kvartérnych sedimentoch Východoslovenskej nížiny

(4 obr. v texte)

EDUARD DOBRA — RUDOLF ĎUĎA*

Vivianite des sédiments quaternaires de la plaine Východoslovenská nížina

L'auteur étudie la composition minéralogique et la génèse de la vivianite provenant des sédiments quaternaires de la localité Ruská située dans la plaine Východoslovenská nížina. Pour déterminer la vivianite, on a utilisé l'analyse par rayons x, analyse semiquantitative spectrale et chimique et enfin analyse thermogravimétrique. La teneur en P_2O_5 atteint 33,04 %.

Problematike fosfátonosnosti sa v oblasti východného Slovenska venovala doteraz veľmi malá pozornosť. Výskyt vivianitu vo forme zemitých konkrécií v sedimentoch sarmatu košickej štrkovej formácie z lokality Baška uvádza E. Dobra (1971). V blízkej Zakarpatskej oblasti je vivianit známy v štvrtohorných bahnitých sedimentoch v okolí Vyškova, kde sa aj fyzikálno-chemickými metódami podrobne študoval. Vystupuje vo forme zemitých nahromadenín v kvartérnych hlinách (E. K. Lazarenko et al. 1963). Vivianit ekonomického významu je známy v Bielorusku, kde sa vyskytuje v rašelinových bažinách nížinných oblastí. Zdrojom P_2O_5 boli horniny tvoriace okolie a dno bažín. Vplyvom podzemnej vody sa P_2O_5 vylúhuje spolu s Ca a Fe a odnáša do nížin, kde na dne a okrajoch vodných tokov postupne sedimentujú: najprv Ca vo forme bahnitej kriedy zmiešanej s rašelinou, potom vivianit a siderit (G. I. Bušinskij 1952).

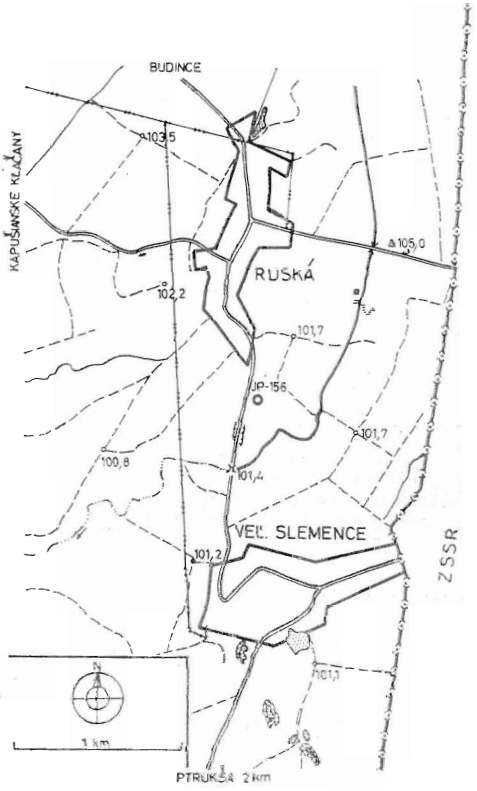
V ostatnom období zistili výskyt fosfátov, ktoré podľa mineralogických analýz zodpovedajú vivianitu, pracovníci Geologického strediska v Košiciach vo východnej časti Východoslovenskej nížiny, a to v blízkosti štátnych hraníc ČSSR—ZSSR medzi obcou Ruská a Veľké Slemence, okres Trebišov, vo vrte JP-156, odvŕtanom asi 1 km s. od obce Veľké Slemence. Vivianit bol zistený v hĺbkovom intervale od 12,00—14,00 m. Terén v blízkom okolí je rovinatý.

Podľa vrtu JP-156 pokrýva terén 5,2 m mocná vrstva hliny tmavohnedej farby, ktorá v spodných partiách prechádza do tmavosivého až popolavosivého škvrnitého plastického organického ílu, v ktorého podloží v hĺbkovom intervale od 5,2—12,00 m

* RNDr. Eduard Dobra, RNDr. Rudolf Ďuďa, Geologické stredisko, Stará Spišská cesta, 040 51 Košice.

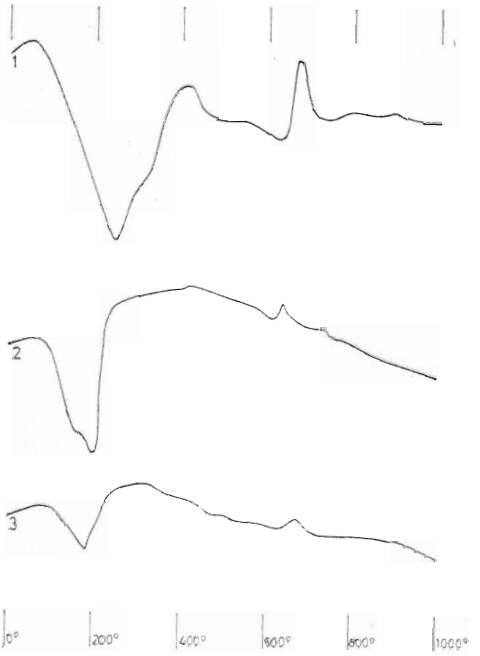
vystupuje sivý, slabo zafilovaný jemnozrnný až strednozrnný piesok s nepravidelným výskytom zvalkov ílu. Pod pieskom leží sivý, modrastý, v spodnej časti sivohnedý, zelenkavý, hrdzavoškvrnitý, alebo piesčitý jemne pyritizovaný íl, v ktorom sa v hĺbke 17,00 m vrt ukončil.

Zistený vivianit tvorí jemnozrnné zemité masy, častejšie guličkovité a nepravidelné



Obr. 1 — Situačná mapa lokalizácie vrtu JP-156

Fig. 1 — Situation plan showing the JP-156 borehole localization

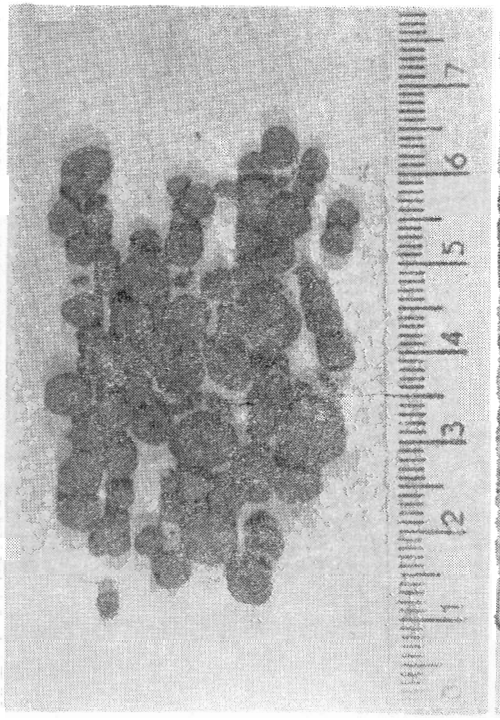


Obr. 2 — DTA krivky vivianitu —
1. I. Kostov 1971
2. lok. Ruská, vrt JP-156
3. E. Dobra 1971

Fig. 2 — D.t.a. curves of vivianite —
1. I. Kostov 1971
2. locality Ruská, borehole JP-156
3. E. Dobra 1971

zhluky. V guličkovitej forme je vivianit dosť tvrdý (približne 2. stupeň Mohsovej stupnice tvrdosti). Veľkosť guličiek a zhlukov sa pohybuje od 0,2—1 cm; v priemere od 0,4—0,6 cm. Vo vzorkách tesne po odvŕtaní je vivianit kriedovobielej farby, avšak po krátkom pôsobení vzduchu (asi 1 hodina) sa intenzívne sfarbuje na bledomodro až modro. Má biely vryp, ktorý časom tiež prechádza do modrej farby. Špecifická váha guličkovitej farby je 2,71 g/cm^3. Na jeho presnú identifikáciu bola použitá röntgenografická, semikvantitatívna spektrálna, termogravimetrická a chemická analýza. Hodnoty medzirovinových vzdialeností a ich intenzita sú pri meranej vzorke vivianitu vo výraznej zhode s tabuľkovými údajmi. Na základe údajov semikvantitatívnej spektrálnej analýzy sa dá predpokladať, že hlavným komponentom analyzova-

nej vzorky je Fe a P. Ďalšie prvky zistené spektrálnou analýzou môžu byť prítomné buď vo forme izomorfnej prímesi (Mg, Mn, Ca) alebo heterogénnych prímesí v podobe kremeňa, kalcitu a alumosilikátov. Výsledky termogravimetrickej analýzy jednoznačne poukazujú na vivianit (výrazná zdvojená endoterma medzi 170—200 °C — strata molekulárnej vody a exoterma pri 640 °C — prechod Fe·· na Fe···). Z konfrontácie s DTA krivkami vivianitu z lokality Baška vyplýva omnoho väčšia monominerálnosť vzorky z lokality Ruská, čo potvrdila aj chemická analýza vivianitu z oboch lokalít.



Obr. 3 — Guličkovité formy vivianitu vyseparované z ílu, zväčšené 1,5-krát.

Fig. 3 — Spherular forms of vivianite separated form clay, x 1,5.



Obr. 4 — Vzorka sivozelených ílov z vrtu JP-156, hĺbka 12,50 m so zhlukmi a guličkami vivianitu, skutočná veľkosť.

Fig. 4 — Sample of greyish-green clay comming from the borehole JP-156 (12,50 m) with vivianite nodules and concretions. Not magnified.

Výsledky chemickej analýzy (FeO — 34,62 %; P_2O_5 — 33,04 %) plne potvrdzujú prítomnosť vivianitu s pomerne malou prímesou heterogénnych látok. Nižší obsah FeO oproti štruktúrnemu vzorcu vivianitu možno pripísať čiastočnej oxidácii Fe·· na Fe···, zatiaľ čo zvýšený podiel P_2O_5 môže zodpovedať prímesi organických zvyškov a snáď aj apatitu. Chemická analýza okolitej horniny s vylúčením makroskopicky viditeľného vivianitu poukazuje na zvýšený obsah oxidov Fe (asi 6 %) a P_2O_5 (0,08 %). Ostatné komponenty sú v relácii s chemizmom bežných pelitických sedimentov.

Röntgenometrická identifikácia vivianitu
x-ray identification of vivianite

Tab. 1

	1		2		3	
No	Im	dm	Im	dm	I tab	d tab
1	1	7,900	1	7,762	3	8,00
2	10	6,707	10	6,667	10	6,80
3	3	4,874	2	4,863	4	4,91
4	—	—	1	4,483	1	4,50
5	1	4,395	—	—	1	4,32
6	1	4,069	1	4,062	1	4,09
7	1	3,833	—	—	4	3,84
8	1	3,336	1	3,386	1	3,33
9	—	3,186	2	3,186	5	3,20
10	1	—	2	2,947	7	2,97
11	3	2,717	2	2,608	7	2,71
12	1	2,630	1	2,630	1	2,64
13	—	—	1	2,521	3	2,52
14	2	2,330	—	—	2	2,31
15	—	—	1	2,286	2	2,23
16	—	—	1	2,172	2	2,19
17	—	—	1	2,065	2	2,07
18	—	—	1	1,974	1	1,96
19	—	—	1	1,825	1	1,82
20	—	—	1	1,769	1	1,78
21	2	1,672	2	1,668	4	1,67
22	2	1,584	—	—	2	1,59

1 — Vivianit práškovitý — lok. Ruská, okr. Trebišov (vrt JP-156). Použitá Mikrometa-II, metóda Bragg-Brentano; žiarenie CuK; filter Ni; štrbiny 5,10; rýchlosť otáčania 2°/min; napätie 30 kV; intenzita 10 mA; Laboratórne stredisko, Geol. prieskum Sp. Nová Ves
2 — Vivianit (guličky) lokalita a RTG detto ako 1)
3 — Vivianit; C. T. Assuncao — J. Garrido, 1953

Semikvantitatívna spektrálna analýza
Semiquantitative spectral analysis

Tab. 2

č. vz.	č. analýzy	>1 %	1,0—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	Prob.
1	8428	Fe, P	Mg, Si	Mn, Al, Ca Na	Ti, Cu, Zn, Ga Zr, Ni, Pb	Ba, Co Cr

Chemická analýza
Chemical analysis

Tab. 3

komponenta	lok. Ruská vivianit	lok. Ruská sivozelené íly	lok. Baška vivianit (E. Dobra 1971)
SiO_2	3,85	64,16	24,88
Al_2O_3	1,27	16,93	11,11
FeO (celk.)	34,62	2,95	17,68 (FeO)
Fe_2O_3	8,48	4,32	27,98 (Fe_2O_3 celk.)
CaO	1,62	0,70	2,25
MgO	0,15	1,60	1,20
TiO_2	0,07	0,96	0,61
MnO	0,60	0,047	0,50
P_2O_5	33,04	0,086	7,05
Na_2O	0,14	1,04	0,37
K_2O	0,30	2,76	4,81
str. žíh.	9,32	4,39	17,41
H_2O +	15,62	3,61	nestanovené

Chemickú analýzu vyhotovil J. Ambruš (1974), pracovník chemického laboratória Geologického prieskumu, Sp. Nová Ves.

Z doteraz zistených poznatkov možno predpokladať, že vznik fosfátov v kvartérnych sedimentoch Východoslovenskej nížiny je podmienený priaznivým petrografickým zložením zdrojových oblastí (Vihorlat — gutinské neovulkanické pásmo). Aj zdroj ďalších komponentov, ako je Ca, Fe, Mg, Al, možno hľadať v tejto oblasti. Nemožno vylúčiť rozhodujúci vplyv organických zvyškov bohatých na fosfor, ktoré spolu s komponentmi zo zdrojových oblastí vytvorili v meandroch rieky Latorica priaznivé podmienky pre vznik fosfátov.

Doručené 22. 7. 1974
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

Assuncao, C. T. — Garrido, J. 1953: Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X. Bull. du Musée et Laborattoire Mineralogique de la Faculté des Sciences de Lisbonne (Lisbonne), Nr. 20—22, p. 153.

Bušinskij, G. I. 1952: Apatit, fosforit, vivianit. Moskva, Izd. Akad. nauk SSSR. 65 s.

Dobra, E. 1971: Výskyty fosforitov v sedimentoch košickej štrkovej formácie. Mineralia slov., č. 10, s. 158.

Kostov, I. 1971: Mineralogija. Moskva, Izd. Mir. 584 s.

Lazarenko, E. K. et al. 1963: Mineralogija Zakarpatija. Lvov, Izd. Lvov. univer. 614 s.

Ramdohr, P. — Strunz, H. 1967: Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag. 820 s.

Occurrence of vivianite in Quaternary sediments of the East Slovakian lowland

EDUARD DOBRA — RUDOLF ĎUĎA

Vivianite has been established in Quaternary sediments of the Latorica river about 1 km N of the community of Veľké Slemence in the district of Trebišov in eastern Slovakia.

Vivianite is found in Quaternary bluish, in lower port greenish, slighly sandy, finely pyritized clays at the depth of 12,00—14,00 m. It is found in the form of fine-grained, earthy, partly globular and irregular clusters with a diameter of 0,4—0,6 cm, maximum 1 cm. On the basis of X-ray analysis a distinct agreement with tabular data has been found. By means of semiquantitative spectral analysis the main components have been established- Fe and P whilst a part of the elements Mg, Mn, Ca can be present in vivianite in the form of isomorphous admixtures. The chemical analysis has confirmed the monomineral character of vivianite sample. The contents are: FeO (totaly) — 34,62 %; P_2O_5 — 33,04 %; H_2O+ — 15, 62 %; loss by burning — 9,32 %. In a conspicuous accordance is also the thermogravimetric analysis, in which the endotherm at 170—200 °C corresponds to the loss of molecular water and the exotherm at 640 °C to oxidation of $Fe^{\cdot\cdot}$ to $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$.

The obtained knowledge enables us to suppose that formation of phosphates in Quaternary sediments is conditioned in essentials by a favourable petrographic composition of the source areas (Vihorlat — Gutin neovolcanic belt) and that points to a possibility of a higher phosphate concentration in the Latorica river meanders.

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 163—165

Nález barranditu na Slovensku

(2 tab.)

RUDOLF ĎUĎA — MICHAL KALIČIAK — JURAJ TÖZSÉR*

Sur l'existence du barrandite en Slovaquie

En faisant une recherche géologique à Dubník près de la ville de Prešov on a découvert pour la première fois la présence d'un phosphate secondaire — du barrandite. Ce minéral étant identifié par les méthodes de l'analyse semiquantitative spectrophotométrique et radiometrique en Slovaquie n'était pas encore connu.

Barrandit zo Slovenska doteraz v literatúre nebol opísaný. Identifikovali ho len na lokalitách v oblasti Čiech (Hrbek pri Sv. Dobrotivej v sedimentárnych Fe-rudách, v Cerhoviciach a Třeniciach v krušnohorských drobách; F. Slavík — J. Novák — J. Kokta 1974; J. H. Bernard et al. 1969). Na všetkých lokalitách je sekundárnym minerálom.

Všeobecne patrí medzi zriedkavé sekundárne fosfátové minerály. Svojím chemickým zložením (Al, Fe) $[PO_4].2H_2O$ a kryštalografickou stavbou sa zaraďuje do variscito-strengitovej skupiny (I. Kostov 1971, P. Ramdohr — H. Strunz 1967) a patrí k izomorfným členom medzi strengitom ($Fe\cdots[PO_4].2H_2O$) a variscitom ($Al[PO_4].2H_2O$).

Nedávno sme prvýkrát zistili barrandit aj na slovenskej lokalite Dubník, ktorá leží severne od obce Červenica, okres Prešov, v severnej časti Slanských vrchov. Jeho prítomnosť sme identifikovali v prieskumných prácach na Hg rudy vo vrte Zl. B. — 30 v hĺbke 41,2 m. Horninu v tejto hĺbke tvorí tmavosivý húževnatý strednozrnitý pyroxenický andezit spodnej vulkanickej etáže Slanských vrchov (J. Slávik — J. Tözsér 1973). Po puklinách je chloritizovaný, karbonatizovaný a pyritizovaný. Barrandit je v malej dutinke vo forme ľadvinkovitej kôry na markazite a hornine. Mocnosť sekundárnej kôry je do 0,5 mm. Drobné ľadvinky až guličky sú tvorené v priereze koncentrickým zoskupením drobných stĺpčekov až ihličiek barranditu. Farba ľadviniek, guličiek je sivobiela až zelenkavobiela, kým farba drobných stĺpčekov je vodovozelená až zelenomodravá, priehľadná. Vryp je biely. Lesk ľadvinkovitých agregátov je sklený, na štiepnych plochách až perleťový. Tvrdosť je nízka, približne 3. stupeň podľa Mohsovej stupnice, štiepateľnosť pozdĺž osi „c". Barrandit na lokalite Dubník bezprostredne asociuje s markazitom a ílovými minerálmi, často vo výplni puklín je prítomný aj chlorit, kalcit a pyrit.

Na identifikáciu sa pre malé množstvo vzorky použila len röntgenometrická analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza. Obe analýzy poukazujú na zhodu s barranditom. V semikvantitatívnej spektrálnej analýze vystupujú ako hlavné komponenty P a Al, ale obsah Fe je pomerne nižší, ako býva v barrandite. Tento rozdiel však môže byť výsledkom drobnej nepresnosti analýzy, čo do značnej miery potvrdzuje röntge-

* RNDr. Rudolf Ďuďa, RNDr. Michal Kaličiak, RNDr. Juraj Tözsér, Geologický prieskum, Stará Spišská cesta, 040 51 Košice.

Röntgenometrická identifikácia barranditu
x-ray identification of barrandite Tab. 1

№	1		2		3		4	
	Im	dm	I tab.	d tab.	I tab.	d tab.	I tab.	d tab.
1	8	5,289	10	5,3	12	6,42	4	(6,1) 5,53
2	3	4,821	7	4,8	60	5,39	8	5,5
3	4	4,770	—	—	44	4,83	6	(4,9) 4,41
4	10	4,222	10	4,29	8	4,76	10	4,36
5	4	3,873	—	—	50	4,41	8	4,00
6	3	3,601	5	3,64	100	4,29	5	3,70
7	2	3,209	6	3,22	27	3,92	4	(3,43) 3,11
8	10	3,017	10	3,08	20	3,75	5	3,29
9	5	2,891	9	2,90	8	3,65	8	3,12
10	2	2,852	—	—	28	3,46	7	2,99
11	2	2,664	2	2,65	4	3,41	7	2,86
12	3	2,618	5	2,60	3	3,34	2	2,79
13	2	2,555	7	2,50	11	3,21	2	2,69
14	1	2,468	—	—	37	3,05	2	2,62
15	7	2,434	2	2,41	2	2,98	8	2,54
16	1	2,370	—	—	17	2,93	6	2,43
17	1	2,327	2	2,32	21	2,88	4	2,36
18	1	2,278	—	—	32	2,74	2	2,28
19	2	2,131	6	2,11	42	2,70	6	2,13
20	2	2,074	5	2,06	8	2,64	2	2,09
21	1	2,04	—	—	3	2,59	5	2,06
22	1	2,007	—	—	8	2,57	6	2,00
23	3	1,953	6	1,98	8	2,49	6	1,96
24	2	1,910	6	1,94	16	2,47	4	1,90
25	3	1,851	5	1,88	9	2,45	4	1,83
26	3	1,747	6	1,77	7	2,40	5	1,80
27	1	1,716	—	—	5	2,34	5	1,76
28	1	1,669	5	1,68	10	2,32	4	1,72
30	1	1,630	—	—	3	2,28	4	1,69
29	1	1,600	—	—	4	2,21	6	1,65
31	2	1,586	6	1,598	3	2,18	7	1,63
32	1	1,572	5	1,532	9	2,14	7	1,61
33	1	1,555	—	—	5	2,10		
34					4	2,09		
35					5	2,03		
36					5	2,00		
37					8	1,96		
38					5	1,91		
39					3	1,85		
40					3	1,74		
41					2	1,72		
42					3	1,68		
43					5	1,61		
44					4	1,59		
45					3	1,58		
46					4	1,56		
47					9	1,52		

1 — Barrandit — lok. Dubník (vrt Zl. B.-30 /41,2 m). Použitá Mikrometa-II, metóda Bragg-Brentano; žiarenie CuK; filter Ni; štrbiny 5'; 10'; rýchlosť otáčania 2°/min; napätie 30 kV; intenzita 10 mA; laboratórne stredisko Geol. prieskumu, Sp. Nová Ves, zhodnotila Ing. M. Kušnyerová
2 — Barrandit; V. I. Michejev 1957, No. 624
3 — Variscit; F. H. Forestier — B. Lasnier — J. L'Helgouach 1973
4 — Strengit; V. I. Michejev 1957, No. 625

Semikvantitatívna spektrálna analýza
Semiquantitative spectral analysis Tab. 2

č. vz.	č. anal.	>1 %	1,0—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	Probl.
1	7151	P, Al	Fe, Si	Ca, Mg	Mn, Be, Ba, Sc, V, Cu, Ti, Zr	B, Cr,

nometrická analýza. Ďalšie komponenty sú vo forme heterogénnych prímesí. Röntgenometrická analýza je v zhode s tabuľkovými hodnotami barranditu. Určitú odlišnosť hodnôt oproti tabuľkovým hodnotám spôsobila nepatrná prímes iných minerálov a odlišná metodika zhodnocovania záznamov. Oproti strengitu okrem nižšieho obsahu Fe v semikvantitatívnej spektrálnej analýze je aj odlišnosť v hlavných čiarach röntgenometrickej analýzy, ale zase hlavné difrakčné čiary variscitu sú úplne odlišné od barranditu.

Zistenie sekundárneho fosfátu Fe — Al, barranditu, na lokalite Dubník poukazuje vo všeobecnosti na možnosť vzniku tohto minerálu aj v zónach sekundárnych premien epigenetických hydrotermálnych ložísk pri priaznivom petrochemickom zložení okolitých hornín.

Doručené 18. XI. 1974
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

Bernard, J. H. et al. 1969: Mineralogie Československa. Praha, Academia. 396 s.
Forestier, F. H. — Lasnier, B. — L'Helgouach, J. 1973: Découverte de minyulite en échantillons spectaculaires, de wavellite et de variscite dans des phtanites siluriens prés de Pannecé (Loire Atlantique). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. (Paris), 96, s. 67—71.
Kostov, I. 1971: Mineralogija. Moskva, Izd. Mir. 584 s.
Michejav, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, Gos. nauč. tech. izd. lit. po geol. i ochr. nedr. 867 s.
Ramdohr, P. — Strunz, H. 1967: Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart. Ferdinand Enke Verlag, 820 S.
Slavík, F. — Novák, J. — Kokta, J. 1974: Mineralogie. Praha, Academia. 486 s.

Occurrence of barrandite in Slovakia

R. ĎUĎA — M. KALIČIAK — J. TÖZSÉR

During drilling operations at the Hg deposit at Dubník in the northern part of the Slanské vrchy Hills hydrous phosphate — barrandite (Al, Fe $PO_4 . 2H_2O$) has been determined. In a small cavity it forms reniform druses on marcasite and the rock. It is greyish white up to greenish white, transparent, and of glassy lustre. It associates with the marcasite and the clayey minerals. Semiquantitative spectrographic analysis and X-ray analysis have been made for its closer identification. The main diffraction lines are as follows: 5.289 (8); 4.222 (10); 3.017 (10); 2.891 (5), and 2.434 (7). They correspond to the tabular values of barrandite. Moreover, P, Al, and Fe as the main elements have also been determined by the spectrographic analysis. The mineral identified is of secondary origin in the deposit and it has only mineralogical significance.

Preložila E. Česánková

T. Kruťa: **Slezské nerosty a jejich literatura.**
414 str. in/4, 32 křídových příloh s reprodukcemi fotografií, 2 skládané mapové přílohy. Vydalo Moravské muzeum v Brně 1973

Na rozdíl od vlastní Moravy bylo v dřívějších dobách opavské a těšínské Slezsko oblastí poměrně málo mineralogicky prozkoumanou. Chyběl systematický základní mineralogicko-topografický výzkum, i když byly k dispozici některé souhrnné publikace a mineralogické monografie i články o rudních i nerudních ložiskách této oblasti. Poměrně málo byly z vlastního mineralogického hlediska zkoumány Nízký Jeseník, Moravsko-slezské Beskydy a jejich podhůří s karbonských základen, pirriticko-těšínitické vyvřeliny a minerály geologicky mladších sedimentů. Od r. 1945 byly podstatně rozhojněny vědomosti z topografické mineralogie Slezska dík obnově dolování a prospekce na nerostné suroviny zejména v Hrubém a Nízkém Jeseníku a Rychlebských horách, jíž se velmi podstatnou měrou zúčastnil dr. Tomáš Kruťa. Velikou zásluhu si získal právě tím, že shromáždil s neobyčejnou pílí z této oblasti obrovský mineralogický materiál, který mu posloužil jako podklad k sepsání posuzované knihy. Tento materiál je nyní uložen v Moravském muzeu v Brně, kde dr. Kruťa od r. 1945 pracuje.

V knize se autor kriticky vyrovnal s velkým množstvím dat o slezských nerostech a jejich literatuře. Velmi užitečná je kapitola o dějinách slezské mineralogie a o odbornících, kteří v této oblasti působili, a seznam literatury s 1400 literárními odkazy (autor sám přispěl 56 články!). Jádrem knihy je kritický popis jednotlivých nerostů podle nalezišť. U proslulých lokalit, významných ekonomicky, zvláště u dolů a lomů, je stručný, ale názorný přehled historie dolování a exploatace nerostných surovin. Častá jsou i geologická data týkající se ložisek nerostných surovin i celých jejich revírů a slezských zlatých rýžovisek. U některých lokalit najdeme i nejnovější údaje o pruzkůmu, jinak nepublikované. Ovšem nejde zde jen o nerosty z rudních ložisek, ale i o nerosty z ložisek koustobiolitě (ostravsko-karvinská pánev, lokalita Uhelná u Javorníka) i z ostatních ložisek užitkových nerostů a hornin, jako jsou ložiska vápence, dekoračních kamenů (mramory), křemene — křišťálů, kde jsou udána a vítaná technologická data i chemické analýzy. U jednotlivých nerudních ložisek najdeme dějiny těžby (rašelina u Vidnavy, ložiska tamější kaolinické zeminy s technologickými analýzami). Aktuální jsou mineralogická data o nerostech získaných při těžbě radioaktivních surovin v Rychlebských horách a ovšem i údaje o Benešově a zvláště o Zlatých Horách, bohatých mineralogicky, které představují největší slezské polymetalické ložisko s obsáhlou historií a velmi nadějnou budoucností. Z lokalit mineralogicky významných vyniká slavná lokalita Žulová, obsahující mimo jiné dějiny těžby slezské žuly a kamenického průmyslu.

Třetí díl knihy je seznam nerostů s výčtem jejich nalezišť podle jednotlivých obcí. Stručnější je čtvrtý díl: seznam opuštěných dolů a dolů v provozu podle kovů a jiných minerálních surovin. Rovněž významná je ilustrační část knihy. Obrazové přílohy mají charakter dokumentů: obrazy dolů, lomů, kutných děl, přírodních i umělých odkryvů i pěkných ukázek fotogenických minerálů a jejich drúz. Samostatnými přílohami jsou mapy ložisek rud a nerostných surovin a nerostná naleziště slezské oblasti.

Kniha „Slezské nerosty a jejich literatura" je velmi záslužné a užitečné kompendium, dobře psané, kde najdou spolehlivé poučení nejen specialisté — mineralogové, geologové, montanisté a muzeologové, ale i milovníci kamenné přírody vůbec. A to poučení nejen o minerálech a jejich nalezištích, ale i o dějinách těžby jednotlivých důlních provozů, rudních, nerudních i lomařských. Kniha si svým významem pro teorii a praxi, bohatstvím dat, které obsahuje, zaslouží oprávněného uznání.

Jaromír Koutek

Mineralia slovaca, 8 (1976), 2, 167—174

REFERÁT

Ložiska a perspektivy těžby ropy v Iráku

(1 obr. v texte)

ZDENĚK ROTH — DUŠAN ĎURICA*

Spotřeba nafty v zemích socialistického tábora neustále stoupá. Proto socialistické země vítají zájem arabských zemí o spolupráci a počítají s rostoucím dovozem arabské nafty novým ropovodem z Jugoslávie do Maďarska ČSSR a Polska. V perspektivách těžby nafty stojí na čelném místě mezi zeměmi Středního východu Irák.

Ložiska nafty začali na Středním východě hledat evropští prospektoři ihned potom, co ji objev její rafinace v r. 1853 učinil atraktivním předmětem velkoobchodu. V Persii začala prospekce v r. 1855, v Iráku asi v r. 1869. Po objevu prvního naftového ložiska na Středním východě v r. 1908 (ložisko Masjid-i-Soleiman v jz. Íránu nedaleko irácких hranic) se nafta stala podnětem úporného mocenského zápasu o Mezopotámii. Po rozpadu britské koloniální říše se ze zápasu o Mezopotámii stal přímo zápas o naftu.

Turecká nadvláda v Iráku trvala čtyři staletí. Zájem o naftu vznikl v poslední fázi dvěstěleté feudální krize, která Ottomanskou říši ovládala od konce 17. stol. Během 18. století byl v Iráku feudální řád postupně vytlačován evropským kolonialismem, hlavně britským, který otevřeně panoval do r. 1932. Pak byl nahrazen neokoloniálním panstvím mnohonárodních naftových monopolů, které v Iráku vládly prakticky do r. 1967. Nafta vystupňovala v době kolonialismu obchodně geografický význam Mezopotámie, kudy vedou od doby Alexandra Velikého obchodní cesty ze Středomoří do Indie, v prvořadý zájem strategický.

Objev bohatého naftového ložiska Majsid-i-Soleiman v jihozápadním Íránu (1908) způsobil, že se britská admiralita v r. 1912 obchodně zmocnila perské nafty a učinila z ní v předvečer 1. světové války palivovou základnu pro své indické loďstvo. Těsně před italsko-etiopskou válkou, která byla začátkem vojenského nástupu evropského fašizmu, byl v r. 1934 postaven strategický naftovod z irácкého ložiska Kirkuk do israelské Haify na Středozemním moři. Tak jako perské ložisko Masjid-i-Soleiman bylo od r. 1914 přes rafinerii a přístav Abadan palivovou základnou britských lodí v Indickém oceánu, stalo se kirkukské ložisko přes přístav Haifu základnou pro pohon britského středomořského loďstva.

O těžbě nafty u Mosulu uvažovaly turecké kruhy nakloněné německému imperialismu v době příprav pro stavbu eufratské železnice v r. 1869. Německé výzkumy zahájené při stavbě železnice prokázaly v r. 1888, že Irák má jedny z nejbohatších zdrojů nafty na světě. O těžební koncese začal usilovat německý, britský, holandský a americký kapitál. Po vypuknutí války v r. 1914 se Britové zmocnili německých podílů a v r. 1922 přijali jako podílníka francouzský kapitál. V roce 1928 si pomocí své vlády vynutil účast kapitál americký. Za hospodářské krize v r. 1931 si nátlakem britské vlády na vládu Iráku vynutilo konsorcium rozšíření koncesního území ze 497 km^2 na 82 880 km^2. V roce 1938 bylo koncesní území Iraq Petroleum Co. velké již 240 870 km^2 a zabíralo 4/5 území Iráku. V rukou naftových monopolů se octlo

* Dr. Zdeněk Roth, DrSc., Ústřední ústav geologický, 118 21 Praha 1, Malostranské nám. 19, Ing. Dušan Ďurica, Český geologický úřad, Jungmanova 1, Praha 1.

celé naftové bohatství země a celá politika jeho využití (V. Lutsky 1969, INOC and Direct Exploatation of Oil in Iraq, 1973).

Konsorcium plánovalo bez ohledu na zájmy irácképo obyvatelstva rozvoj iráckeho naftového průmyslu a rozhodovalo o cenách ropy, z nichž se počítaly daňové příjmy irácké vlády (asi 45 % státního rozpočtu, 20 % národního důchodu). Zvyšovalo a snižovalo těžbu nafty v Iráku podle vlastního uvážení a investovalo jen pro vzestup výtěžnosti již hotových těžebních vrtů (technické vybavení, rozvoj technologie, výcvik těžebních specialistů), šetřilo však na vyhledávání a otvírce ložisek nafty, na zpracovatelském průmyslu a na výcviku irácких odborníků.

Od r. 1925, kdy zahraniční kapitál získal v Iráku koncese, do r. 1957 bylo odvrtáno průměrně jen 15 179 m vrtů ročně. Na červencový převrat v r. 1958 reagovalo konsorcium jednak výrazným snížením naftové těžby, jednak zvýšením ročního odvrtu, poněvadž společnosti se dozvěděly, že se budou muset vzdát všech území, kde netěží a nevrtají. Odvrt byl zvýšen na průměr 51 766 m za rok a v r. 1960 dokonce na 81 545 m I tyto „zvýšené" odvrty se však pohybují v mezích československých ročních odvrtů na uhlovodíky. Rozsah těžby v Iráku konsorcium záměrně omezovalo z konkurenčních důvodů. Od r. 1927, kdy se u Kirkuku a v Iráku vůbec poprvé vytěžila nafta v průmyslovém měřítku, nepřekročila do r. 1950 irácká roční těžba 6,5 mil. tun. V letech 1965—1969 měl Irák nejnižší přírůstek těžby mezi vývozci nafty (průměr 3,9 % za rok).

Tím, že konsorcium naftu vyváželo víceméně v surovém stavu, připravovalo zemi o investice a nové pracovní příležitosti, což nepříznivě ovlivnilo národní produkt. Nerovnoměrný rozvoj irácké ekonomiky zvyšoval relativní význam vývozu nafty pro národní hospodářství země. Tento vývoz tvořil 95—98 % prostředků a valut pro investiční rozvoj. Izolovanost naftového sektoru od ostatní irácké ekonomiky svazovala proto ruce vládě i po převratu v r. 1958. Jednostranná koloniální ekonomická struktura se dále přiostřovala.

Vláda se pokoušela tři roky s konsorciem Iraq Petroleum Co, Mosul Oil Co a Basrah Oil Co jednat. Poněvadž konsorcium vládní požadavky odmítalo, odebrala vláda v r. 1961 zákonem společnostem 99,5 % jejich koncesního území, kde se netěžilo. Společnosti se pokusily rozšiřováním pověstí, že nový zákon znemožňuje do irácké nafty investovat, organizovat kapitálový bojkot. V roce 1965 se jim téměř podařilo vládu zastrašit.

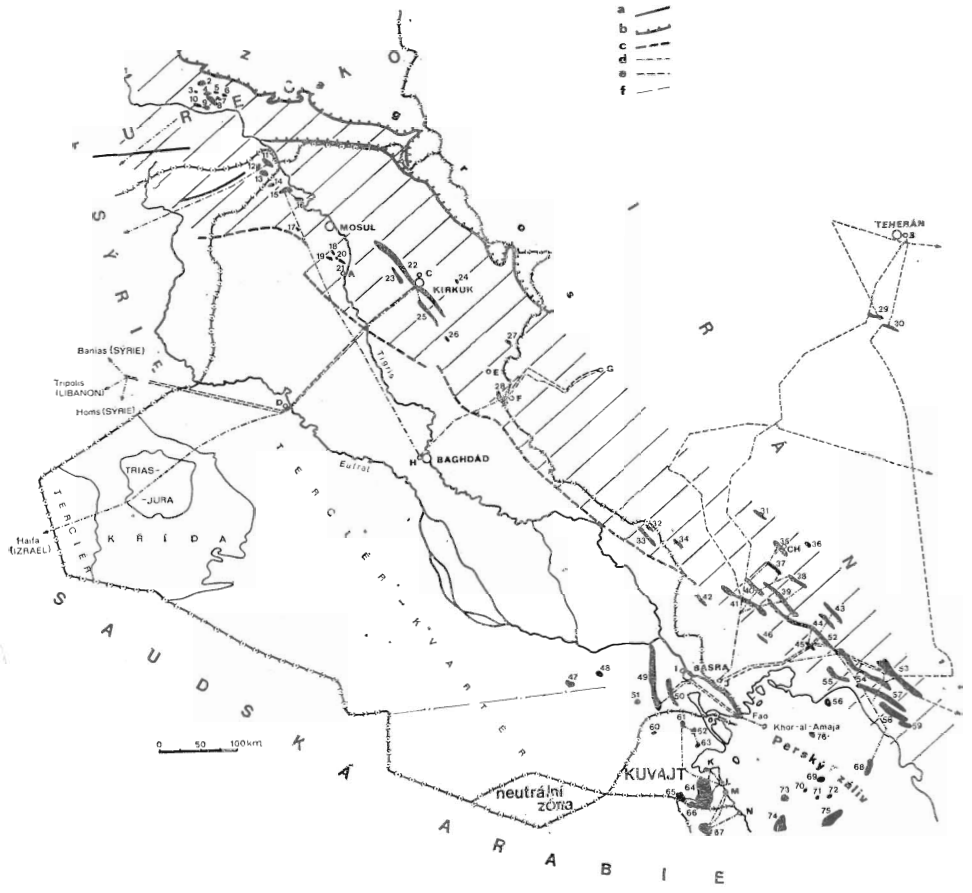
K realizaci vládních potřeb byla r. 1964 zřízená Iraq National Oil Co (INOC), která však teprve r. 1967 dostala výhradní právo naftu v Iráku těžit a převzala tak plnou zodpovědnost za další rozvoj naftového průmyslu v zemi (INOC and Direct Exploitation of Oil in Iraq, 1973).

Geologická charakteristika

Po geologické stránce patří Irák k širší oblasti předhlubně alpinotypního, k JZ sunutého pohoří Zagros, které na JZ lemuje Íránskou vysočinu. Toto pohoří budují na irácком území většinou křídové až eocenní vrstvy, které jsou v sv. pásmu pohoří slabě metamorfovány (M. H. Al Mehaidi 1974). Sekvence obsahuje laramickou diskordanci, ale příkrovová stavba je až svrchnoeocenní a hlavně svrchnomiocenní (illyrská a štýrská fáze). Svrchnomiocenní je nasunutí Zagrosu (příkrov Naopurdan-Walash) na předhlubeň k JZ do vzdálenosti 10—20 km (T. Buday 1974). K výzdvihu horstva došlo v pliocénu.

Předhlubeň má ve své vnější části (na JZ) povahu mobilního šelfu. Na platformním fundamentu (prekambrium) Arabského poloostrova leží platformní obal obsahující kromě terciéru a mezozoika i mořské a kontinentální paleozoikum (W. H. Tralls — R. C. Hasson 1956, viz Z. Roth 1958, K. M. Al. Naqib 1967, Z. Kukal 1970, 1970a). Arabská platforma se svažuje k SV do předhlubně a v popředí Zagrosu

ji vyznačují většinou synsedimentární strukturní terasy, kterými stupňovitě pod předhlubeň klesá. Vnitřnější (sv.) část předhlubně (která pokračuje do jihozápadního Iránu) se mnohdy zahrnuje do zagroské geosynklinály (Z. Kukal 1970). Je ve vyšších, mladších vrstvách zvrásněna do lineárních vrás, rovnoběžných se zagroským nasunutím (K. M. Al Naqib 1967, Z. Kukal 1970, V. P. Gavrilov 1973).



Obr. 1
Mapa ložisek uhlovodíků v Iráku a v okolních zemích (s použitím Oil and Minerals in Iraq 1970, Annual Review INOC 1972, Internat. Map of Nat. Gaz Fields in Europe 1972, Al Naqib K. M. 1967)
a — zlomy; b — příkrovná nasunutí; c — hranice pásma lineárních vrás v předhlubni; d — naftovody; e — plynovody; f — linie geologického profilu; čísly označena ložiska (1—76), velkým ipsmeny rafinerie (A—N).

Ložiska podle zemí

Irák
Abu Ghirab — 32, Ain Zalah — 15, Bai Hassan — 23, Butman — 16, Buzurgan — 33, Chem Chemal — 24, Chia Surkh — 27, Jambur — 25, Jawan — 19, Kirkuk — 22,

Luhais — 47, Musnorah — 14, Najmah — 20, Palkhana — 26, Qaijarah — 21, Qasab — 18, Rashi — 51, Ratawi — 48, Rumaila — 49, Sasan — 17, Zubair — 50;

Irák — Irán
Naft Khaneh — Naft-i-Shah — 28;

Irán
Ahwaz — 41, Alborz — 29, Bibi Hakimeh — 57, Busangerd — 42, Faris — 43, Gachsaran — 53, Gulkhari — 59, Haft Kel — Shadegan — 38, Chashmeh Khush — 34, Karanj — 44, Khalafabad-Ramshir — 45, Kilur Kari m —58, Kupal — 39, Lali — 31, Mansuri — 46, Marun — Agha Jari — 52, Masjid-i-Suleiman — 35, Mullasapi — 40, Naft Safid — 37, Par-e-Siah — 36, Pazanan — 54, Rag-e-Safid — 55, Sarajeh — 30;

Kuvait
Ahmadi Magwa — Burgan — 64, Bahran — 63, Minagisch — 65, Mutriba — 60, Raudhatein — 61, Sabiya — 62, Gudeir — 66;

Saudská Arabie
Umm Gudeir — 66, Wafra — 67;

Sýrie
Hamseh — 12, Karachuk — 11, Suwaidiah — 13;

Turecko
Bati Raman — 10, Celikli — 5, Garzan Germik — 8, Germik — 4, Kurtalan — 6, Kyaköy — 1, Magip — 7, R. Ramanag — 9, Salmo — 2, Silivanka — 3;

Perský záliv
Al-Haut — 73, Bahregan Sar — 56, Cyrus — 69, Darius — 68, Dorra — 70, Esfandiar — 72, Fereidoon — 75, Khafji — 74, Lulu — 71, Noruz — 76.

Rafinerie podle kapacity a zemí
Abadan (Irán) — J, Mina-al-Ahmadi (Kuvajt) — L, Mina Abdulliah (Kuvajt) — M, Shuaiba (Kuvajt) — Masjid-i-Suleiman (Irán) — CH, K, Teheran (Irán) — B, Mina Saud (Saudská Aarbie) — N, Daurah (Irák) — H, Qaiarah (Irák) — A, Kirkuk (Irák) — C, Haditha (Irák) — D Alwand Khanaqin (Irák) — E, Muftijah (Irák) — I, Naft-i-Shah (Irán) — F, Kermanshah (Irán) — G

Oblast Mezopotámie, Perského zálivu a jeho pobřežních oblastí je pásmem dlouhodobého poklesu a sedimentace, jejíž rychlost obnáší v průměru podle J. J. Nestremova a V. V. Poterjaevové 30 000 km³ za 1 milión let. Tloušťka sedimentů při jz. úpatí Zagrosu přesahuje 10 km (viz Internat. Map of Natural Gas Fields in Europe 1972). Vrty jsou zatím prozkoumány hlavně vrstvy terciéru a křídy, tj. vrstvy nejmladší. Tato předhlubňova deprese geosynklinální povahy, jejíž součástí je i pánev Perského zálivu, se od křídy, zanáší hlavně od SZ. Dosvědčuje to např. pestrá, zčásti kontinentální povaha spodního a středního miocénu v severním Iráku (S. A. Karim 1974) a stejně stará facie mořských eufratských vápenců ve středním a jihovýchodním Iráku. Sedimentologické výzkumy ve spodní křídě (vrstvy zubairské) ukazují, že v oblasti ložiska Rumaila v jv. Iráku rostla delta již v hauterivu — barremu od SZ k JV, tak jako narůstá nános nynějšího Šatt-el-Arabu, postupující do Perského zálivu o 30—40 m ročně.

Rychlá dlouhodobá sedimentace mělkovodních, většinou mořských vrstev vytvořila příznivé podmínky pro vznik ložisek uhlovodíků především v písčito-jílovitých sedimentech a útesových i neútesových vápencích křídy a terciéru. Útesové vápence vyznačují zvláště stoupající kerné prahy a jejich vysoké hrany (Z. Kukal 1970, 1970a).

Poměrně jednoduchá tektonika vnější i vnitřní části předhlubně vytváří rozsáhlé strukturní pasti a vyvolává bohaté rozpukání křídových a terciérních vápenců. Z málo

porézních a nepatrně propustných hornin se staly prvotřídní puklinové kolektory, umožňující dosahovat vydatných, dlouhodobě produkčních těžebních vrtů velkého akčního poloměru (C. E. Hull — H. R. Warman 1965). Sloupec nafty je v rozpukaném vápenci vysoký a drenážní účinek puklin sahá velmi daleko. To podstatně snižuje potřebný počet vrtů, zvyšuje jejich využití a snižuje tím náklady na vytěžení tuny nafty. Vysoké těžby a láce irácké a íránské, stejně jako kuvajtské a saudské nafty jsou základem jejich rozhodujícího postavení na světovém trhu.

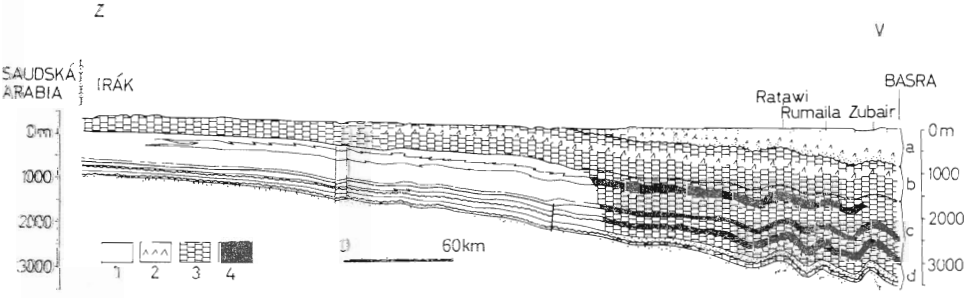
Strukturní terasy směru SZ—JV, jimiž arabská platforma synsedimentárně klesá k SV pod Zagros, jsou vázány na hlubinné zlomy. V Saudské Arábii je z těchto teras nejvýznamnější přes 500 km dlouhá terasa Naza při jz. břehu Perského zálivu. Na tyto terasy jsou vázána velká ložiska vnějšího pásma předhlubně (např. ložiska Burgan v Kuvajtu). Ložiska leží především při hranách teras, ale prostírají se i na terasové plošině jz. od terasové hrany v pásmu širokém 10—20 km. Jsou to brachyantiklinály, místy komplikované zlomy, rovněž synsedimentárními.

Ve vnitřní předhlubni, blíže k zagroskému nasunutí, nastupují normální lineární vrásy, dlouhé místy přes 100 km. Podélně jsou členěny osními sedly na dómy. Ještě dále k SV jsou v předlubni antiklinály nakloněné, překocené i přesmyknuté k JZ na platformu. Směrem do hloubky se jejich amplituda a intenzita porušení snižuje. Projevuje se to místy disharmonickým odloučením vyšších vrstev (např. ložisko Kirkuk v Iráku a Marun v Íránu). Evapority jsou v předhlubni přítomny (hlavně v juře a terciéru, obr. 2), ale diapirová tektonika hraje zcela podřadnou roli.

Ložiska nafty

Příznivé geologické poměry vytvořily v širší oblasti Perského zálivu velká až unikátní ložiska nafty. V unikátních ložiskách je v této oblasti soustředěna téměř polovina vytěžitelných zásob nafty kapitalistického světa. Ve vnější předhlubni, tj. v pásmu strukturních teras lemujících jz. okraj mezopotámské nížiny v Iráku a Perský záliv v Kuvajtu a Saudské Arabii, je soustředěno téměř 80 % geologických zásob nafty Středního východu. Zásoby volného plynu jsou naopak z 98 % soustředěny ve vnitřní (sv.) části předhlubně, v pásmu lineárních antiklinál. V pásmu terasových stupňů je přes 93 % zjištěných zásob nafty v hloubkách 1—3 km, s maximy v hl. 1,0—1,5 km a 2,0—2,5 km, ložisek kondenzátových v hl. 2,5—4,0 km (O. V. Zvěreva — A. O. Selicki 1970).

V Iráku bylo v r. 1969 v těžbě devět významných naftových ložisek (Oil and Minerals in Iraq 1970). Nejsevernější z nich je dvojice *Ain Zalah a Butmah* 50—75 km sz. od



Obr. 2
Geologický profil přes okraj Arabského štítu a vnější předhlubeň (schematisováno podle Al Naqib K. M. 1967)
1 — písky, štěrky, pískovce, 2 — evapority, 3 — karbonáty, 4 — břidlice, jíly; a — neogén, b — paleogén, c — svrchní křída, d — spodní křída

Mosulu. Jsou v asymetrických antiklinálách vz. směru. Dávají naftu podsycenou plynem, s poměrně nízkým obsahem síry z rozpukaných středně křídových a svrchnokřídových vápenců ve dvou obzorech v hl. 1500 a 2200 m. Na ložisku Ain Zalah bylo do r. 1969 vyhloubeno 16 vrtů do horního obzoru a 12 až do dolního obzoru. Dolní obzor má vodní tlakový režim a nafta z něho migruje do horního obzoru, který je bez vody. Počet vrtů v těžbě byl omezen pro udržení tlaku. Přes vysoké potenciální produkce jednotlivých vrtů (320—2200 m^3 nafty denně) byly denní těžby na ložisku nižší než 1600 m^3 nafty. Plynový faktor činí 40—60 m^3 plynu na 1 m^3 nafty.

Ložisko *Butmah* těží čtyřmi vrty z rozpukaných svrchnokřídových vápenců v hl. 1100 m celkem 800—1000 m^3 plynem podsycené nafty denně. K posílení těžby byl do ložiska zprvu vháněn plyn získaný těžbou nafty na ložisku Ain Zalah a z triasu v oblasti Butmah. Později se přešlo na vhánění vody. Úhrnná těžba z ložisek Ain Zalah a Butmah v r. 1967 byla 1,3 miliónů tun nafty.

Asi 50 km jjv od Mosulu je ložisko *Qaiyarah*. Tvoří je tři dómy antiklinoria směru SZ—JV, podobně jako menší, severnější, dvěma dómy tvořené ložisko Qasab. Obě ložiska mají těžební obzory (2) v rozpukaných vápencích třetihor a svrchní křídy. Neobsahují volný plyn. Na ložisku Qaiyarah bylo vyvrtáno 63 vrtů. Potenciální produkce jednotlivých těžebních vrtů činí 320—34 000 m^3 nafty denně. Obsah síry v naftě dosahuje až 8 %. V roce 1970 bylo toto ložisko těženo jedním vrtem a dalo přitom 70 000 t nafty.

Ložisko *Naft Khana* leží při hranici s Iránem, kam pod názvem Naft-i-Shah pokračuje. Bylo objeveno v íránské části jako druhé íránské naftové ložisko již r. 1923. Leží asi 130 km sv. od Bagdádu, v překocené a k JZ přesunuté antiklinále. Těží naftu z miocenního vápence v hl. asi 700 m. V irácké části ložiska je vyhloubeno 24 vrtů, z nichž v r. 1970 těžily dva a daly asi 1 mil. tun nafty za rok. Jedné další vrtby se užívalo pro vhánění kondenzátu. Plynový faktor je asi 100 m^3 plynu na 1 m^3 těžené ropy.

Nejvýznamnější skupina severoiráckych ložisek je u *Kirkuku*. Jsou vázána na dvě rovnoběžné, vzájemně asi 10 km vzdálené, ne zcela přímočaré lineární antiklinály směru SZ—JV. V severovýchodní antiklinále leží ložisko Kirkuk, dlouhé asi 150 km a široké asi 5 km, se třemi brachyantiklinálními dómy. Nejjižnější je dóm Baba, otevřený k těžbě jako první irácké ložisko již r. 1927. Střední dóm ložiska se nazývá Avanah, sz. Khurmala. Nafta je nasycena plynem, který v dómu Khurmala vytváří primární, v ostatních dvou dómech sekundární plynovou čepici. Nafta má poměrně vysoký obsah síry. Nádržní horninou je mocný rozpukaný oligocenní-miocenní mělkomořský útesový i neútesový vápenec (asmarský — toto označení je běžnější v Iráku), vystupující místy v hloubce jen několika set metrů. Podle geochemického výzkumu (A. Al Shahristani et al. 1974) pochází však nafta z vrstev střední a svrchní křídy. V dómu Baba byla skutečně zjištěna nafta i hlouběji v křídových vápencích. V ložisku Kirkuk byly do r. 1969 vyhloubeny 184 vrty. Potenciální produkce těžebních vrtů dosahují 3 200—16 000 m^3 ropy denně. Do ložiska je při těžbě vháněn plyn z nejsevernějšího dómu a voda (přes 200 000 m^3 vody denně). Vháněná voda se chemicky upravuje. Kirkukské ložisko bylo dosud nejbohatší z ložisek Iráku. Dávalo i v r. 1969 přes 50 mil. tun ropy ročně, tedy tolik ropy jako každé ze tří největších íránských ložisek (Agha Jari, Gacgsaran a Marun). Plynový faktor činí 30—35 m^3 plynu na 1 m^3 těžené ropy. Od r. 1934 je ložisko spojeno naftovodem s přístavem Banias na Středozemním moři.

Ložiska *Bai Hassan* a *Jambur* u Kirkuku jsou vázána na rovnoběžnou, dále k JZ položenou antiklinálu. Každé z nich tvoří na této antiklinále samostatný dóm. Ložisko Bai Hassan leží na SZ a je dlouhé asi 35 km. Těží sírou chudší, plynem nasycenou naftu s primární plynovou čepicí. Do r. 1969 bylo na ložisku vyhloubeno 22 vrtů. Průměrná kapacita těžebního vrtu je 1600 m^3 nafty denně. V roce 1967 zde bylo vytěženo asi 2,5 mil. tun ropy. Plynový faktor těžby je 80 m^3 plynu na 1 m^3 nafty.

V jihozápadním pokračování téhož antiklinálního pásma je ložisko Jambur, dlouhé

asi 80 km. Jeho hlavním naftovým obzorem je rozpukaný dolomitický a oolitický středněeocenní až spodnomiocenní (eufratský) vápenec, méně významným vyšším obzorem dolomitický vápenec Jeribe. Oba obzory vzájemně oddělují vrstvy slínu, anhydritu a nepropustného vápence. Do r. 1972 bylo na ložisku vyhloubeno 16 vrtů, z nichž poslední hloubil maďarský Chemokomplex. Potenciální produkce jednotlivých těžních vrtů činí 1600—2400 m^3 nafty denně. Nafta je nasycena plynem a je v ložisku provázena plynovou čepicí. Plynový faktor je 300 m^3 plynu na 1 m^3 vytěžené nafty.

Poslední skupina ložisek těžených v r. 1969 leží v jižním Iráku, asi 25—60 km zjz. od Basry. Jsou to ložiska *Rumaila a Zubair*. Tvoří je rovněž dvě vzájemně rovnoběžné lineární antiklinály směru S—J. Hlavními obzory obou ložisek jsou porézní a propustné křemenné pískovce, nepříliš bohaté jílovou základní hmotou a křemitým, event. karbonátovým tmelem. Tyto zubairské vrstvy spodní křídy leží na ložisku Rumaila v hl. 3200—3400 m a jsou deltového původu (I. B. Rohan, M. H. Khaiwka 1974). V jejich nadloží (v hl. 2300 m) je svrchnokřídový produktivní obzor vápenců Mishrif, s potenciální produkcí 160—1400 m^3 nafty z jednoho vrtu denně. Jednotlivé těžební vrty ze čtyř pískovcových obzorů zubairských vrstev, mnohde silně proložených jílovci, dávají 200—7400 m^3 nafty denně. Plynový faktor je poměrně nízky (120—150 m^3 plynu na 1 m^3 nafty).

Ložisko Zubair (asi 35 km západněji) je v antiklinále tvořené stejnými vrstvami a se stejnými produktivními obzory jako ložisko Rumaila. Má vodní tlakový režim a bylo do r. 1972 zastiženo 32 vrty. Těžební vrty dávají každý průměrně 640 m^3 nafty denně. V roce 1970 se z ložiska vytěžilo asi 3,5mil. tun nafty. Plynový faktor je vysoký (350—900 m^3 plynu na 1 m^3 nafty).

V dubnu 1972 zahájila INOC těžbu na ložisku *North Rumaila* v s. pokračování ložiska Rumaila. Toto nové pole je jedním z největších v Iráku. Jeho předností je blízkost přístavu Fao v ústí Šatt-el-Arabu do Perského zálivu. Do r. 1972 bylo na ložisku vyhloubeno 22 vrtů. Těžba pole North Rumaila má dosáhnout v r. 1974 18 mil. tun nafty a v r. 1975 40—50 mil. tun. Na otvírce ložiska spolupracují sovětští specialisté a při hloubení vrtů maďarské podniky.

V roce 1972 byly dokončeny 4 průzkumné vrty v oblasti *Nahr Umar*, asi 30 km ssv. od Basry, kde se buduje s pomocí francouzských specialistů také výzkumné středisko INOC s laboratořemi. Průzkum probíhá také v oblastech *Ratawi* (kde bylo objeveno ložisko plynu) a Luhais, asi 100—130 km v. od Basry.

Irácké bohatství zemního plynu je dosud málo využito. Ložiska plynu (Ratawi u Basry, Gormor a Chamchamal vsv. od Kirkuku) se nevyužívají a těží se jen plyn uvolňovaný při těžbě nafty. Roku 1969 se takto vytěžilo 6,2 miliardy m^3 plynu, t. j. asi 16,9 miliónů m^3 denně, z toho více než 1/3 v Kirkuku a o něco méně na ložisku Rumaila. Z celého vytěženého množství se využívalo v r. 1969 (pro vtlačování do naftových ložisek a k pohonu elektráren) jen 13 % (770,1 mil. m^3). Ostatek volně odcházel a spaloval se v degazačních stanicích (Oil and Minerals in Iraq, 1970).

Pro lepší využití plynu se buduje v Abu-Floos závod na umělá hnojiva, v Hartha (sz. od Basry) papírna a v Kirkuku závod na výrobu síry. Připravuje se také plynovod z Kirkuku do Bagdádu a byla uzavřena dohoda s Tureckem o postavení plynovodu ze severoiráckých naftových polí do Turecka. Uvažuje se také o začerpání nevyužitého plynu do naftových ložisek ve větším měřítku.

INOC a irácká vláda se zřejmě zaměřují především na zámořský vývoz nafty a naftových výrobků přes Perský záliv, kam směřuje i nafta íránská, kuvajtská a saudská. Je to patrno i z toho, že se usilovně rozvíjejí přímořská ložiska v okolí Basry. Rozšiřuje se irácký přístav Fao v Permském zálivu a buduje se s francouzskou a sovětskou pomocí přístav Khor-Al-Amaya, vysunutý 42 km do zálivu, pro velké tankery do 250 000 t výtlaku. Počítá se, že roční kapacita exportu nafty tohoto přístavu dosáhne 40 mil. tun nafty. V letech 1965—1969 směřovalo 45 % iráckého exportu nafty do přístavu Banias (Sýrie), 25—35 % do Tripoli (Libanon) a 20—30 % do Khor-Al-Amaya v Perském zálivu. V budoucnosti poslední podíl asi vzroste. V roce

19/2 byla jako pobočka INOC založena v Basře Iraq Tankers Co, která v r. 1973 měla již 7 nových tankerů, každý o výtlaku přes 35 000 t (INOC, Facts and Figures, 1973).

Hlavními odběrateli irácké nafty byla v šedesátých letech západní Evropa a Japonsko. Socialistické státy počítají s odběrem irácké nafty naftovodem přes Jugoslávii.

Velká část Iráku čeká na dokončení vyhledávacího průzkumů. Poměrně malou prozkoumanost ukazuje srovnání se sousedními oblastmi Íránu, Kuvajtu, Saudské Arábie a Turecka (obr. 1) a dosvědčují ji i opatření irácké vlády z r. 1961. Vysokou perspektivnost území ukazují i výsledky prací z let 1972—1973, zvláště na poli North Rumaila. Je dále zřejmé, že dosud je zkoumána jen vyšší polovina (mezozoikum a terciér) až přes 10 km mocného vrstevního sledu sedimentů v předhlubni. Platformní obal však obsahuje v podloží terciéru a mezozoika i v centru Arábie přes 2 km mocné paleozoikum (viz Z. Roth 1958). Nové názory naznačují, že další nadějné, několik desítek kilometrů široké pásmo předhlubně je skryto pod čelními příkrovy Zagrosu (T. Buday 1974).

Doručené 30.9. 1974
Odporučil Ivan Pagáč

LITERATÚRA

Al Mehaidi, H. M. 1974: Tertiary Nappes in Mawat Range, NE Iraq. — 3rd Iraqi Geological Congress, Baghdad.
Al Naqib, K. M. 1967: Geology of the Arabian Peninsula, SW Iraq. — US. Geol. Surv. Profess. Pap., 590 G. Washington.
Buday, T. 1974: The two main structural units of the Tertiary Eugeosyncline of NE Iraq. — 3rd Iraqi Geological Congress, Baghdad.
Gavrilov, V. P. 1973: Bolšaja něff.-Priroda, 1/73, 47—55. Moskva.
Hull, C. F. — Warman, H. R. 1965: Geology of the Giants.-Oklahoma City.
INOC and direct exploatation of oil Iraq. — INOC Publ. 1973. Baghdad.
INOC Facts and figures. — INOC Publ. 1973. Baghdad.
Internat. Map of Nat. Gas Fields in Europe 1 : 2 500 000. — Un Econ. Com. on Gas. Genève—Hannover 1972.
Karim, S. A. 1974: Biostratigraphy of the Upper Red Series (NE Iraq). — 3rd Iraqi Geol. Congr. Baghdad.
Khaiwka, M. H — Rohan, I. B. 1974: Cyclic deposition of Zubair's upper two members. — 3rd Iraqi Geol. Congr. Baghdad.
Kukal, Z. 1970: Geologický vývoj Iráku. — Věst. Úst. geol., 45, 5, 303—309. Praha.
Kukal, Z. 1970a: Geologické výzkumy v Iráku. — Čas. Mineral. Geol., 15, 2, 187—188. Praha.
Lutsky, V. 1969: Modern history of the Arab countries. — USSR Acad. of Sciences. Moscow.
Oil and Minerals in Iraq. — 1st Annual book, Min. Oil and Minerals, 1970. Baghdad.
Roth, Z. 1958: Geomorfologické rozdělení, geologická stavba a ložiska živic v Saudské Arábii. — Sbor. Čs. Spol. zeměp., 63, 3, 268—270. Praha
Tralls, W. H. — Hasson, R. C. 1956: Geology and oil resources of Eastern Saudi Arabia. — Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas. XX Congr. Geol. internat. T. 2, México.
Zvěreva, O. V. — Selickij, A. G. 1970: Některye zakonomernosti prostranstvennogo razmeščenija nefti i gaza v neftegazonosnom bassejne Persidskogo zaliva. — Izv. vys. učeb. Zaved. Geol. Razv., 1970, 10, 106—112. Moskva.
Oil in Iran 1971. — The Iranian Petroleum Institute. Teherán.

KRONIKA

Zemřel doc. RNDr. Karel Hromada, CSc.

Dne 4. září 1974 zemřel po těžké chorobě náš přední inženýrský geolog doc. RNDr. Karel Hromada, CSc. Narodil se 4. listopadu 1919 v Praze. Po absolvování Akademického gymnázia se v r. 1939 přihlásil ke studiu na Přírodovědeckou fakultu Univerzity Karlovy. Brzy nato však byly české vysoké školy nacisty uzavřeny. Tehdy našel Karel Hromada místo u velké inženýrské firmy, kde pracoval až do osvobození. Získal zde bohaté zkušenosti při řešení geologických úkolů ve stavebnictví a dokonale se seznámil se sondovacími pracemi. Po znovuotvoření vysokých škol v r. 1945 pokračoval v geologických studiích. Současně byl asistentem u prof. Záruby na Českém vysokém učení technickém. Zůstal zde na fakultě inženýrského stavitelství i po ukončení studia, a to až do r. 1953. Poté přednášel v Praze na Vysoké škole železniční, na Vysoké škole dopravní v Žilině a od r. 1963 znovu na fakultě stavební ČVUT, externě pak na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy i na Vysoké škole báňské v Ostravě.



Prvé publikované práce K. Hromady byly věnovány geologickým a paleontologickým výzkumům v kulmu Drahanské plošiny. Současně se však věnoval nově se vyvíjecímu oboru — inženýrské geologii. V roce 1950 publikoval spolu s prof. O. Zárubou monografii o inženýrskogeologických výzkumech na území historického města Kutné Hory. Od té doby se zaměřil výhradně na inženýrskou geologii. Svými pracemi zasáhl téměř od všech jejích dílčích odvětví.

V největší šíři rozpracoval úlohy inženýrské geologie v dopravním stavitelství. Velkou pozornost věnoval i problematice průzkumu při vodohospodářské výstavbě; spolupracoval při řešení obtížných otázek na mnoha přehradních stavbách. Nemalé zásluhy má v urbanistické geologii. Sestavoval mapy pro účely územního plánování, s plným zaujetím se v posledních letech zapojil do řešení nesnadné problematiky rozvoje hlavního města Prahy. Blízký vztah měl ke kvartérní geologii. Provedl např. rozsáhlé výzkumné práce v oblasti slatin a rašelin v jižních a západních Čechách.

Nelze opomenout jeho poměr k přírodě a ke kulturně historickým památkám. Jako inženýrský geológ, nevyhýbající se žádným problémům ze stavební praxe vždy neohroženě hájil zájmy ochrany přírody. Svůj vřelý vztah k přírodě dokázal uplatňovat i při průzkumu a návrhu založení mnoha velkolomů na těžbu kamene. S ohromným zaujetím se věnoval i úkolům při rekonstrukci historických objektů.

Velmi často pracoval doc. Hromada i na Slovensku. Spolupracoval při řešení obtížných otázek výstavby tunelů na Trati družby i při výstavbě přehrad na východním Slovensku. Nejvíce problémů řešil v době, kdy přednášel na Vysoké škole dopravní v Žilině.

Doc. RNDr. Karel Hromada, CSc., byl znám jako výborný pedagog. Jeho přednášky ze všeobecné a inženýrské geologie patřily vždy k nejlepším. On sám má nemalou zásluhu na tom, že z řad studentů stavebních fakult byli získáni zájemci o prohloubení znalostí z geologie, ze kterých byli postupně vychováni odborníci, o jejichž práci se dnes naše inženýrská geologie opírá.

Jan Rybář

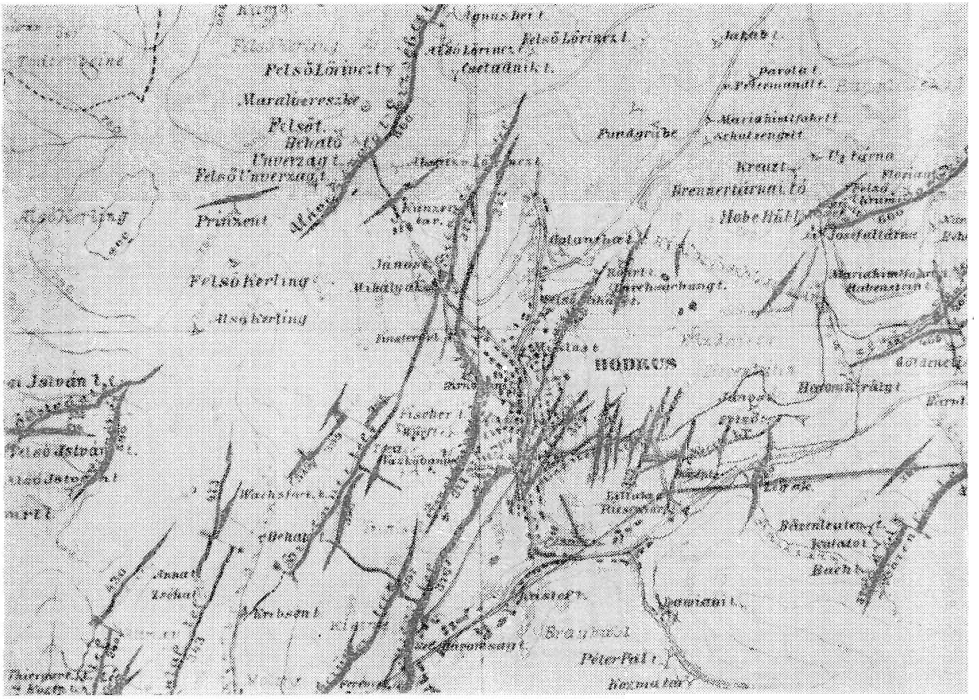
Alexander Gesell — prvý uhorský banský geológ



Rok 1871 je jedným z dôležitých medzníkov vo vývoji geologických výskumov v banskoštiavnickej rudnej oblasti a súčasne aj najvýznamnejším rokom vo vývoji banskej geológie v bývalom Uhorsku. V ňom bola z podnetu prvého riaditeľa Uhorského geologického ústavu a predsedu Uhorskej geologickej spoločnosti Maximiliána Hantkena založená pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti v Banskej Štiavnici. Založenie pobočky a potom najmä postupná geologická produkcia jej členov, vyplývajúca z geologickovýskumnej činnosti, sa svojím obsahom stala veľmi potrebnou najmä v banskej praxi. Popri predchádzajúcom, dovtedy len zriedkavom, uplatňovaní poznatkov v dennom živote začali práce nadobúdať dôležitý význam pre banícke vedné disciplíny. Zmeny v prostredí, v ktorom sa činnosť pobočky rozvíjala, pôsobili spätne na odborná produkciu a riešenie geologických problémov. Z geológie sa v praktických podmienkach postupne vykryštalizoval nový smer — banská geológia, ktorá sa pri vtedajšom stave upadajúceho baníctva musela zákonite stať ťažiskom geologickej práce v banskoštiavnickom rudnom revíre.

V záujme rýchleho rastu uhorského priemyslu, osobitne baníctva, sa teda postupne na základe praktických výsledkov začala vyzdvihovať potreba rýchle poznávať ne-

rastné suroviny. Túto potrebu banskej praxe podporilo aj ministerstvo financií v Pešti, keď roku 1871 na svojom banskom odbore vytvorilo funkciu banského geológa a vymenovalo dvoch banských geológov, aby podľa príslušných pokynov pracovali na poli geologickej vedy a banskej praxe. Už v priebehu trojročnej praxe týchto geológov sa zistilo, že musia neustále spolupracovať s odborníkmi v banskej praxi, aby sa dosiahli žiadúce výsledky. Veď len na základe ich prác mohli na banskom odbore



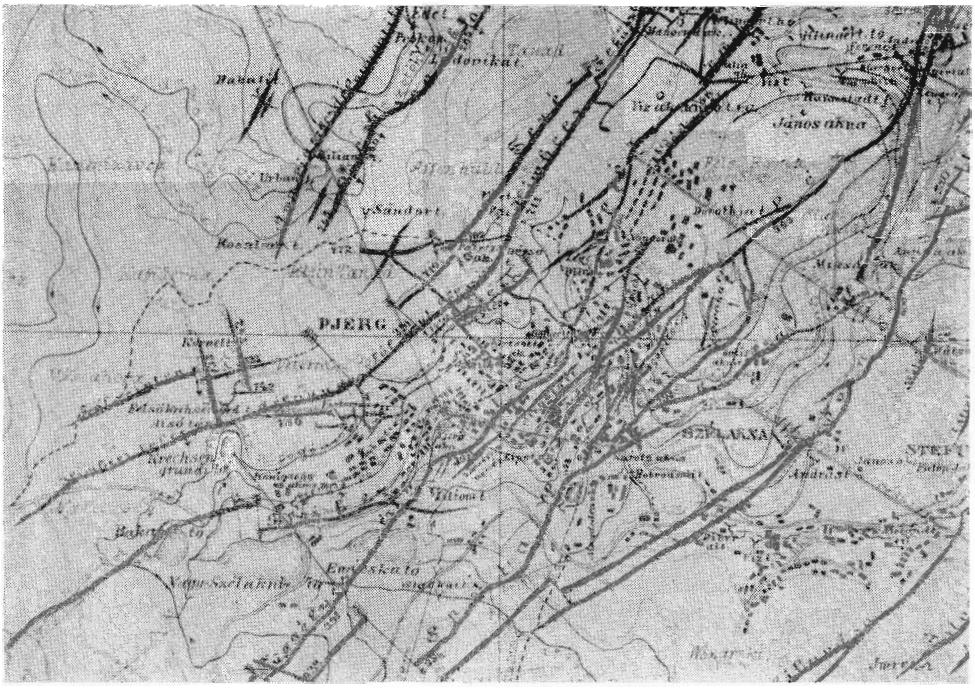
1. Výrez z mapy Banskej Štiavnice a okolia s farebným vyznačením rudných žíl a banských diel v okolí Hodruše z roku 1883 (autori A. Gesell, J. Szabó a L. Cseh)

pri ministerstve financií a banskí riaditelia získať dokonalý obraz o banskogeologických pomeroch v pravých podmienkach. Banské mapy s dokonalým opisom pomáhali nielen pri navrhovaní nových otvárok, ďalšej ťažbe, ale na ich základe sa mohlo navrhnúť zastavenie prevádzky niektorých nerentabilných baní.

Významnú úlohu v tomto vývoji v bývalom Uhorsku zohral prvý uhorský banský geológ, bratislavský rodák Alexander Gesell (1839—1919). Jemu patrí jedno z významných miest medzi geológmi, ktorí významne prispeli do rozvoja geologických poznatkov na Slovensku.

Alexander Gesell sa narodil 8. mája 1839 v Bratislave. Tam na evanjelickom lýceu a hlavnej reálke absolvoval aj stredoškolské štúdiá. Po ich skončení sa roku 1858 prihlásil na Banskú akadémiu v Banskej Štiavnici a roku 1862 získal absolutórium. V praxi pôsobil dva roky v železiarňach v Cügire a Sebeseli, ktoré podliehali riaditeľstvu baní a majetkov v Kluži. Až potom dostal príležitosť doplniť si v priebehu ďalších dvoch rokov odborné vzdelanie v Říšskom geologickom ústave a na univerzite

vo Viedni. Počas prázdnin sa zúčastňoval na geologických výskumoch v okolí Jágra a Ostrihoma. Zaujímal sa však aj o baníctvo a hutníctvo, o čom svedčí jeho návšteva niektorých baní v Čechách a pruskom Sliezsku, ako aj hút v Reichenau, Neubergu a inde.

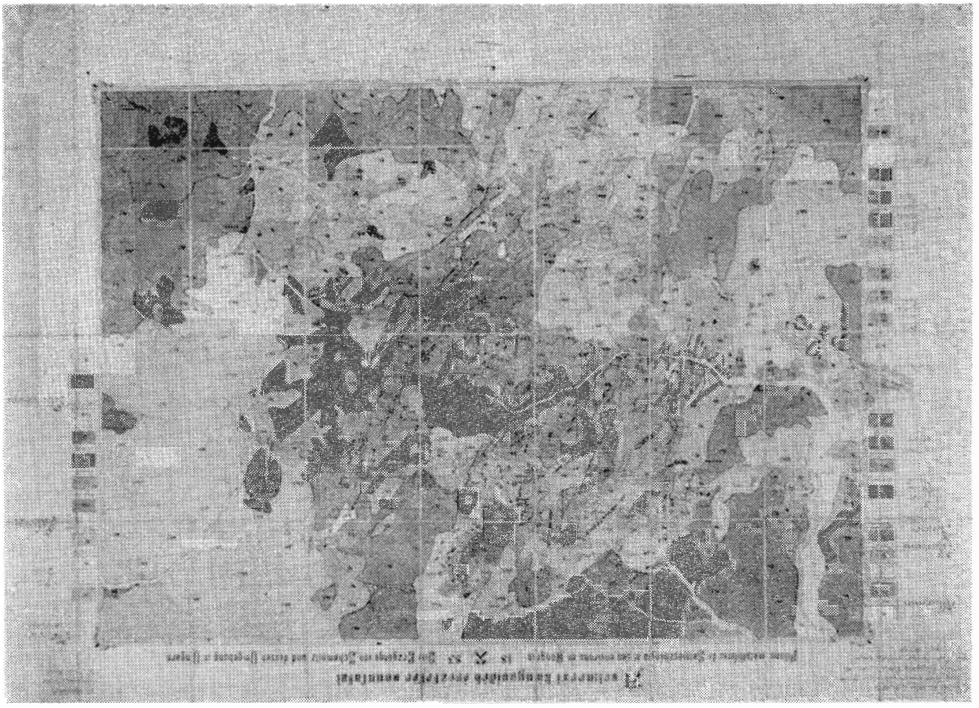


2. Výrez z mapy Banskej Štiavnice a okolia s farebným vyznačením rudných žíl a banských diel v okolí Hodruše z roku 1883 [autori A. Gesell, J. Szabó a L. Cseh].

Po doplňovacích štúdiách vo Viedni bol A. Gesell kandidátom na miesto banského úradníka v železiarni v Govasdii s poverením viesť železnorudné bane v Ghelari a kutacie práce na uhlie v údolí rieky Sil. Letné mesiace v roku 1867 strávil opäť s viedenskými geológmi na výskumoch v oblasti Tokaja — Nyíregyházy a Dorogu. Roku 1868 popri svojej funkcii dozorného úradníka pri vysokej peci v železiarni v Govasdii vypracoval projekt novej, veľkolepej železiarne v Hunedoare a zniveloval terén na výstavbu úzkokoľajnej železnice na dopravu železnej ruky z Ghelaru do Govasdie.

Po zriadení banského oddelenia na Ministerstve financií v Pešti roku 1871 vymenovali A. Gesella za banského geológa s pôsobnosťou pre obvody banských riaditeľstiev v Marmaroši a Baia Mare. Z marmarošského banského revíru už roku 1873 vyhotovil banskogeologickú mapu na všeobecnú výstavu vo Viedni. Neskôr, roku 1877, vykonával aj funkciu banského inžiniera v Marmarošskej Sihoti, kde roku 1879 získal titul banského radcu. Roku 1880 prišiel A. Gesell do Banskej Štiavnice a stal sa hlavným banským geológom. Spoločne s obvodným banským geológom Ľudovítom Csehom sa ako najpovolanejší odborníci mali zúčastňovať na záchrane upadajúceho banskoštiavnického baníctva. Na novom pôsobisku sa A. Gesell veľmi aktívne zapojil aj do kolektívnej práce členov banskoštiavnickej pobočky Uhorskej geologickej spo-

ločnosti. Prvým výsledkom spoločnej práce s L. Csehom a profesorom J. Szabóom bola mapa rudných žíl banskoštiavnického rudného revíru z roku 1883 a krátko po nej vydaná ďalšia, ale už farebná geologická mapa tejto oblasti. Škoda, že A. Gesell musel svoju služobne započatú prácu prerušiť, pretože bol nariadením uhorského ministerstva financií roku 1883 preložený z Banskej Štiavnice do Budapešti na miesto hlavného banského geológa v Uhorskom geologickom ústave. Tým sa síce práce A. Gesella v Banskej Štiavnici neskončili, pretože so svojimi spolupracovníkmi pokračoval v geologickom mapovaní aj potom, ale už nie s takou intenzitou ako počas pôsobenia v Banskej Štiavnici. Po skončení prác roku 1885 začal A. Gesell z poverenia Uhorského geologického ústavu podrobne študovať geologické pomery Kremnického pohoria. Výsledkom mala byť geologická mapa tejto oblasti.



3. Geologická mapa Banskej Štiavnice a okolia s vyznačením rudných žíl z roku 1883 (autori A. Gesell, J. Szabó a L. Cseh)

Vo funkcii hlavného banského geológa pôsobil A. Gesell v geologickom ústave v Budapešti celé štvrťstoročie. Medzitým, roku 1892, bol poctený titulom vrchného banského radcu. O jeho činnosti po odchode do dôchodku roku 1908 sa nám zatiaľ nepodarilo získať nijaké údaje. Zomrel 17. novembra 1919 v Banskej Bystrici.

Počas pôsobenia v Uhorskom geologickom ústave sa A. Gesell okrem štúdia geologických pomerov Banskej Štiavnice a Kremnice neskôr zaoberal banskogeologickým výskumom v Sedmohradskom rudohorí a prieskumom baní na zlato v obvode Baia Mare. Na Slovensku ďalej robil geologické výskumy baní v okolí Dobšinej, opálových baní v Červenici a v baniach na antimónovú rudu v Lubeli, študoval výskyt hnedého uhlia a rašeliny na Orave a geologické pomery okolia zatopených baní v Solivare pri Prešove. Okrem toho študoval geologické pomery ďalších oblastí s výskytom

nerastných surovín, najmä ropy, uhlia a železnej rudy. Z tejto rozsiahlej činnosti zhromaždil A. Gesell aj množstvo banskogeologickej dokumentácie pre zbierky Uhorského geologického ústavu.

A. Gesell ako banský a neskôr ako vrchný banský radca bol počas svojej aktívnej činnosti popri svojich geologickovýskumných prácach poverený aj rozličnými inými funkciami, ktoré nesúviseli s jeho hlavnou pracovnou náplňou. Z poverenia vlády sa veľmi aktívne zúčastňoval najmä na rozličných výstavách ako zástupca uhorského baníctva, hutníctva a geológie.

Zoznam publikovaných prác A. Gesella

1. A mármarosi m. kir. bányaigazgatósághoz tartozó vaskőbányaterület. Matematikai és természettudományi közlöny (ďalej MTK), 12, 1878.
2. A vörösvágás — dubniki m. kir. opálbányák. MTK, 15, 1878.
3. A körmöczi érczbányaterület bányageológiai viszonyai. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve, 11, 1886—1889.
4. Bécsi közkiállítás Földtan. Bányászati és kohászati lapok (ďalej BKL) 7, 1874.
5. Az unghvári m. kir. jószágigazgatóság területén előforduló kőszén, kőolaj és földtani leirása. BKL. 7, 1874.
6. A bányageológ hatásköre és szerepe a bányászatban. BKL, 7, 1874.
7. Marmaros éjszakkeleti vaskőterületének geológiája. BKL, 9, 1876.
8. A bányászat és kohászat termékei az 1878. évi párisi köztárlaton. BKL, 12, 1879.
9. Jelentés a Selmeczbányán és környékén 1883-ban eszközölt bányageológia részletes felvételekről. Földtani közlöny (ďalej FK), 14, 1884.
10. Bericht über das Montangeologische Detailaufnahme von Schemnitz und Umgebung in den Jahre 1882—1883. FK, 14, 1884.
11. Bericht über die geologische Detailaufnahme in der Umgebung von Schemnitz und Windschacht. FK, 15, 1885.
12. Selmeczbánya és Szélakna környéken 1884-ben eszközölt részletes bányageológiai felvételekről. (Bericht über die geologische Detailaufnahme in der Umgebung von Schemnitz und Windschacht.) FK, 15, 1885.
13. Selmecz geológiai térképe. (Carto géologique de Schemnitz.) Budapest 1887.
14. Magyarország fémbányászata és kohászata a Budapesti 1885-ik országos kiállításon. FK, 17, 1887.
15. Die geologischen Verhältnisse des Schemnitzer Bergbaugebietes von montangeologischen Standpunkte. MJUGA, 11, Budapest 1897.
16. Antimonérczbányászat Király — Lubellán Liptó megyébem. BKL, 20, 1887.
17. A nagybányai érczbányaterület bányageológiai felvétele 1889 és 1890-ben. Budapest 1890—1891.
18. A felsóbányai ércbányaterület bányageológiai viszonyai. Budapest 1892.
19. Kapnikbánya bányageológiai viszonyai. Budapest 1893.
20. Adatok mármarosmegyei petroleumelőjövetel megismeréséhez. Magyar Kárpategyelet Évkönyvében (ďalej MKE), 7, Késmark 1880.
21. Mármarosmegye geológiai viszonyai tekintettel értékesíthető ásványok fekvő helyeirroba. MKE, 8, 1881.
22. Gesell, A. — Schafarzik, A.: Mű és épitőipari tekintetben fontosabb magyarországi kőzetek részletes katalógusa. Budapest 1885.
23. Gesell, A. — Cseh, L. — Szabó, J.: Filons métalifères de Selmeczbánya et ses environs. Selmeczbánya 1882.
24. A selmeczi bányavidék érctelér vonulatai. Budapest 1883.

Ivan Heričko

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Dionýz Vass: **Neogén vnútorných kotlín Španielska** (Bratislava 23. I. 1975)

Neogén Španielska, ktorý sme mali možnosť vidieť počas exkurzie v rámci Medzinárodného kolokvia o kontinentálnej biostratigrafii vrchného neogénu a starších štvrtohôr na jeseň 1974, je vyvinutý prevažne v kontinentálnych fáciách. Neogénne sedimenty vypĺňajú vnútrohorské depresie (grabénové štruktúry) naložené na zvrásnenom predneogénnom podklade. Vnútrohorské panvy pozdĺžne alebo priečne pretínajú iberské a betické kordiléry. Niektoré panvy boli založené vo vrchnom oligocéne, iné v spodnom miocéne a ďalšie vo vrchnom miocéne. Kontinentálnu výplň tvoria červené klastické vrstvy vyvinuté najmä na báze a pri okrajoch panví, chemogénne sadrovce vzniknuté najskôr chemogénnou redepozíciou síranov zo starších sedimentárnych formácií, najmä z triasu (keupra), sladkovodné vápence, travertíny, sliene. Fácie sa na krátku vzdialenosť striedajú a zastupujú. Neogénne panvy v južnom a juhovýchodnom Španielsku majú staršie členy výplne v morskom vývoji (možno ich korelovať s langhom, serravallom, tortónom až messinom, resp. tu bol definovaný západomediteránny vrchný miocén — andalúzien), mladšie členy výplne sú kontinentálne.

Výplň vnútorných kotlín spravidla nie je vrásnená a porušuje ju iba zlomová tektonika. Výrazné sú zlomové systémy vymedzujúce panvy, bežným zjavom je antitetický úklon vrstiev proti zlomom obmedzujúcim panvu. Neogén v rozľahlej panve na J od Alicante je mierne prevrásnený a aj niektoré úzke panvy v betickej kordilére majú synklinálnu stavbu.

Biostratigrafia kontinentálneho neogénu Španielska je podrobne rozpracovaná a je založená na cicavcoch. Niektoré stupne stavovčej biostratigrafie neogénu boli definované práve v Španielsku (napr. vrchnomiocénne stupne vallesienu pri Barcelone, turolienu vo Fossa de Teruel, ruscienenu; ekvivalent najvyššieho miocénu a spodného pliocénu bol definovaný v susednom južnom Francúzsku v okolí Perpignanu).

Význam metódy biostratigrafie založenej na cicavcoch, najmä zásluhou rozpracovania biostratigrafie mikrovertebrát, vzrástol a rozšírili sa možnosti jej použitia. Bolo by vhodné venovať tejto metóde patričnú pozornosť aj u nás. Pomohla by objasniť otázky stratigrafie vnútorných kotlín Západných Karpát a kontinentálneho vývoja slovenského neogénu vôbec.

I. Chrappa — H. Eisner: **Inžinierskogeologické problémy zdravotno-vodohospodárskych stavieb** (Bratislava 30. 1. 1975).

V inžinierskogeologickej literatúre sa s problematikou inžinierskogeologického prieskumu z odboru zdravotno-vodohospodárskych stavieb stretávame zriedka, hoci vážne inžinierskogeologické problémy sa aj tu vyskytujú často. Takéto stavby treba vzhľadom na krátky čas prípravy projektovej dokumentácie a požiadavku rýchlo začať výstavbu riešiť pohotovo a operatívne.

Pod pojmom zdravotno-vodohospodárske stavby rozumieme zariadenia a objekty slúžiace na zásobovanie obyvateľstva a priemyslu vodou, teda vodovody a zariadenia s objektmi na odvedenie využitej vody, splaškovej, odpadovej, prípadne zrážkovej, teda kanalizácie.

Jednou z najdôležitejších geologických podmienok na správne osadenie objektov do terénu je posúdiť svahy z hľadiska stability. Nestabilným zosuvným svahom sa zásadne vyhýbame. Ďalšou podmienkou je založiť vodojem na nestlačiteľnom, zvyčajne skalnom podloží. Keď to prírodné geologické podmienky nedovoľujú, treba robiť úpravy základovej škáry, čo značí zvýšené náklady na stavbu.

Úpravy sú najčastejšie potrebné pri zakladaní objektov na súdržných kvartérnych, resp. neogénnych sedimentoch (stlačiteľnosť, presadavosť, malá únosnosť atď.), a na nesúdržných, prevažne zvodnených sedimentoch (množstvo vody, vztlak, agresivita atď.).

Pri zakladaní na vrstvovitých skalných horninách treba venovať zvýšenú pozornosť zisteniu úložných pomerov (sklon a smer vrstiev), ktoré bezprostredne vplývajú na stabilitu vlastnej konštrukcie.

Geologický prieskum trasy vodovodných potrubí sa väčšinou zameriava na otázky späté s kategorizáciou zemín a hornín, ktoré sú častou príčinou kategorizačných sporov pri výstavbe.

Ďalej sa treba zamerať na zosuvné územia schopné ohroziť vodovodné potrubie.

Pri kanalizácii sa prieskumné práce sústreďujú najmä na stokovú sieť a príslušné objekty a hlavne na areál objektov čistiacej stanice. Tieto objekty sa často zakladajú za komplikovaných geologických a hydrogeologických podmienok, ktoré vyplývajú z nevyhnutnosti situovať čistiarne odpadovej vody pri recipientoch. Častý je pri nich výskyt sapropelových sedimentov, ktoré sú na zakladanie objektov nevhodné, s veľkými prítokmi spravidla agresívnej podzemnej vody.

Pri privádzačoch treba riešiť problém ich križovania s cestnými a železničnými komunikáciami, ako aj otázky zatriedenia zemín do tried ťažiteľnosti.

Na ilustráciu problémov, ktoré sa vyskytujú pri stavbách zdravotno-vodohospodárskeho charakteru, nám slúžili príklady z týchto stavieb: 2×600 m^3 vodojem v B. Bystrici, vodojem v Nitre, 20 000 m^3 vodojem na Podkolibskej ceste a v Krasňanoch v Bratislave, čerpacia stanica Sihoť IV, vodovod vo Vrbovom, prívod vody L. Teplička — Poprad, vodovod Stará Turá, skupinový vodovod Liptovská Mara, ústredná čistiareň odpadovej vody Bratislava a Bratislava-zberač E.

R. Marschalko — M. Mišík: **Metodické poznatky zo sedimentologického výskumu východného Slovenska** (Bratislava 6. 2. 1957)

V prednáške sa hovorilo o sedimentologickom výskume exotických zlepencových fácií v paleogéne bradlového pásma, magurského flyša a šambronského štruktúrneho pásma flyša centrálnych Karpát. Účelom sedimentologického výskumu bolo objasniť charakter substrátu bradlovej (pieninskej) geosynklinály pred orogénom.

Dedukovať počiatočné zloženie substrátu tektonických jednotiek zo sedimentov je doteraz najlepšou metódou na objasnenie paleotektonického vývoja aj takých zložitých štruktúrnych pásiem, ako je bradlové pásmo. Jeho zložitá stavba sa pripisuje vyvrásneniu rozsiahlej geosynklinály existujúcej nepretržite od jury do oligocénu. Aj keď vznikalo v osobitnej geosynklinálnej sústave, má príbuzné formácie jury a spodnej kriedy s mediteránnym vývojom centrálneho karpatského bloku, ale s odlišným vývojom fácií. Stredná a vrchná krieda a paleogén sú v znamení flyšového cyklu všeobecne odlišného od centrálnokarpatského, ako aj od vonkajších flyšových jednotiek. Vo východnom, tzv. šarišskom úseku (segmente), juhovýchodne od rieky Poprad až po československo-sovietske hranice sa okrem ojedinelých bradiel pri Beňatine a Demjate, patriacich k pieninskému a czorstynskému vývoju, nachádza vrchnokriedový drobnorytmický flyš s kalkarenitmi patriaci k pieninskej jednotke, a najmä paleocénno-eocénny flyš s exotickými zlepencovými horizontmi, ktorý podľa B. Lešku leží len miestami nesúhlasne na kampan-maastrichte. Z terminologického hľadiska zodpovedá paleocénno-eocénny flyš „vulchovčickej svite" ukrajinských

a ruských geológov a predstavuje beňatinský vývoj s pročianskymi vrstvami B. Lešku, inovský vývoj Stránika, kremiansky vývoj Matějku, hulínsky Síkoru, magurské fácie Birkenmajera, južné zlatnianske vrstvy Síkoru, chmeľovsko-radvanské pásmo Marschalku. Skúmali sa aj mocné fácie zlepencov v štruktúrnom šambronskom pruhu južne od bradlového pásma, ktoré sú už súčasťou centrálnokarpatského paleogénu a ich vek lutétsko-priabonský. Porovnávací výskum sa robil v zlepencoch spodného a stredného eocénu tzv. strihovských vrstiev magurského príkrovu.

Chápanie genézy zlepencov vystupujúcich vo flyšovej formácii paleocénno-eocénneho veku bolo východiskovým bodom na uznanie existencie laramskej fázy a pyrenejských fáz vrásnenia. Prijímalo sa, že zlepence paleogénneho bradlového obalu priľahlých jednotiek Magury a centrálnokarpatského flyša sú plytkomorské útvary nasledujúce po horotvorných fázach, a preto sa viažu na rozsiahle uhlové diskordancie. Sedimentologický rozbor a stratigrafický výskum ukázali, že zlepence sú súčasťou neprerušených flyšových sekvencií a vznikli resedimentáciou štrku a sutí s blokmi a útržkami vrchnokriedového flyša. Textúry zlepencov naznačujú, že resedimentácia prebiehala gravitačnými tokovými mechanizmami, sklzmi, fluxoturbiditmi a turbiditmi priamo do hlbokých depresií vo forme náplavových kužeľov, aké poznáme z ústia dnešných hlbokomorských kaňonov priľahlých prímorským vysokohorským reťaziam. Hĺbka uloženia podľa planktonických a pelagických druhov mikrofauny, ako aj hemipelagických druhov po dne lezúcich organizmov (Paleodyction, Lorenzinia) prítomných v slienito-ílovitých vložkách zlepencov je 1500 až 3000 m. Prirodzene, zlepence v tejto hĺbke nemohla zasiahnuť ani energia morského príboja, ani silné hlbokomorské prúdy. Z týchto dôvodov nepredstavujú plytkomorské klastiká transgresívneho typu, ako sa myslelo predtým, a v mieste ich terajšieho výskytu nemožno očakávať stratigrafický hiát a prerušenie sedimentácie viažúce sa na orogén. Ide o zlepence podnožia kordilér utvárané zväčša ako náplavové kužele pod morom v rozdielnej vzdialenosti od materských zdrojových hornín.

Z konštrukcie zachovaných faciálnych telies a z rozloženia paleoprúdových systémov sa stanovila pozícia zdrojových oblastí dodávajúcich klastický materiál takto: Magurský flyšový žľab, umiestnený najsevernejšie, zásobovala tzv. juhomagurská kordiléra (spodný — stredný eocén), samostatná a nezávislá od priebehu pieninskej geosynklinály. Ďalšie dva žľaby boli veľmi aktívne počas paleocénu — stredného eocénu. Kyjovsko-inovecký lemoval pieninskú geosynklinálu zo severu. Bol zapĺňaný z intrageosynklinálneho zdroja tzv. neopieninskej kordiléry, ktorá sa vyznačovala osobitným vývojom granitov kriedového veku. Rozsiahle bloky vrchnokriedového flyša prítomné v zlepencoch inovsko-kyjovského vývoja naznačujú, že vrchnokriedový obal podľahol tektonicko-sedimentárnej deštrukcii a submarínnej erózii nad hladinu vyzdvihovaných pásiem pieninského geosynklinálneho priestoru. Žľab bol veľmi mobilný a mocnosť sedimentov paleogénneho flyša dosiahla až 1500 m.

Z juhu lemoval pieninskú geosynklinálu žľab utvárajúci sa od paleocénu do stredného eocénu v čele západokarpatského bloku. Zasypával ho prevažne dolomitový detrit z čiel vnútrokarpatských príkrovov a krátky čas zo severnej reťaze ostrovov so silným vývojom rífovej sedimentácie a exotických magmatitov (neopieninská kordiléra). Tento žľab, tzv. čelný, lemoval západokarpatský blok po celej dĺžke aspoň 400 km. Bol úzky a mal na severe strmé svahy s lemom rífov, ktoré v podobe olistolitov nachádzame dnes v zlepencových megarytmoch.

Do podkladu paleogénnej geosynklinály začal počiatkom spodného cuizu (spodného eocénu) poklesávať aj centrálnokarpatský blok kratonizovaný kriedovým orogénom. Blok postupne anektovala a zaliala transgresia a stal sa súčasťou flyšovej geosynklinály až do oligocénu. Fácie flyša centrálnokarpatského bloku vznikali po okrajoch aktívnych tektonických zdrojov, ktoré lemovali bazén zo severu. Flyšový bazén rýchlo subsidoval (mocnosť sedimentov dosiahla až 3000 m) a má zaiste sialickú kôru v substráte. Sedimentologický výskum zlepencov lutétsko-priabonského veku v tzv. šambronskom štruktúrnom pásme ukázal, že centrálnokarpatský flyšový

bazén sa zapĺňal zo severných zdrojov, najmä zo šambronskej kordiléry, ktorej stavba bola príbuzná západokarpatskému bloku. Kordiléra delila bazény flyša centrálnych Karpát od pieninskej geosynklinály a zanikla v oligocéne.

Podľa percentuálneho zloženia nestabilných komponentov v zlepencoch bradlového paleogénu, magurského a šambronského pásma možno predpokladať rýchlu deštrukciu zdrojov. Erózia sa prerezávala cez mezozoický obal až do kryštalinického jadra. Podľa zloženia kryštalinického materiálu v strihovských vrstvách magurského príkrovu mal juhomagurský zdroj červené ortoruly, granitoidy z vnútra plutónov, neznáme zo zlepencov bradlového paleogénu. Vysoký podiel kremencov a fylitov a nízky vulkanitov a karbonátov mezozoika je pre spomínaný zdroj typický.

Neopieninský zdroj zaopatroval pre inovský a čelný žľab klastiká exotických granitov spodnokriedového veku, kremitých porfýrov, bázických hornín a najmä jurské, spodnokriedové vápence pieninského vývoja a vrchnokriedové paleocénne klasty (intraklasty) flyša.

Šambronský zdroj sa skladal z migmatitových pásiem a mladopaleozoických vulkanoklastických sérií, aké sú známe z bloku Karpát.

Táto analýza ukazuje, že vyššie percento metamorfík, najmä paleozoických, sa akumuluje hlavne mimo oblasti pieninského geosynklinálneho pásma a presvedčivo dokazuje sialický základ zdrojov, v prípade magurského flyša podstatne rozdielnych od centrálnokarpatského bloku. V zlepencoch pieninského pásma podiel metamorfík klesá a do popredia vystupuje exotický zdroj, čo toto pásmo v karpatskom systéme individualizuje.

Zo štúdia valúnov karbonatických hornín možno urobiť tieto závery: Valúny metamorfovaného mezozoika analogické výskytom v Čiernej hore a Branisku sú prítomné len v šambronských zlepencoch (chýbajú v paleogéne bradlového pásma). Vek alpínskej metamorfózy v Západných Karpatoch je predstrednoeocénny (v Alpách býva niekedy až neogénny).

Z triasu pochádzajú rozličné typy dolomitov (s *Meandrospira dinarica*, s *Diplopora annulata*, loferity). Aj gutensteinské vápence sú prítomné vo všetkých pásmach. Prekvapuje zistenie wettersteinskej *(Tubiphytes, Aeolisaccus)* a reiflingskej fácie (preverené extrakciou konodontov) v šambronskom pásme a v Chmeľove. Obe boli zistené aj v Humenskom pohorí, kde sú už vo valúnoch „vysokotatranského" albu pri Jasenovom, teda z obdobia pred presunom príkrovov. Dokazujú, že pre východné Slovensko neplatí model rozmiestnenia strednotriasových fácií odvodený z ostatnej časti Slovenska. Vo valúnoch paleogénu bradlového pásma sa našiel rét s *Triasina kantkeni*. V šambronských zlepencoch i v pročianskych vrstvách bol zistený ako plytkovodný lias-dogger (krinoidové vápence), tak aj hlbokovodný (fleckenmergel, čierne bridlice, ojedinele s fosfátmi, hlavne v západnej časti šambronského pásma). Dogger — malm sú zastúpené kremitými rádioláriovými vápencami a sakokomovými vápencami. Onkolitová mikrofácia so *Saccocoma* a *Globochaete*, doteraz známa z vysokotatranského vývoja, sa vyskytuje aj v bradlovom pásme.

Vo vrchnoeocénnych zlepencoch od Polomy (flyš Levočského pohoria) sú valúny kalpionelových vápencov s pyroklastickou prímesou limburgitov, dokazujúce východné pokračovanie titónskeho limburgitového vulkanizmu Západných Tatier.

Veľkou pestrosťou sa vyznačujú vápence urgónskej fácie. Valúny albu (s *Pithonella ovalis)* a cenomanu (orbitolinový pieskovec), ako aj senónu *(Siderolites calcitrapoides, Orbitoides media)* sa vyskytli len vo vnútri bradlového pásma. Až vo vyššom eocéne (Poloma) došlo k prínosu vrchnokriedových klastík do centrálnokarpatskej oblasti od bradlového pásma. Bloky koralovo-riasových bioherium paleocénu pri Chmeľove a Radvaňovciach tvoria posledný výskyt štyristokilometrového pretrhávaného pásu, ktorý sa začína pri Priglitzi v Rakúsku. V šambronských zlepencoch sa ojedinele vyskytli retransportované diskocyklinové a numulitové vápence eocénu; tento vek pripisujeme aj valúnom drobnozrnného zlepenca postihnutého dedolomitizáciou.

V paleogénnych zlepencoch boli zaregistrované tieto javy: vtláčanie valúnov, odlu-

povanie valúnov spojené s tvorbou obrúb, vplavovanie kalu do pórov lemovaných iniciálnym tmelom, stopy vŕtavých lastúrnikov a rias na obvode valúnov, tvorbu autigénneho kremeňa na úkor numulitov, karolinových rias a kalcitového tmelu.

Michal Maheľ: **Zmeny typu magmatizmu a vrásnenia v priebehu vývinu alpíd** (Bratislava 24. 2. 1975)

1. Výrazný zvrat vo vývine zemskej kôry alpíd predstavuje hercýnska granitizácia, odohravšia sa v bretónsko-sudetskej perióde. Až do tohto obdobia bol nezrelý typ kôry s nevýraznou paleotektonickou diferenciáciou. Prevládala aspídna a flyšoidná formácia sprestrená častým bázickým vulkanizmom, prevažne spilitovo-keratofýrovej formácie. Bajkalské vrásnenie sprevádzala rozsiahla anatexia, diferenciácia kôry po ňom sa odrazila vo vytvorení ostrovných pásiem, s ktorými je geneticky spätý vulkanizmus kremitých porfýrov (hlavne v ordoviku). Aj ten sa však viaže s geosynklinálnymi formáciami. Až hercýnske vrásnenie bolo sprevádzané orogenetickým štádiom so vznikom depresií a žľabov vyplnených molasami a typickým subsekventným vulkanizmom nasledujúcim po orogenetických procesoch i po granitizácii. Vznik hercýnskych plutónov ovplyvnil typ hercýnskeho vrásnenia s hojnými kupolovitými megaantiklinálami.

2. Po hercýnskej stabilizácii nastúpil v podstatnej časti alpíd kváziplatformný typ sedimentácie. V južnejších zónach však došlo už v triase k výraznej diferenciácii, rejuvenizácii, vznikla faciálna diferenciácia. V trógoch sa formovali ofiolity (vnútorné zóny dinaríd, Bükk, južné gemeridy, transylvánska zóna, sakarská oblasť). Výraznejší zvrat so zložením hojných trógov nastal v titóne a spodnej kriede, objavili sa nové ofiolitové zóny viažúce sa na hlboké slieňovcovo-karbonatické flyšové trógy.

3. Alpínske vrásnenie má prevažne pripovrchový charakter. Jeho výsledkom sú bezkoreňové príkrovy vzniknuté stlačením žľabov a hlbokých trógov (prevažne oblasti s tenkou kôrou).

4. Alpínske vrásnenie má výrazne periodický charakter a uplatnila sa pri ňom orogenetická polarita. V obdobiach medzi jednotlivými periódami vrásnenia sa vytvárali grabény, neskôr depresie s tenkou kôrou sprevádzané andezitovo-ryolitovým vulkanizmom. V kriede a paleocéne, keď bola dynamika alpíd značne vysoká, vulkanizmus sprevádzali subvulkanické a menšie hlbinné telesá magmatitov širšej diferenciačnej škály (banatitový typ).

5. Priestorové rozloženie a väzba neovulkanitov na priečne neogénne zóny vylučujú ich priamu genetickú spätosť so zónami subdukcie, naopak ukazujú i vzťah k depresiám rozloženým vo vnútorných oblastiach stenčenia kôry.

6. Cyklický vývoj alpíd je nesporný. Každý cyklus sa však vyznačuje iným typom zrelosti kôry, odlišnými prejavmi magmatizmu a vrásivých procesov. Pôvodné členenie magmatitov na iniciálne, synorogénne a subsekventné je prežité. Týka sa to v prvom rade subsekventných vulkanitov, ktoré majú iný charakter po bajkalskom vrásnení (ordovik), po hercýnskom (perm) aj po alpínskom vrásnení (terciér). Iný je aj ich vzťah k vrásneniu a priestorové postavenie, iný súbor sprievodných sedimentárnych formácií. Synorogénne vulkanity, granitoidy, hrajú pri jednotlivých cykloch celkom odlišnú úlohu. Pri bajkalskom sa procesy anatexie viazali s regionálnou metamorfózou, pri hercýnskom rozsiahle plutóny menili od základu typ kôry a boli hlavným určovateľom tektonického charakteru hercýnskeho vrásnenia. Alpínske granitoidy sú len malé telesá, viažúce sa zväčša na okraje remobilizovaných hercýnskych batolitov, resp. lokalitov.

Tzv. iniciálny vulkanizmus (ofiolitový, spilitovo-keratofýrový) bol bežným sprievodným elementom väčšiny predpaleozoických i palozoických formácií. Po hercýnskej stabilizácii sa však viaže len na úzke zóny predstavujúce oblasti výrazného roztiahnutia kôry, prípadne jej stenčenia, zvyčajne medzi dvoma blokmi.

J. Pašek — J. Rybář: **Nedávné katastrofální svahové pohyby v Čechách** (Bratislava 19. 3. 1975)

Začátkem ledna 1975 vzniklo v okolí Semil několik sesuvů, které měly katastrofální následky. V Košťálově se 2. ledna v časných ranních hodinách sesula část železničního náspu. Provoz na trati byl přerušen a po čtyřech dnech obnoven na nově zřízené koleji. Sesuté hmoty přehradily koryto říčky Olešky, která se rychle vzdula. Hrazené jezero zaplavilo asi do výšky 3 m obytné domy v údolní nivě. Hráz byla zásahem armády proražena, přesto muselo být vyklizeno 12 bytů. V dalších týdnech se pohyby rozšířily, násyp byl porušen v celkové délce cca 100 m. Železniční trať byla znovu přeložena výše do svahu na mostní provisorium. Definitivní sanace spočívá 1. v převedení koryta říčky; 2. v přisypání kamenného záhozu k patě svahu, 3. v odvodnění svahu několika šikmými odvodňovacími vrty.

Také v Benešově u Semil se 9. ledna 1975 dala do pohybu část svahu, postiženého už dříve sesouváním. Sesuv ohrozil obytné stavení ve svahu. Podobně i na jiných místech na Semilsku se zaktivizovaly další sesuvy. Všechny probíhají ve svahových uloženinách permských písčitých jílovců, pro všechny je typické silné zamokření svahů, proto sanace musí všude směřovat k odvodnění území.

Nadměrné dešťové srážky způsobily také vznik přívalových proudů v Obřím dole v Krkonoších. Po průtrži mračen dne 18. června 1974, kdy během několika hodin spadlo 70 mm srážek, vzniklo v závěru Obřího dolu pod Čertovým hřebenem pět kamenitých a hlinitokamenitých přívalových proudů (mur), z nichž největší byl dlouhý přes 500 m, a vznikl na svahu tvořeném krystalickými břidlicemi se sklonem do 35°. Lidské životy nebyly ohroženy, vznikly pouze škody na lesním porostu.

Ján Babčan: **Niektoré problémy súčasnej teórie metasomatizmu** (Bratislava 10. 4. 1975)

Autor na základe teoretického štúdia a výsledkov experimentálnych prác poukázal na niektoré problematické stránky súčasných teórií metasomatizmu a na ich možné úpravy, resp. doplnenia.

Za anachronizmus označil stotožňovanie názorov „metasomatóza" a „metasomatizmus". Podal návrh, aby sa termínom „metasomatizmus" označoval súhrn procesov alebo javov, pri ktorých nastáva zatlačovanie — metasomatóza jedných minerálov druhými. Podľa tohto návrhu sa vlastne metasomatizmus skladá z čiastkových procesov metasomatózy.

Vysvetlil chemizmus a mechanizmus metasomatických procesov a zdôraznil ich kľúčové postavenie pri riešení všetkých problémov metasomatizmu. Chemizmus metasomatických procesov je podmienený stabilitou minerálov v danom prostredí. Každý minerál je stály len v určitých chemických a termodynamických podmienkach. Ak sa podmienky zmenia, minerál sa stáva nestabilným a zaniká a na jeho miesto nastupuje minerál, ktorý je v danom prostredí stabilnejší. Mechanizmus metasomatózy vysvetlil na princípe zatlačovania minerálov vo vodnom prostredí (v roztokoch).

Na základe analýzy kľúčových otázok metasomatických procesov poukázal na niektoré nedostatky najpoužívanejších definícií metasomatózy. Zdôvodnil, že nie všetky metasomatické zatlačovania sa dajú vysvetliť chemickými reakciami a najmä znázorniť chemickými rovnicami. Poukázal ďalej na to, že niektoré metasomatické zatlačovania musia prebiehať ako dvojetapový proces výmeny, teda zatlačovanie sa vždy neuskutočňuje formou „lit par lit" alebo atóm za atóm či ión za ión. Z toho vychodí, že medzi metasomatické treba zaraďovať i také procesy, pri ktorých sa vypĺňajú dutiny vytvorené v predchádzajúcom procese, napr. vylúhovaním karbonátov a iných minerálov.

Na základe konfrontácie nových poznatkov a starších teórií podal návrh definovať

metasomatizmus podstatne širšie, ako to vyjadrujú doterajšie definície. Podľa návrhu treba metasomatizmus pokladať za „súhrn procesu vzniku minerálov prebiehajúcich zatlačovaním (náhradou) jedného minerálu druhým. Toto zatlačovanie je vyvolané prínosom a odnosom materiálu, pričom výmeny materiálu sú podmienené chemickými reakciami".

Ján Ilavský: **Možnosti využívať rudné suroviny z morí a oceánov** (Bratislava 8. 5. 1975)

Moria a oceány, ktoré tvoria dve tretiny povrchu zemegule, sú podľa najnovších výskumov obrovským potenciálnym zdrojom prírodného bohatstva (rybolov, odsoľovanie morskej vody — získavanie rozličných solí a sladkej vody, ložiská nafty v priestoroch okolo kontinentov, rozmanité druhy rudných surovín).

V ostatných rokoch sú v popredí záujmu najmä mangánové konkrécie, ktoré sú v podstate polymetalickými rudami s priemyselne využiteľným obsahom železa, mangánu, medi, kobaltu, niklu, olova, zinku, titánu, vanádu, zirkónia atď.

Geologickým prieskumom a otázkami ich praktického využitia sa zaoberá viac štátov, najmä USA, NSR, Japonsko, Francúzsko a i. Oceanické sedimenty s mangánovými konkréciami sa bádajú geofyzikálnymi metódami, skúma sa ich mineralógia, chemizmus a obsah stopových prvkov. Známe sú už aj hlavné oblasti ich rozšírenia, najmä v Tichom oceáne. V súvislosti s tým sa skúma aj morská voda a morské bahná.

O genéze mangánových konkrécií nie sú doteraz jednotné náhľady. Podľa jedných sa vytvorili vplyvom mikroorganizmov alebo sú výsledkom podmorského vulkanizmu, podľa iných náhľadov je pôvod kovových prvkov extraterestrický, podľa ďalších zas ide o bežné morské sedimenty, ktoré vznikli za rozmanitých fyzikálnochemických podmienok.

Úvahy o praktickom využití konkrécií vyvoláva najmä fakt, že ide o obrovské zásoby kovov, ktoré možno získavať komplexne. Konkrécie sa musia na dne mora drviť a čistiť, aby sa potom mohli transportovať na povrch mora alebo aby sa dali ťažiť systémom korečkových rýpadiel z hĺbky 2 až 5 tisíc metrov. Sú už aj návrhy na projekty na geologický prieskum a ťažbu týchto konkrécií. Je rozpracovaných viacero metód — chemických i hutníckych — na získavanie jednotlivých kovov. Existujú aj finančné rozpočty na ťažbu a v malej miere sa už vykonali aj dobývacie pokusy (USA).

Inou oblasťou, z ktorej možno získavať kovové suroviny, sú morské pláže okolo kontinentov s hĺbkou mora do 200 m. Na mnohých miestach sa ťaží plážový piesok a z neho sa získava rutil, titanit, zirkón, monazit, magnetit a pod. Ide o veľké ťažobné podniky na pobreží západnej Afriky (Sierra Leone), východnej Afriky (Mozambik, Keňa), Južnej Ameriky (Brazília), Indie (Cejlón), Austrálie a východnej Ázie (ZSSR). Plážové ložiská sa stávajú vážnymi konkurentmi kontinentálnych ložísk titánu, zirkónia a lantanidu.

Ďalšie možnosti získavať kovové suroviny poskytujú hlboké podmorské prekopy a žľaby, resp. uzavreté, tzv. grabénové moria, akým je napr. Červené more. Pod vplyvom horúcich podmorských prameňov a vulkanizmu vznikajú v nich rudonosné bahná s obsahom sírnikov železa, medi, olova, zinku atď. v priemyslovo využiteľnej kvalite a kvantite. Problémom však doteraz zostáva technológia úpravy a získavanie jednotlivých zložiek, pretože bahná sú veľmi jemnozrnné.

Všeobecný nedostatok surovín a vyčerpávajúce sa zásoby prírodných zdrojov na kontinentoch ešte zvýšia záujem a úsilie využiť hĺbiny morí a oceánov v prospech ľudstva už v blízkej budúcnosti. Intenzívna ťažba z týchto oblastí prinesie vo svetovej bilancii prírodného bohatstva revolučné zmeny.

J. Baláž — J. Segín: **Niektoré špeciálne geotechnické skúšky** (Bratislava 26. 2. 1975)

V prvej časti prednášky sme informovali o používaní statického penetrometra a vrtuľkového šmykového prístroja.

Statický penetračný prístroj

Máme statický penetračný prístroj firmy BORROS (Švédsko) s elektrickým meracím systémom, ktorý umožňuje merať penetračný odpor do hĺbky 30 m. V oblasti inžinierskej geológie rieši tieto úlohy:

a) stanovenie úložných pomerov stavenísk;
b) určenie parametrov fyzikálno-mechanických charakteristík zemín na základe korelačných vzťahov;
c) určenie dovoleného namáhania základovej pôdy;
d) určenie únosnosti pilót;
e) posúdenie homogenity základových pôd, násypov, skládok a pod.

Použitie penetračných sond je spojené s klasickými metódami geologického prieskumu. Penetračné sondy sú vhodné do jemnozrnných piesčitých, do hlinitých a ílovitých zemín. Už z konštrukcie prístroja (možnosť merať maximálny odpor do 400 kpcm^2) je zrejmá vhodnosť použiť ho pri uvedených typoch zemín.

V ďalšej časti sme uviedli regionálne oblasti, kde sa dá tento druh skúšky robiť. Pri každej oblasti bol príklad praktického použitia prístroja na niektorej lokalite.

Vrtuľková šmyková skúška

Tento druh terénnej skúšky sa môže vhodne použiť v súdržných zeminách mäkkej alebo tuhej konzistencie alebo v zeminách s veľmi malou piesčitou prímesou. Prístroj sa hodí na rýchle preskúšanie zemín v teréne, a to od zvodnených jemnozrnných bahenných materiálov, holocénnych náplavov, mäkkých ílovitých zemín, naplavených zemín sacími bagrami a pod. Jeho výhodou je, že súdržnosť zeminy udáva priamo. U nás sme ho použili v plavených jemnozrnných sedimentoch dolného Váhu pri Komárne. Hĺbkový dosah použitého prístroja je 10 m. Prístroj vyrobil VÚIS Bratislava.

V druhej časti prednášky (p. g. Segín) sme sa zaoberali aplikáciou pressiometra, rádiometrickej sondy a veľkorozmerového šmykového prístroja v podmienkach Hydroconsultu Bratislava.

Od r. 1962 sa na našom pracovisku na skúšky pretvárnych a pevnostných charakteristík zemín bežne používal pressiometer typu E. Používal sa na posúdenie základovej pôdy pod vodojemami (Karlova Ves, Dúbravka, Lamač, Sereď a inde). Z najdôležitejších stavieb uvádzame prieskum štôlne Katarína (pre PVE Čierny Váh). Skúšky v tomto prípade boli zamerané na zistenie pevnosti horniny v stenách štôlne. Metodika spočívala v meraní tlakovo-objemových zmien v rozličných hĺbkach vrtov radiálne navŕtaných po celom obvode štôlne.

Od r. 1973 používame aj prístroj typu G. Ten má meraciu bunku opatrenú kovovými lištami inštalovanými tak, že umožňujú rozťahovanie vlastnej bunky a chránia pryžovú manžetu.

Použitie pressiometra je prakticky neobmedzená, ale v rozličných typoch zemín a hornín treba vhodne vystrojiť vrt.

Podľa našich skúseností možno konštatovať, že sa pressiometer osvedčuje pri prieskume základovej pôdy najmä v špecializovaných odvetviach inžinierskej geológie.

KONFERENCIE

VIII. medzinárodný kongres o stratigrafii a geológii karbónu
(Moskva 8.—13. septembra 1975)

VIII. medzinárodný kongres o stratigrafii a geológii karbónu sa začal plenárnym zasadnutím, oficiálnymi prejavmi prezidenta kongresu P. P. Timofejeva, ministra geológie ZSSR akademika A. V. Sidorenka a ďalších zástupcov geologických a ťažobných inštitúcií ZSSR, ako aj zahraničných hostí.

Po plenárnom zasadnutí prebiehalo rokovanie kongresu v týchto sekciách: paleontológia a stratigrafia; paleogeografia a litológia; mineralógia a geochémia; uhľonosné formácie; tektonika; petrografia a genéza uhlia; vzťahy uhlie — ropa — plyn; geochémia; matematické metódy.

Pri kongrese pracoval Medzinárodný komitét pre petrografiu uhlia (ICCP). Medzinárodná komisia pre mikroflóru paleozoika (CIMP), podkomisia pre stratigrafiu karbónu, Medzinárodná komisia pre stratigrafiu permu, spoločné zasadnutie medzinárodných komisií pre stratigrafiu karbónu a permu (SCCS, SCPS) a sympózium o konodontoch.

Sekcia paleontológie a stratigrafie. Bolo v nej najviac referátov (84). Referáty sa dotýkali širokej problematiky stratigrafie karbónu, hranice karbón — devón a karbón — perm.

Najväčší záujem vzbudil referát A. P. Rotaja, ktorý predniesol v mene komisie karbónu Národného stratigrafického komitétu ZSSR.

V prvej časti oboznámil autor účastníkov s jednotnou a záväznou stratigrafickou schémou karbónu prijatou v ZSSR. Karbón sa delí na 3 oddelenia a tie potom na zvyčajné stupne:

spodný: turm
visé
namur (reprezentovaný namurom A + B)
stredný: baškirský
moskovský
vrchný: gželský
orenburský

Na základe tejto jednotnej schémy boli v ZSSR rozpracované regionálne (ruská platforma, Ural, donecký bazén atď.) unifikované schémy, ktoré predstavujú jednotný systém stratigrafického rozčlenenia karbónu v ZSSR. Základnou jednotkou schém sú regionálne horizonty, z ktorých každý má geografické pomenovanie a svoje stratigrafické začlenenie vo všeobecnom rozčlenení karbónu.

Vychádzajúc zo všeobecnej analýzy nových biostratigrafických údajov, väčšina sovietskych odborníkov pokladá za potrebné urobiť v uvedenej schéme nasledujúce zmeny:

a) Uloženiny zodpovedajúce namuru rozdeliť na 2 časti. Spodnú časť, zodpovedajúcu namuru A, vyčleniť ako samostatný serpuchovský stupeň v komplexe spodného karbónu. Vrchnú časť, zodpovedajúcu namuru B + C, pričleniť k strednému karbónu ako bazálny člen baškirského stupňa.
b) S prihliadnutím na schému z roku 1951 súhlasiť s delením vrchného karbónu na 2 stupne: kasimovský a gželský.

c) Hranicu karbón — devón viesť na báze zón *Wocklumeria, Etren, Quasiondothyra kobeitusana* a ich analógov.
d) Hranicu karbón — perm nechať na báze schwagerinového horizontu.
e) Kantábrijský „stupeň" nezahŕňať do jednotnej schémy, lebo zodpovedá spodnej časti kasimovského a vrchnej časti moskovského stupňa.

Komisia karbónu národného stratigrafického komitétu ZSSR odporúčala prijať ako záväznú, medzinárodnú (globálnu), nasledujúcu schému: deliť karbón na 3 oddelenia: I. spodný (turn, visé a serpuchovský stupeň); II. stredný (bakširský a moskovský stupeň); III. vrchný (kasimovský a gželský stupeň).

Sekcia paleogeografie a litológie. Paleogeografická a litologická sekcia bola pomerne dobre zastúpená. Odznel tu rad referátov o paleogeografii a litológii karbónu v rozličných regiónoch sveta. Zo zaujímavejších treba spomenúť referát G. A. Smirnova a G. G. Fedorova O diagenetickom pôvode rytmitov, v ktorom uviedli rad dôkazov o diagenetickom pôvode karbónskych tenkorytmických šošovkovitých komplexov z rovnorodých, pôvodne nevrstvovitých uložení.

Sekcia mineralógie a geochémie. Referáty sa zameriavali najmä na mineralogicko-petrografickú a geochemickú charakteristiku karbónskych komplexov a uhoľných slojov. Analyzovali otázky využitia mineralogických a geochemických výskumov na korelačné účely.

Veľká pozornosť sa venovala tonsteinom ako sprievodným horizontom uhľonosných formácií, ktoré sa vyskytujú od devónu po terciér. Ich genéza a výskyt sú najlepšie preštudované v Európe a v Austrálii. Majú značný korelačný význam a pri ich výskume by sa žiadala medzinárodná spolupráca.

A. N. Volkova et al. študovali mineralogické zloženie a fyzikálne vlastnosti detritických a ílovitých hornín Donbasu v rozličných štádiách ich premeny v súvislosti s výskytom celej škály preuhoľňovacích typov uhlia (plynové — antracit). V. M. Kovalskij (Poľsko) sa zaoberal problémom zeolitizácie v hornosliezskej uhoľnej panve. K. Felser (Rakúsko) opísal vrchnovisénske horizonty magnezitu vo východnej grauvackovej zóne Rakúska, ktoré vznikli sedimentárnou cestou. Predpokladá, že komplex vzájomne sa striedajúcich hornín — konglomerátov; ílovitých bridlíc, vápencov, dolomitov a magnezitov predstavuje uloženiny lagúnových panví, v ktorých mohli byť paleogeografické podmienky podobné dnešným lagúnam Perzského zálivu alebo lagúnam Austrálie. Pri zvýšení teploty a nadbytku CO_2, H_2S, NH_4 dochádza k vypadávaniu koloidného $MgCO_3$, ktorý spolu s morskou vodou nasýtenou iónmi Mg pôsobí na ešte nespevnené sedimenty (vápence, dolomity, vápenité íly) a zapríčiňuje metamorfné javy — syndiagenetickú metamorfózu. Autor pripúšťa možnosť vzniku magnezitu vo fácii lagún i na Slovensku.

V sekcii bol aj referát M. Dopitu a J. Králika (ČSSR) o intrakarbónskych vulkanických produktoch v československej časti hornosliezskej panvy.

Sekcia uhľonosných formácií. Zaujímavé referáty boli aj v sekcii uhľonosných formácií. Problémy boli veľmi rôznorodé. V prvom rade to boli otázky rozšírenia uhľonosných formácií v rozličných regiónoch na rozličných kontinentoch a problémy cyklickej sedimentácie v uhľonosných formáciách. Zaujímavý referát predniesla N. G. Železnova a kol. o priemyselných perspektívach uhľonosných formácií rozmanitého typu a veku. Podľa autorov zaberajú uhľonosné formácie 15 % súše. Z toho 90 % pripadá na uhľonosné formácie platformového typu a 10 % geosynklinálneho typu. V prvých je 60 % a v druhých 40 % z celkových zásob uhlia na svete.

Sekcia tektoniky. V tejto sekcii bolo 29 referátov zameraných najmä na problémy tektoniky rozličných uhľonosných panví a vplyv tektoniky na ich celkovú geologickú stavbu.

Sekcia petrografie a genézy uhlia. Počtom referátov a rozsahom riešenej problematiky patrila táto sekcia medzi najväčšie. Zaoberala sa širokým okruhom uhoľnopetrografických problémov a podmienkami vzniku a premeny uhlia. Mnohé referáty boli zamerané na riešenie klasifikačných a metodologických otázok výskumu uhlia —

svetelná odrazivosť, mikrotvrdosť, výskum elektrónovým mikroskopom, klasifikácia vitrinitu a pod. V súčasnej etape sa zhromaždilo množstvo uhoľnopetrografických údajov, ktoré umožňujú využiť uhoľnopetrografické výskumy pri prognózach chemickotechnologických vlastností uhlia a v geologickej praxi.

Výskum svetelnej odrazivosti vitrinitu sa už bežne používa a prináša cenné výsledky pri riešení otázok preuhoľnenia, klasifikácie a kvality uhlia. Veľmi pokročil výskum kvantitatívneho zastúpenia macerálov a zákonitostí ich hromadenia v uhoľných slojoch. Veľká pozornosť sa venuje stanoveniu mikrotvrdosti uhlia, široko sa aplikuje metóda luminiscenčnej analýzy. Zaujímavé výsledky boli dosiahnuté pri petrografickom výskume organických látok v horľavých bridliciach a prechodných horninách rozličného stratigrafického a regionálneho postavenia. Predpokladá sa, že nahromadenie kerogénu a sapropelitov prebiehalo v lagúnach, v litorálnom a sublitorálnom pásme morských alebo veľkých limnických panví. Niekoľko referátov sa zaoberalo kontaktnou premenou uhlia a jeho reakciou na tlak, teplotu a hermetickosť prostredia. Ďalšia skupina referátov charakterizovala uhoľnopetrografický vývoj slojov v jednotlivých uhoľných panvách a regiónoch. Bol tu aj referát F. Petríka (ČSSR) Petrografická charakteristika uhlia uhoľných panví Západných Karpát.

Sekcia vzťahov uhlie — ropa — plyn. V sekcii boli referáty o rozšírení a genetických vzťahoch ropno-plynonosných a uhoľných panví, o metamorfizme uhoľnej hmoty a ropno-plynonosných komplexov. Ďalej to bola aplikácia fluorescenčnej analýzy pri výskume ropných ložísk, charakteristika organických prímesí v horninách v rozličných štádiách metamorfizmu, plynonosnosť uhoľných slojov a ďalšie otázky.

Sekcia geochémie uhlia. V sekcii sa riešili otázky hromadenia stopových prvkov v uhlí, najmä germánia, ďalej otázky rozšírenia sodíka v lignitoch, hromadenie síry v uhlí ap.

Sekcia matematických metód sa zaoberala spracovaním laboratórnych a terénnych údajov, novými kartografickými metódami pri riešení geologických úloh, matematickými metódami typizácie rezov z komplexov litologických príznakov.

Kongres bol ukončený plenárnym zasadnutím, správami vedúcich medzinárodných organizácií pracujúcich pri kongrese a správami o prijatých záveroch v sekciách.

Na záver predniesol referát predstaviteľ geologickej služby USA M. Gordon (v USA sa bude konať budúci kongres) o stratigrafii a geológii karbónu USA.

Sovietski hostitelia usporiadali pre účastníkov 7 predkongresových a pokongresových exkurzií po najvýznamnejších uhoľných panvách ZSSR.

Na kongrese bolo vyše 600 účastníkov takmer z celého sveta. Kongres bol z odborného i organizačného hľadiska pripravený vzorne. Materiály z jeho rokovania vyjdú v osobitnom zborníku.

F. Čech — F. Petrík

MINERALIA SLOVACA, roč. 8, č. 2 (32)

Vydal: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám 6., tel. 314 41-6.
Redakcia: Geoprieskum—Mineralia slovaca, p. p. A — 21
040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 285 32.
Tlač: Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice. Zadané v januári 1976, vytlačené v júni 1976 AH 7,86, VH 7,97
Schválil: SÚTI, č. 9/11
Cena jedného čísla 15 Kčs
Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subcriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.
The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis.
For detaile please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1976

49 374

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

