

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 5 • ČÍSLO 3

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1973

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
 Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
 Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAV-
 JANSKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ,
 CSc., prof. Ing. Ladislav RÓZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing. Ján SLÁ-
 VIK, CSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr.
 Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

- Pavol Grecula:* Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza — The homeland of the Ge-
 meric and its metallogenesis 221
Jozef Zlocha: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach
 na východnom Slovensku — Nickel-bearing weathering products on an ultrabasic body near
 Hodkovce in eastern Slovakia 247
Stanislav Polák—Ludovít Kucharič: Transverzálna zóna polarizovateľných geologických ob-
 jektov v Považskom Inovci a jej ložisková perspektíva — Transverzal zone of geological
 objects in the Považský Inovec Mts and its perspective of deposits 257

HYDROGEOLOGIA — HYDROGEOLOGY

- Juraj Orvan:* Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny 271

SPRÁVY — REPORTS

- Ján Popreňák—Pavol Grecula—Ján Mihalov:* K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch —
 To the problem of structure and development of veins in Rudňany (Spišsko-gemerské rudo-
 horie) 279
Anton Mihalik: Výskyt neskvehonitu a hydromagnezitu v pôdach intoxikovaných Mg-exhalátmi 287
Lubomír Zbořil—Július Májovský—Mária Paulovičová—Viktor Valtr: Príspevok geofyziky
 k vyhľadávaniu hydrogeologických štruktúr v oblasti stredoslovenských neovulkanitov —
 Contribution of geophysics to search for hydrogeological structur in the neovolcanic region
 of central Slovakia 291

REFERÁT

- Libuše Česková:* Vztah zrudnění k magmatismu a tektonice 297

DISKUSIA

- Dušan Hovorka:* Ešte raz o klasifikácii eruptívnych hornín 309

INFORMÁCIA

- Rudolf Demovič:* Automatická analýza makrozložiek silikátových hornín pomocou röntgen-
 fluorescenčného kvantometra ARL 72 000 313

Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza¹

(3 obr. v texte)

PAVOL GRECULA*

Zone de racines des Gémérides et sa métallogénèse. (Karpates Occidentales)

L'article apporte de nouvelles données sur la position structurale des Gémérides — de la nappe située le plus au Sud des Karpates Occidentales- et sur celle de la région de racines qui se trouve au Sud de la ligne Ráb—Rožňava, du linéament périkarpatique. De ce point de vue, la relation de l'origine temporelle de la nappe aux intrusions granitiques et celle de la granitisation à la minéralisation est discutée.

Tektonická interpretácia paleozoicko-mezozoických komplexov Spišsko-gemerského rudohoria ako tektonickej jednotky Západných Karpát je rôznorodá.

V prehľade názorov na štruktúrne postavenie dnešného gemerika spomenieme najdôležitejšie predstavy. M. LUGEON (1903) zovšeobecnil príkrovovú teóriu aj pre Západné Karpaty. V. UHLIG (1907) oblasť Spišsko-gemerského rudohoria označil ako príkrov vnútorného pásma, ktorý má charakter východoalpských príkrovov a je zložený z paleozoických a mladších útvarov. M. LIMANOVSKI (1905) tento príkrov pomenoval spišským príkrovom, a na rozdiel od Uhliga rozumie ním predovšetkým presun mezozoických sérií na severnejšiu zónu. D. ANDRUSOV—A. MATÉJKA (1931) zaviedli názov gemeridy, a to pre samostatnú tektonickú jednotku — príkrov zložený z metamorfovaného paleozoika (ekvivalent kryštalinika jadrových pohorí) a mezozoického obalu, ktorý sa od svojho podložia presunul ešte ďalej. P. ROZLOZNIK (1935) podal podrobný opis spišského príkrovu a zaradil k nemu všetky paleozoické a mezozoické série gemeríd. Spišský príkrov si predstavuje ako veľkú príkrovovú jednotku, presunutú od JZ cez veporský príkrov, ktorý interpretuje

* RNDr. Pavol GRECULA, CSc., Geologický prieskum, Stará Spišská cesta, p. p. A—21, 040 51 Košice 1.

¹ Hlavné tézy článku boli prednesené na II. tektonickej konferencii v Smoleniciach v dňoch 27.—29. novembra 1972.

ako severný — vonkajší príkrov spišskej jednotky. H. STILLE (1953) pripisuje príkrovový charakter severnej časti pohoria. V. ZOUBEK (1953) odlišuje dva gemeridné príkrovy, kryhový príkrov zložený z paleozoika a strižný príkrov zložený z mezozoika. Posledný nazýva spišským príkrovom. Neskoršie sa však (M. MÁŠKA—V. ZOUBEK 1961) o príkrovej stavbe dosť silne pochybovalo. M. MAHEL (1953) považuje mezozoikum na severe pohoria za výplň autochtónnej severogemeridnej synklinály, ktorá je najsevernejšou gemeridnou sedimentačnou jednotkou. Tento názor zastáva aj neskoršie, ale severogemeridnému mezozoiku prisudzuje čiastočne autochtónny a čiastočne príkrovový charakter, zatiaľ čo paleozoické série tvoria jeho autochtónne podložie. A. BIELY—O. FUSÁN (1967) zastávajú príkrovový charakter gemerid s čiastočne presunutým paleozoikom, ale hlavne mezozoikom, ktoré bolo premiestnené predovšetkým v druhej fáze príkrovového nasunutia. Novšie D. ANDRUSOV (1968) svoju pôvodnú predstavu o paleozoicko-mezozoickom príkrove podrobnejšie zdôvodňuje a zdôrazňuje. Namiesto pomenovania gemeridy zaviedol termín gemerikum.

Časový vznik príkrovu sa všeobecne dáva do vrchnokriedových fáz alpínskeho orogénu. Domovskou oblasťou gemerika sa však doteraz podrobnejšie nikto ne-zaoberal. Rovnako sa neriešili ani s tým súvisiace otázky metalogenézy, magmatizmu a tektonických deformácií.

Výsledky nového výskumu dovoľujú interpretovať gemerikum ako najvnútornejší príkrov Západných Karpát tvorený paleozoicko-mezozoickými horninami. Tento príkrov bol presunutý na sever z oblasti perikarpatského lineamentu, resp. rábsko-rožňavského hlbinného zlomu, ale najmä z priestoru južnejšie od nej cez tatroveporidné kryštalinikum na vzdialenosť okolo 60 km. Jadro príkrovu zostalo staropaleozoickými horninami spojené so svojou koreňovou (domovskou) oblasťou. Táto kvalitatívne nová interpretácia geologických javov bude predmetom ďalších kapitol.

Rozšírenie bázických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí

Bázické vulkanity najmä v staršom paleozoiku boli a doteraz sú kľúčovými horninami na stratigrafické rozčlenenie horninových komplexov. Bázické horniny sa vyskytujú v niekoľkých superponovaných horizontoch v celom profile spišsko-gemerského paleozoika a mezozoika.

Bázické vulkanity sa nachádzajú najnižšie v tzv. fylit-diabázovom vývoji staršieho paleozoika. Sú v súvislom pruhu v severnej a východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, zriedkavejšie v ostatných častiach.

Bohaté zastúpenie bázik, miestami až ultrabázik, je aj v karbóne severného pruhu gemerika. Sporadickejší výskyt ultrabázik je aj v triase severného pruhu mezozoika, ale aj v západnej a južnej časti gemerika.

Takéto pásmové nahromadenie bázických hornín v niekoľkých útvaroch nad sebou nevyhnutne upozorňuje na existenciu hlbinného zlomu. Problematickým však zostáva jeho situovanie. Väčšinou sa predpokladaný hlbinný lom kladie do pásma dnešného výskytu bázik, t. j. na severný okraj Spišsko-gemerského rudohoria. Pri akceptovaní tejto myšlienky vznikajú určité problémy:

1. Hlbinný zlom by sa mal prejavovať v regionálnych geofyzikálnych mapách. Podľa výsledkov gravimetrie a magnetiky (M. FILO—J. ŠEFARA 1971) sa však hlbinný zlom v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria nedá podľa kritérií hlbinných zlomov definovať.

2. Medzi charakteristiky hlbinného zlomu patrí aj jeho veľká dĺžka a približne priamočiary priebeh. Porovnanie tohto kritéria s dĺžkou a priebehom severogemeridnej zóny existencie hlbinného zlomu dostatočne nedokazuje.

Obľukovitý priebeh pásma bázik severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria

sa začína pri Košiciach približne v mieste smerového pokračovania rožňavskej línie. Podobná pozícia bázik (hoci zriedkavejších) je aj západne od štítnického zlomu. Dá sa predpokladať, že sú to najbližšie miesta k pôvodnému miestu vzniku bázických hornín. Spojnica týchto okrajových pozícií bázik sa v podstate kryje s rožňavskou zlomovou zónou. Vo východnej časti od Košíc k Margecanom je okrajová zóna gemerika (teda aj pruh bázik) silne tektonicky redukovaná a porušená, podobne aj západná časť. Ak k tomu pripočítame veľké prešmyky a násuny (radu až km), ako vo vnútri, tak aj na okraji gemerika, treba pôvodný priestor vzniku súvrství s bázikami klásť rozhodne inde, ako je ich dnešná pozícia.

Ak si všimneme charakter vulkanizmu, vidíme, že zatiaľ čo v staršom paleozoiku sú to produkty diabázového vulkanizmu, v karbóne pristupujú k tomu aj ultrabázické horniny, ktoré v triase už prevládajú. To zodpovedá zákonitému vývoju hlbínnej zóny, ktorá úmerne so svojím viacetapovým oživovaním a vývojom postupne v mladších geologických dobách zasahovala stále hlbšie časť kôry, prípadne až plášťa. S týmto vývojom diatrémy súvisí potom aj stále bázickejší magmatizmus v mladších útvaroch.

Podľa súčasných poznatkov gravimetrie a magnetiky (M. FILO — J. ŠEFARA 1971) medzi hlbinné zlomy možno zaradiť rožňavskú líniu (P. REICHWALDER 1971), ktorá zodpovedá kritériám hlbinného zlomu. Charakterizujú ju aj intruzívne bázické a ultrabázické telesá v celom jej priebehu, ktoré boli zistené geofyzikálne a niektoré z nich aj overené (Hodkovce, Komárovce).

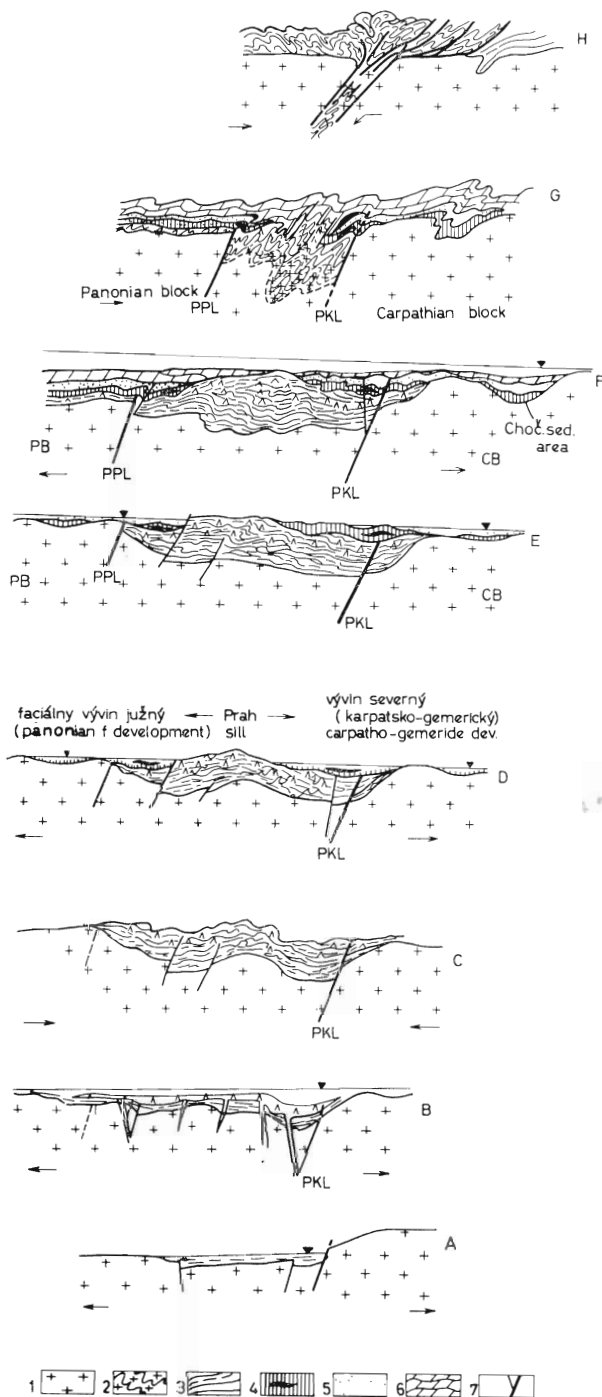
Rožňavské hlbinné zlomové pásmo sa podľa uvedeného črtá ako prírodný systém bázických vulkanických aj intruzívnych hornín a naznačuje aj paleogeografiu pôvodného sedimentačného priestoru superponovaných stratigrafických útvarov s bázikami a ultrabázikami. Súčasná pozícia pruhu bázik na severe Spišsko-gemerského rudohoria je sekundárna (príkrovová) a vznikla počas kriedových násunov — príkrovových fáz.

Z toho taktiež vyplýva, že geosynklinála staršieho paleozoika (t. z. silúr alebo len devón), resp. jej severný okraj, sa približne rozprestierala tam, kde aj neskoršie sedimentačné priestory mladšieho paleozoika a mezozoika. Hercýnsky orogén sa v staršom paleozoiku potom prejavil iba miernym zvrásnením a metamorfózou bez významnejších presunov. To pri stabilnosti priebehu hlbínnej zlomovej zóny malo za následok aj priestorovo približne rovnaké rozmiestnenie vulkanitov v mladšom paleozoiku a mezozoiku (obr.1).

Domovská oblasť sedimentácie gemerika

Na základe rozšírenia bázických a ultrabázických hornín v paleozoických i mezozoických útvaroch a ich genetickej väzby s hlbinným zlomom, ako aj charakteru a rozmiestnenia tektonických štýlov mezozoika a metamorfózy možno usudzovať, že pôvodný sedimentačný priestor gemerika sa nachádzal v oblasti perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej hlbínnej zlomovej zóny. Tu sa rozprestieral jeho severný okraj s vývojom bázického vulkanizmu a odtiaľ pokračoval južným smerom (obr. 1).

Založenie paleozoickej a neskôr aj mezozoickej geosynklinály v tomto priestore možno vidieť práve z prítomnosti perikarpatského perigeosynklinálneho hlbinného zlomu ako aj z ďalších, južnejších paralelných zlomov, ktoré takto dali základ vzniku depresie medzi karpatským a panónskym blokom. Poklesávaním južnej časti od hlbinného zlomu oproti severnému karpatskému bloku sa od začiatku v tejto časti



Obr. 1. Schéma tektonického vývoja gmerika.

1 — granitová vrstva, 2 — granitizované horniny paleozoika, 3 — staršie paleozoikum, 4 — karbón s vulkanitmi, 5 — perm, 6 — mezozoikum, 7 — hlbinné a sprievodné zlomy. A — počiatočné štádium vývoja geosynklinály v staršom paleozoiku, B — vrchná časť staršieho paleozoika, C — ranohercynské vrásnenie, D — vývoj v období karbónu, E — vývoj v období permu, F — vývoj v mezozoiku, G — prvá deformačná fáza v rámci mediteránnej orogénnej fázy a obdobie granitizácie, H — druhá deformačná — príkrovová fáza mediteránnej orogénnej fázy. PKL — perikarpatský lineament, PPL — peripanónsky lineament, CB — karpatský blok, PB — panónsky blok.

Fig. 1. Schema of the Gemic tectonic evolution

1 — granite layer, 2 — granitized rocks of Paleozoic, 3 — Lower Paleozoic, 4 — Carboniferous with volcanites, 5 — Permian, 6 — Mesozoic, 7 — deep-seated and accompanying faults, PKL — Peri-Carpathian Lineament, PPL — Peri-Pannonian Lineament, CB — Carpathian Block, PB — Pannonian Block, A — initial stage of the Lower Paleozoic geosyncline evolution, B — uppermost part of Lower Paleozoic, C — early Hercynian folding, D — Carboniferous evolution, E — Permian evolution, F — Mesozoic evolution, G — first deformation phase in the frame of the Mediterranean orogenic phase and granitization period, H — second deformation nappe phase of the Mediterranean orogenic phase.

vyvíjalo samostatné trógovité—žlabovité pásмо charakterizované dosť špeciálnymi podmienkami. Batyálna diferenciácia sedimentačného priestoru sa zreteľne prejavila až vo vrchnej časti staršieho paleozoika. Vznikli pozdĺžne čiastkové elevácie a depresie, medzi ktorými sa vyníma trógovité pásмо v okolí hlbinného zlomu (oceanizácia kôry) s mohutným vývojom bázičkého vulkanizmu a hlbším neritickým vývojom jemných sedimentov. Bázičký vulkanizmus z oblasti hlbinného zlomu bol smerom na juh postupne vystriedaný synchrónnym kyslým vulkanizmom, ktorý sa viaže na plytšie siahajúce zlomy. Magmatická činnosť súvisela so vznikom zlomových štruktúr, ktoré sa postupne vyvíjali v rozširujúcej sa depresii medzi vzdalujúcimi sa blokmi zemskej kôry (karpatský a panónsky). Tak sa vytvoril tektonicky a magmaticky veľmi aktívny sedimentačný priestor, ktorému zodpovedá peliticko-psamiticko-vulkanogénna sedimentácia.

Sedimentačný priestor sa rozprestieral ešte aj trochu severnejšie od hlbinného zlomu, na čo poukazuje výskyt staršieho i mladšieho paleozoika v tzv. čermelskej sérii sz. od Košíc, ktorá predstavuje externejšie — severnejšie pásмо od pruhu s bázičkými horninami. Čermelská séria v oblasti jv. od Margecian sa podstiela pod príkrov gemerika, a pretože tvorí najsevernejšiu známu litologickú jednotku gemerika, možno ju očakávať v podloží jadra príkrovu smerom na západ.

Ako ďaleko na sever siahala staropaleozoická sedimentácia, je otázne. Mladšie paleozoikum je aj v severnejšom chočskom pásme. Na druhej strane čermelskú sériu, ktorá je severnejšie od pásma s bázikami a má takmer len pelitický charakter, nemožno považovať za okrajový geosynklinálny produkt. Pri tejto úvahe staropaleozoická sedimentácia bola teda aj severnejšie — v oblasti veporika. Jej produkty môžu tvoriť nielen podstielajúcu sa spodnú časť príkrovu gemerika, ale pôvodne sa nachádzali azda aj na veporiku. Keďže sa zatiaľ v oblasti veporika staropaleozoické sedimenty nenašli, otázku severného dosahu staropaleozoickej geosynklinály nemožno doriešiť.

Sedimentačný priestor pokračoval aj južnejšie do oblasti panónskeho bloku.

Celkove na základe vývoja staršieho paleozoika možno predpokladať, že medzi karpatským kryštalinickým blokom, ktorý ohraničuje na juhu (v slovensko-maďarskej časti) perikarpatský lineament a panónskym blokom sa vytvoril v staršom paleozoiku tektonicky mobilný eugeosynklinálny priestor s mohutným vývojom bázičkého a kyslého vulkanizmu. Tento eugeosynklinálny priestor pokračoval západne do priestoru Východných Álp (vývojom vulkanosedimentov Grauwacken-zony), ale aj východne s málo podobným vývojom staršieho paleozoika v sz. oblasti rachovského masívu a čiastočne rumunských Karpát. Južnejšie časti staropaleozoického alpsko-karpatského sedimentačného priestoru rozprestierajúce sa na panónskom bloku majú tektonicky pokojnejší vývoj, čo sa prejavuje pokojnejšou a jemnejšou sedimentáciou, zriedkavejším vulkanizmom a bohatšou karbonátovou sedimentáciou. Korelácia medzi horizontmi karbonátov v tomto priestore a v oblasti gemerika by bola veľmi prospešná.

Ranohercýnske (bretónske) vrásnenie ukončilo staropaleozoickú sedimentáciu a značí priestorové zblíženie panónskeho a karpatského bloku. Ono spôsobilo aj zvrásnenie a epimetamorfózu geosynklinálnych produktov. Možno predpokladať aj slabú granitizáciu a sializáciu kôry. Podľa charakteru vývoja mladšieho paleozoika možno usudzovať, že došlo aj k vyzdvihnutiu strednej časti geosynklinálneho priestoru, čím sa vytvoril prah *staropaleozoických hornín*, ktorý potom zohral významnú úlohu vo vývoji mladšieho paleozoika a mezozoika.

Sedimentácia mladšieho paleozoika započala v pásme rábsko-rožňavskej zlomovej zóny, ktorá začala opäť poklesávať, a podobne aj južne od chrbta budovaného starším paleozoikom. Vytvorili sa oddelené priestory mladopaleozoickej sedimentácie. Podľa paleontologických výskumov B. BOUČKA a A. PŘIBYLA (1960) sa karbónska sedimentácia začala skôr (namur B) v západnej (Ochtiná) ako vo východnej oblasti (Rudňany — vestfál C). Z toho urobili uzáver o transgresii karbónskeho mora od juhu na sever, pravda z pohľadu rozmerov Tethydy a za predpokladu rozloženia pôvodných sedimentačných priestorov tak, ako je dnešný výskyt karbónu. Podľa predstáv uvádzaných v tomto príspevku treba potom hovoriť o transgresii karbónu v priestore gemerika od západu (resp. JZ) na východ. Zatiaľ nie sú dôkazy, či transgresia nepostupovala aj od východu, čo by znamenalo, že stredná časť vyvrásnenej staropaleozoickej geosynklinály v priestore dnešného gemerika bola aj priečnou eleváciou.

Poklesávaním priestoru v okolí perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej hlbínnej zóny sa v priestore staropaleozoického trógu opäť vytvorila depresia s postupujúcou oceanizáciou kôry, v ktorej v závislosti od opätovného oživenia a prehĺbenia hlbínneho zlomu došlo k bohatým nahromadeninám bázických až ultrabázických hornín.

Postupné prehĺbovanie sedimentačnej panvy mladšieho paleozoika značilo nielen postupnú transgresiu v smere panvy, ale aj do strán. Túto tendenciu (aj s prihliadnutím na mladohercýnske pohyby) badať aj v permie a mezozoiku. Z pomerov v nižnoslanskej depresii a v košicko-margecianskej depresii možno predpokladať už súvislú mezozoickú sedimentáciu v priestore celého rozšírenia staršieho paleozoika. V oblasti Košice—Košické Hámre pozorujeme, že v strednej časti mlado-paleozoicko-mezozoickej synklinály leží karbón na staršom paleozoiku, smerom do strán (teda priečne k osi panvy) staršie paleozoikum je postupne prekrývané permom a napokon mezozoikom. To potvrdzuje predchádzajúce úvahy o postupnej smerovej aj priečnej transgresii.

Na existenciu prahu (budovaného starším paleozoikom) v mladšom paleozoiku poukazujú aj fosilné kôry zvetrávania na staršom paleozoiku, ktoré sa našli v podloží mezozoika medzi Košickou Belou a Opátkou. Zodpovedajú najskôr obdobiu aridnej klímy počas permu. S nimi môžu byť geneticky spojené aj hematitové zrudnenia vo veľké pri Folkmári, ale aj na iných miestach Spišsko-gemerského rudohoria ako redeponované kôry zvetrávania hlavne bázických hornín staršieho paleozoika. Ich alpínske a hydrotermálne prepracovanie nie je vylúčené.

Prah staropaleozoických hornín v mladšom paleozoiku a čiastočne aj mezozoiku znamenal aj rozličný faciálny vývoj karbónu, ale hlavne permu, a to na severe ako *karpatsko-gemeridný* (litorálno-epineritický karbón a kontinentálno-lagunárny perm) a na juhu ako *panónsko-gemeridný* (litorálno-neritický karbón aj perm).

Postupné poklesávanie karpatského bloku v mladšom paleozoiku severne od rábsko-rožňavskej línie a tiež v mezozoiku bolo príčinou vytvorenia severnejšieho chočského či chočko-gemerského sedimentačného priestoru, potom krížňanského a ďalších čiastkových depresii v rámci vývoja alpsko-karpatskej mezozoickej geosynklinály.

Z toho vychodí, že sa geosynklinálny vývoj jednotiek Západných Karpát začína už v staršom paleozoiku, a to v oblasti hlbínnej perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej zóny, a postupne v mladších dobách prechádza — sťahuje sa až do externej zóny neogénnej karpatskej priehlbne.

Na riešenie časového vývoja príkrovej stavby gemerika treba použiť výsledky výskumu postupnosti tektonických — deformačných a metamorfnych fáz a ich produktov vo vzťahu k magmatizmu a k endogénnej mineralizácii. Hercýnske deformácie nie sú pri tejto analýze podstatné a okrem toho sú málo preukázateľné — najpravdepodobnejšie ide o otvorené vrásové deformácie a metamorfnú rekryštalizáciu.

Alpínske deformačné procesy z doterajších poznatkov (P. GRECULA 1971) sú produkčne evidentné v troch tektonických fázach, z ktorých každá prispela k výslednej príkrovej stavbe.

Postup panónskeho bloku na sever, a tým aj stlačenie geosynklinály zapríčinilo intenzívne vrásové prepracovanie jej paleozoicko-mezozoickej výplne hlavne, staršieho paleozoika a karbónu. Vznikol v podstate systém izoklinálnych vrás. Ďalšie tektonické napätie kompenzoval vznik bridličnatosti (kliváže) a neskôr aj disjunktívne smerové poruchy. Celý tento proces sa odohrával pravdepodobne ešte v domovskej oblasti gemerika a iba na jej okraji mohlo dôjsť k menším prešmykom a násunom (obr. 1).

Po období granitizácie (ktoré je preukázateľné po predchádzajúcej alpínskej bridličnatosti, a teda aj po predchádzajúcej tektonickej fáze), žulových intrúzií a kontaktnej metamorfozy sa započalo obdobie tretej deformačnej — príkrovo-tvornej fázy. Geodynamické procesy vyvolané tlakom panónskeho bloku a pod súvaním sa karpatského bloku spôsobili stlačenie pôvodného priestoru v okolí rábsko-rožňavskej línie (čím sa karpatský a panónsky blok veľmi zbližili), takže tektonické napätie adekvátne enormnému zbliženiu dvoch blokov zemskej kôry vytlačilo geosynklinálnu výplň cez severne ležiaci karpatský blok — cez jeho južnú, veperskú časť, a čiastočne na spôsob vejára aj na panónsky blok s južnou vergenciou vrás (obr. 1, 2). Pri príkrovovom vyvrásnení sa potom ako staršie paleozoikum s diabázmi, tak ako aj karbón, perm, mezozoikum dostali do externých — čelných zón gemerika, ktoré preto lemujú vlastný príkrov gemerika na styku s kryštalinikom veporíd a tatríd po celom oblúku lubenícko-margecianskej línie. Z toho vyplýva, že aj oblúkovitý priebeh karbónu je druhotná — tektonická záležitosť.

Dnešná pozícia mladšieho paleozoika v južnej časti gemerika s odlišným vývojom oproti severnému karbónu a permu predstavuje ich tektonické zbliženie, a to hlavne v oblasti západne od štítnického zlomu. Staršie paleozoikum — ako ekvivalent paleozoika centrálnej časti — bolo z tejto oblasti vytlačené a presunuté cez veporikum, takže sa zachovalo už iba v redukovanom vývoji a jeho väčšia časť už zodpovedá južnejšiemu vývinu s podradnejším zastúpením vulkanitov. Výsledkom toho je aj veľké zbliženie až prekrývanie dvoch pôvodne paleograficky od seba desiatky km vzdialených vývinov mladšieho paleozoika. Výskyt bázik v južnom vývine paleozoika a mezozoika vzhľadom na ich príkrovovú pozíciu nemožno dávať do súvislosti s magmatickou aktivitou na perikarpatskom hlbinnom zlome. Mohli by sa viazať na sperené druhoradá zlomy, resp. na južný paralelný hlbinný zlom, ktorý zo severnej strany obmedzoval panónsky blok — peripanónsky hlbinný zlom.

Vlastný príkrov gemerika je budovaný jadrom paleozoického epikryštalinika a mezozoickým obalom. Preto príkrov gemerika možno považovať za *príkrov fundamentu* (podľa J. AUBOUINA 1967). Zo vzťahu späťého vývoja paleozoicko-mezozoickej geosynklinály v oblasti rábsko-rožňavskej línie a vzhľadom na pred-

Lubenik-Margecany
nappe overthrust

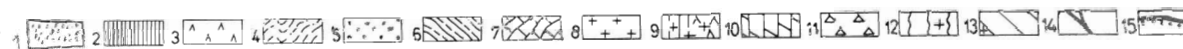
S P I Š S K O - G E M E R S K É R U D O H O R I E Mts.

HORNÁD

LACEMBERSKÁ
DOLINAMNIŠEK
a HILCOMJedlovce
overthrust

JEDLOVEC

BODVA

1
0

Obr. 2. Schematický rez príkrovom gemerika. (s použitím materiálov J. Melu 1971 a K. Balogha 1964).

1 — psamitické súvrstvie, 2 — súvrstvie grafitických fylitov, kvarcitov, drôb a málo vulkanických hornín, 3 — vulkanogénne súvrstvie (1—3 staršie paleozoikum), 4 — staršie paleozoikum v celku, 5 — mladšie paleozoikum, 6 — meliatska séria, 7 — mezozoikum v celku, 8 — granitoidné horniny, 9 — granitizované horniny gemerika, 10 — chočský príkrov, 11 — paleogén, 12 — karpatský blok (kryštalinikum veporika, miestami alpský granitizované), 13 — panónsky blok, 14 — regionálne a menšie prešmyky a násuny, 15 — línia príkrovového nasunutia gemerika, 16 — hlbinný zlom, PKL-periskarpatský lineament, PPI-peripanónsky lineament.

paleozoické kryštalinikum podložja možno považovať gemerikum aj za superfaciálny príkrov s plochou odlepenia na hranici kryštalinika a jeho obalu (tegument fundamentu). Tektonickým mazadlom mohli byť grafické fylity staršieho paleozoika, prípadne karbónu. Odôvodnenejšie je však hovoriť o gemeriku ako o príkrove fundamentu.

Vytlačenie paleozoicko-mezozoickej synklinály z pôvodného priestoru bolo len jedným článkom kontinuálneho procesu severného posúvania blokov zemskej kôry. To zapríčinilo aj vyvrásnenie mezozoických trógov z domovských oblastí nižších subatranských príkrovov, miestami aj spolu s podložitým kryštalinikom.

Z analýzy tektonických deformácií vyplýva, že príkrov — dalekosiahly presun vznikol najpravdepodobnejšie v jednej tektonickej fáze, a to po období žulových intrúzií. Tektonická príprava (stlačenie, zbridičnenie, prešmyky) geosynklinálnych produktov sa však uskutočnila ešte pred obdobím žulových intrúzií, keď boli vyčerpané možnosti maximálneho skrátenia — stlačenia hornín pôvodného sedimentačného priestoru, avšak ešte v rámci domovskej oblasti. Ak počítame aj prípravnú etapu do obdobia tvorby príkrovu, potom ide o dvojfázový akt vzniku gemerika. Dvoj etapovosť vzniku príkrovov Západných Karpát predpokladajú O. FUSÁN — A. BIELY (1967), ale v uvedenom zmysle by táto dvoj etapovosť bola trochu modifikovaná, a to aspoň pre gemerikum.

Podľa dnešného výskytu gemerika predpokladáme pôvodne veľmi rozsiahly príkrov, ktorého vrchné mezozoické časti, prípadne mladopaleozoické komplexy sa dostali desiatky km na sever. Muránsky kras asi nie je pôvodne najsevernejším okrajom gemerika, a to nielen preto, že je to poklesnutá tektonická kryha, ale aj

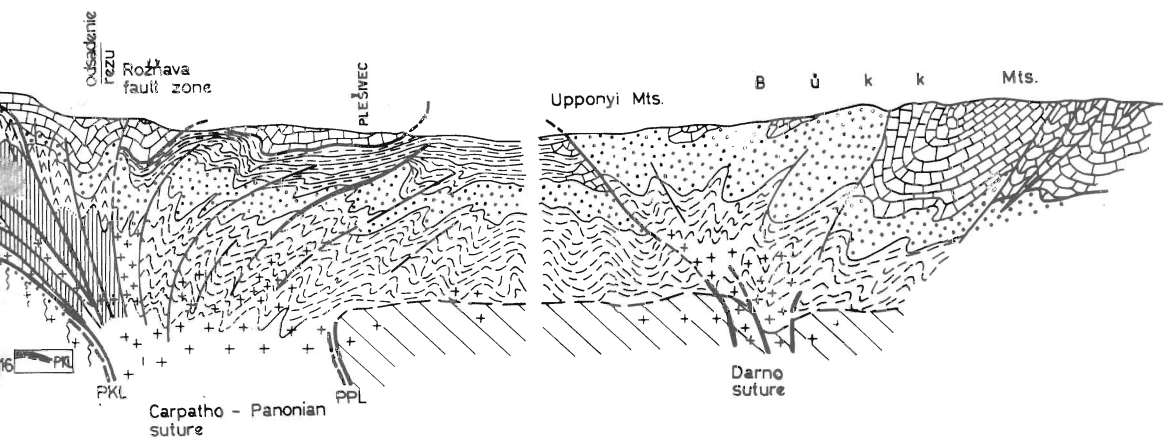


Fig. 2. Schematic section through the Gemic nappe.

1 — psammitic beds, 2 — beds formed by graphitic phyllites, quartzites, greywackes and few volcanic rocks, 3 — volcanic beds (1—3 Lower Paleozoic), 4 — Lower Paleozoic en bloc, 5 — Upper Paleozoic, 6 — Meliata Series, 7 — Mesozoic en bloc, 8 — granitoid rocks, 9 — Gemic granitized rocks, 10 — Choč Nappe, 11 — Paleogene, 12 — Carpathian Block (Veporic Crystalline Complex somewhere affected by Alpine granitization), 13 — Pannonian Block, 14 — regional and smaller-scale overthrusts and thrusts, 15 — Gemic nappe thrust line, 16 — deep-seated fault, PKL — Peri-Carpathian Lineament, PPL — Peri-Pannonian Lineament.

preto, že v podloží obsahuje aj horniny mladšieho paleozoika, ktoré smerom k čelu príkrovu by mali ostávať vzadu.

Vzdialenosť presunu gemerika závisela od viacerých faktorov, od množstva geosynklinálnych produktov, veľkosti tektonického napätia, časového trvania tvorby príkrovu, ale aj od predpríkrovovej paleomorfológie. Gemicum poklesnutého centrálného bloku je na západe a východe obmedzené zlomami, avšak zdá sa, že aj *relief subautochtónu zohral významnú úlohu pri dĺžke transportu príkrovu a pri dotvorení tektonického štýlu gemerika*. Medzi štútnickým a košicko-margecianskym zlomom treba už pôvodne predpokladať morfológickú depresiu subautochtónu, cez ktorú sa presunulo aj staropaleozoické jadro príkrovu na vzdialenosť 25—35 km, mladšie série podstatne ďalej na sever. Z tektonických pomerov na severe Spišsko-gemerského rudohoria vidieť, že v tejto časti ide o pozvoľné vyznievanie tektonického napätia pri presune príkrovu, čomu zodpovedajú aj tektonické štýly typické pre čelá príkrovu. Hlboké vrty pri Smižanoch (M. MAHEC—J. VOZÁR 1971) a Tepličke pri Spišskej Novej Vsi (lokalizované na južnom okraji severogemeridnej synklinály) ani v konečných hĺbkach nedosiahli karbón. Dokonca vrt pri Tepličke podľa K. MANDÁKOVEJ (1967) v spodných častiach znovu prešiel z permu do verfénu, a to obdobného, aký bol vo vrchných častiach vrtu (podstatná časť vrtu bola v permu, podobne aj pri Smižanoch). Pri Košických Hámroch sú taktiež náznaky „podliezania“ mezozoických súvrství pod karbón.

To hovorí o čelnom zavinovaní príkrovu a podstielení sa vyšších, hlavne permsko-verfenských súvrství pod staropaleozoicko-karbónske súvrstvia v čele príkrovu. Dá sa predpokladať, že sa vytvárali aj čelné digitácie.

Kryštalinikum subautochtónu západne od štítnického zlomu tvorilo asi morfológicky výraznú bariéru, cez ktorú sa pravdepodobne presunuli len vrchné, mlado-paleozoicko-mezozoické komplexy (súdiac podľa pomerov v Muránskom krase). Staršie paleozoikum bolo na veporiku zastúpené asi v podstatne menšej miere ako v dnešnom centrálnom bloku gemerika. Bariéra kryštalinického subautochtónu spôsobila aj veľmi výrazné zošupinenie pri natlačení príkrovu. Karbón sa hlboko zavrásnil do staršieho paleozoika, ktoré sa z južnej strany nasunulo v podobe šupín na karbón, a tak nastalo úplné zblíženie vývinu paleozoických komplexov z karpatsko-gemeridnej a panónsko-gemeridnej oblasti. Celý blok západne od štítnického zlomu bol vyzdvihnutý, čím sa z veporika denudáciou odstránilo gemerikum (D. ANDRUSOV 1968) a v gemeriku, ktoré vystupuje južne od lubeníckej línie na úrovni dnešného reliéfu, sa tak objavili pôvodne podstatne hlbšie ležiace komplexy. Naproti tomu v poklesnutom centrálnom bloku gemerika erózna úroveň dosiahla iba vrchné časti a len v oblasti chrbta príkrovu aj jeho nižšie časti.

Na východe sa gemerikom opäť stýka s morfológicky výraznou bariérou kryštalinika, ktorej okraj bol orientovaný šikmo na sunúci sa príkrov. Smer tejto bariéry je takmer zhodný s východným okrajom veporika pozdĺž štítnického zlomu. Na východe šikmo stojaca bariéra kryštalinika Braniska a Čiernej hory spôsobila pri severnom tlaku gemerika silnú redukciu, tektonické drvenie a zošupinenie horninových komplexov a vrásových štruktúr, a to práve v dôsledku šikmého narážania a posúvania sa komplexov gemerika podľa tatroveporidného diagonálneho bloku. Táto bariéra bola aj príčinou stáčania sa pruhov gemerika v jeho východnej časti na JV.

Redukcia horninových pruhov a ich oblúkovité stáčanie nepozorujeme však na styku s veporikom pozdĺž štítnického zlomu, ako je to na východe. Hoci je to mladý zlom, predsa možno hlavnú príčinu vidieť v tom, že okraj kryštalinika bol takmer súbežný so smerom tlaku, a teda aj sunúcich sa mäs, ktoré sa voľne natlačili do otvoreného priestoru. Zodpovedajú tomu napr. aj ležaté vrásové štruktúry v okolí Nižnej Slanej. Južnejšie ležiace pásma sa však už aj v tejto západnej časti stáčajú oblúkovite, pretože dobšinské tektonické „zátišie“ už bolo vyplnené severnejšími časťami gemerika, ktoré sa k južnejším častiam spolu aj s cípom veporika pri Slavovševciach správali ako morfológické bariéry. Aj keď kryštalinický subautochtón bol posúvaný v procese tvorby príkrovov, vzhľadom na vyššie superficiálne príkrovy sa správal ako bariéra.

Hranice gemerika a veporika v popríkrovej dobe ešte významne modifikovala mladá zlomová poklesová tektonika, ktorá predchádzajúce úvahy zvyrazňuje aľebo zastiera. Nepochybne sa na západe aj na východe vytvorili čiastkové priečne depresie, a to nižnoslanská a košicko-margecijska, ktoré sú založené na významných mladých zlomových systémoch, ako je štítnický a košicko-margecijský zlom (aľebo v zmysle Z. ROTH 1969 szamošsko-margecijský). Uvedené zlomy nesledujú priamy styk gemerika a veporika, ale sú posunuté do vnútra gemerika. Príčinu treba vidieť v podložnom kryštaliniku, resp. v jeho okraji ako morfológickej bariére.

Vykľnutie *Spišsko-gemerského rudohoria* sa považuje za mladý pokriedový vyzdvih strednej časti (D. ANDRUSOV 1968). Ak by sme pripustili, že žulové intrúzie boli až po vzniku príkrovu, vykľnutie mohlo nastať aj v dôsledku nich. Pravdepodobnejší je však výklad, že tu ide o zdanlivú kľnbu. Presunutý príkrov má svoju čelnú, väčšinou ponárajúcu sa časť, a podobne sa ponára aj koreňová zóna. Stredná časť je chrbtom príkrovu. Pri erozívnom zreze vrchnej časti tela príkrovu sa v strednej časti objavia staršie - nižšie časti príkrovových komplexov, zatiaľ čo v čele a v ko-

reňovej zóne sú zachované najvyššie útvary tela príkrovu. Takýto obraz by mohlo predstavovať aj Spiško-gemerské rudohorie. Ak by to bolo mladé vyklenutie a načrtnutá príkrovová koncepcia by sa nebrala do úvahy, potom centrálnu časť staršieho paleozoika by mali budovať najstaršie horniny aj v rámci staršieho paleozoika. V zmysle stratigraficko-tektonickej analýzy autora (P. GRECULA 1970) uvedenú súvislosť vôbec nemožno konštatovať, pretože najmladšie súvrstvia staršieho paleozoika sú rovnakým podielom zastúpené v celom priestore výskytu staršieho paleozoika. Preto symetrická stavba gemerika pravdepodobne nie je dôsledkom mladého vyklenutia, ale ide o odkrytie tela príkrovu do úrovne dnešného erozívneho zrezu.

Lubenícko-margecianska línia príkrovového nasunutia a perikarpatská rábsko-rožňavská hlbinná zlomová zóna

Hranicu medzi tatroveporikom a gemerikom tvorí *lubenícko-margecianska línia* (V. ZOUBEK 1957), ktorá je mladou vrchnokriedovou líniou povrchového východu príkrovového nasunutia gemerika na tatroveporikum (D. ANDRUSOV 1968). Potom k nej patrí nielen vlastná lubenícko-margecianska línia, ale aj ďalší východ šariáždnej plochy príkrovu gemerika, ktorého trosky sú aj severnejšie na veporiku.

Západná časť línie sa vyznačuje typickým šupinatým tektonickým štýlom.

Severná hranica príkrovového nasunutia medzi štítnickým a košicko-margecianskym zlomom je otáznna, a to v dôsledku jej prekrytia paleogénom. Aj tak, a dokazuje to i voľná vrásová stavba, nemožno tu predpokladať morfológicky výraznejšiu bariéru podložného kryštalinika. Približne na čiare Krompachy—Rudňany—Mlynky treba očakávať aj čelo paleozoického jadra príkrovu, predovšetkým staršieho paleozoika a karbónu. V prospech tejto úvahy hovoria spomínané vrty pri Smižanoch a Tepličke, ktoré karbón nenavrtali, ba naopak, vrt pri Tepličke, podľa K. MANDÁKOVEJ (1967), prešiel z permu znovu do verfénu. Severnejšie od tejto čiar by sa mali vyskytovať už len permsko-mezozoické útvary. Preto aj definovanie priebehu lubenícko-margecianskej línie v tejto oblasti tak, ako sa prejavuje vo východnej a západnej časti, nie je možné.

Ako vidieť, pozdĺž celého priebehu lubenícko-margecianskej línie, či gemerídnej línie, sú 4 úseky, v ktorých sa stretáme s osobitnými tektonickými štýlmi:

1. Úsek západne od štítnického zlomu, resp. lubenícka línia s intenzívne komprimovanými izoklinálnymi vrásovými štruktúrami a zošupinaténím.

2. Úsek medzi Štítnikom a Dobšinou s bočným násunom gemerika na veporikum.

3. Úsek Dobšina—Krompachy, resp. spišská (predpokladaná) línia so zónou voľných vrásových štruktúr, alebo úsek voľného vyznievania príkrovového nasunutia.

4. Úsek Krompachy—Košice, resp. košicko-margeciianska línia so zónou intenzívneho stlačenia a zošupinatenia súvrství, miestami s vývojom bradlového tektonického štýlu.

Lubenícko-margecianska línia nie je teda homogénna a v rozličných oblastiach sa prejavuje rozličnými tektonickými fenoménmi, hoci tieto fenomény zodpovedajú tým istým deformačným fázam. Nemožno ju považovať za výrazný jediný zlom alebo dokonca za hlbinný zlom ako primárnu štruktúru, ktorú nepotvrdili ani geofyzikálne merania.

Spomenuli sme, že línia nasunutia v spišskom úseku nie je známa. Dosť problematická je aj v košicko-margeciianskom úseku. Posledné podrobné práce v tejto

oblasti ukazujú, že mezozoikum, prípadne karbón, tvorí buď množstvo zvyškov zavrásnených synklinál v staršom paleozoiku, alebo je na mezozoikum nasúvané staršie paleozoikum so strmým južným úklonom (pri Košických Hámroch sa mezozoikum podstiela pod staršie paleozoikum — zavinovanie). Gemerický karbón sa objavuje v oknách aj uprostred mezozoika. Zo spätosti formovania sa a charakteru tektonických štruktúr v tomto území možno usudzovať o príslušnosti túňajšieho mezozoika ružinskej série ku gemeriku. Tým sa doterajšie vyznačenie priebehu lubenícko-margecianskej línie v spomínanom východnom úseku stáva problematickým. Línia nasunutia je potom buď priamo na hranici s kryštalinikom alebo s jeho obalom. V tomto zmysle aj priebeh margeciansko-szamošskej línie, ako ju definoval Z. ROTH (1969), by bolo treba korigovať. Skôr by jej zodpovedal významný zlomový systém pozdĺž riečky Belá (Košice—Košická Belá—Margecany) s intenzívnym zošupinatením, prešmykmi a zvrásnením mladopaleozoických a mezozoických komplexov, teda zlomová zóna, ktorú označujeme ako *košicko-margeciansku*.

Keď hodnotíme lubenícko-margeciansku líniu podľa doterajšieho rozboru, okrem jej lubeníckeho úseku sa na povrchu ako jasný zlom nikde neprejavuje a na rozličných miestach sa jej pripisujú rozličné kategórie čiastkových násunových a prešmykových plôch, ktoré sú mimoriadne početné hlavne v okrajových zónach.

Kvalitatívne úplne odlišne treba hodnotiť *rožňavskú líniu* (V. ZOUBEK 1957), charakterizovanú novšie ako hlbinný zlom (P. REICHWALDER 1971). Jej priamy dosah na vytváranie samostatných tektonických štýlov na úrovni dnešného reliéfu nie je eminentný. Povrchový priebeh rožňavskej línie nie je presne vyznačený a pripisujú sa jej iba lokálne zlomové štruktúry. Geofyzikálne sa však prejavuje ako hlbinný zlom (M. FILO—J. ŠEFARA 1971, B. BERÁNEK 1971), charakterizuje ho aj metamorfóza mezozoika a šupinato-bradlový tektonický štýl stavby (J. MELO 1971). Hoci nevýrazne, prejavuje sa aj morfológicky — oddeľuje horskú západokarpatskú sústavu od nížinnej oblasti panónskeho bloku. Magmatická aktivita na hlbinnom zlome bola iba počas geosynklinálnych vývojových etáp, pri hercýnskom a hlavne kriedovom vrásnení sa rožňavská línia prejavovala asi len vertikálnymi pohybmi, ktoré dominovali aj po kriedovom vyvrásnení.

Juhozápadné pokračovanie rožňavskej línie je detektované hlavne geofyzikálne. J. ZBOŘIL—V. KONEČNÝ—M. FILO (1971) vymedzili v južnej časti stredného Slovenska tzv. južnú tektonickú zónu s magmatickou aktivitou algonkium až karbón. Túto zónu T. BUDAY—A. DUDEK—J. IBRMAJER (1969) a GY. WEIN (1969) považujú za súčasť rábskej línie. Z toho sa dá usudzovať, že rožňavský hlbinný zlom je sv. časťou rábskej línie, preto by bolo vhodné celý tento hlbinný zlomový systém označiť ako *rábsko-rožňavský*. Ten sa prejavuje ako v gravimetrických, tak aj v seizmických profiloch (B. BERÁNEK 1971).

V zmysle klasifikácie A. V. PEJVEHO (1956, 1960) a prác A. I. SUVOROVA (1962, 1964) za hlbinný zlom treba počítať aj príkrovové nasunutie, ktoré na hlbinný zlom priamo nadväzuje. Podľa toho *lubenícko-margecianska línia nasunutia gemerika je šariášnym pripovrchovým segmentom perikarpatského hlbinného zlomu* (obr. 1, 2). Len v takomto ponímaní možno lubenícko-margeciansku líniu označovať ako hlbinný zlom, resp. treba ju klasifikovať ako povrchovú druhotnú štruktúru primárneho hlbinného zlomu, z ktorého oblasti geosynklinálne produkty boli vytlačené a presunuté pozdĺž príkrovej plochy. Východ tejto plochy, napájajúcej sa na hlbinný zlom, je v našom prípade lubenícko-margecianska línia. Dôsledná charakteristika si preto vyžaduje hodnotiť aj *rožňavskú líniu ako druhotný, prekopírovaný prejav*

hlbinného zlomu, ktorý je ešte mladší ako lubenícko-margecianska línia, t. z. popříkrovový. Obidve línie sa však na hlbinný zlom napájajú a sú jeho odrazom, pravda, asynchrónnym a s veľkým kvalitatívne genetickým rozdielom.

Keďže tak lubenícko-margecianska línia, ako aj rožňavská línia sú iba druhotnými, povrchovými štruktúrami hlbinného zlomu, bude lepšie, keď hlbinný zlom, ktorý podstatne vplýval na vývoj paleozoického-mezozoickej geosynklinály a jej vyvrásnenie, budeme označovať ako *perikarpatský hlbinný zlom* alebo *lineament*.

Vznik príkrovu a žulové intrúzie

Pri predkladanej interpretácii domovskej oblasti príkrovu gemerika vzniká otázka týkajúca sa jedného z najvážnejších problémov geológie Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. otázka časového vzťahu medzi žulovými intrúziami, zrudňovacími procesmi a príkrovovým nasunutím. Intrudovali žuly už do presunutého príkrovu alebo intrúzie boli pred vznikom príkrovu?

Z doterajších výskumov je známe, že kontaktná metamorfóza je po hlavnej kriédovej bridličnatosti (P. GRECULA 1971), teda po dotvorení vrásových deformácií, následného vzniku kliváže a smerových disjuktívnych štruktúr. Ďalšie pulzy magmatickej aktivity a metalogénnych procesov nasledovali až po vzniku predošlých deformácií a pravdepodobne až po kontaktnej metamorfóze spojenej s procesmi granitizácie.

Tieto vzťahy zatiaľ neriešia hlavný problém, o ktorom sme hovorili vyššie, pretože celý proces tektonických deformácií a metamorfózy sa mohol odohrať v pôvodnom, už veľmi zmenšenom — stlačenom sedimentačnom priestore, ale nemožno ho vylúčiť aj mimo neho. Zvrásnenie komplexov geosynklinálneho vývojového štádia nastalo vo vlastnom domovskom priestore geosynklinály. Prechod od ohybových deformácií k disjuktívnym v širšom slova zmysle znamená ďalšiu, pokročilú kompenzáciu tektonického napätia v tom istom obmedzenom priestore pôvodnej geosynklinály, čo je podstatná príčina intenzívneho tektonického prepracovania. Ak by sa celý tento transformačný proces nebol uskutočnil v pôvodnom (teoreticky uzavretom) priestore, nebol by možný vznik takej intenzívnej kliváže a následných smerných (predrudných) zlomov. Preto je aj nepravdepodobné, že by sa v tomto štádiu tektonického vývoja odlepili sedimentárno-vulkanické komplexy z pôvodného priestoru a presunuli na väčšiu vzdialenosť. Malé priokrajové násuny však vylúčiť nemožno.

To by znamenalo, že *sa nasledujúce obdobie žulových intrúzií a zrudňovacích procesov odohralo v priestoroch pôvodnej geosynklinály* (priestore už silne redukované) a že dnešná pozícia ako žulových telies, tak aj zrudnenia je druhotná, príkrovová (obr. 3).

Ookrem uvedených úvah sú na to aj ďalšie dôkazy. Najvýraznejšie zlomové štruktúry v Spišsko-gemerskom rudohorí sú po zrudnení, o čom sú údaje už z dávnejšieho obdobia (L. ZELENKA 1930). Najmä najnovšie práce ukazujú, že posledným dominujúcim tektonickým fenoménom kriédových horotvorných fáz sú regionálne prešmyky a násuny (P. GRECULA 1971), ktoré vznikli evidentne po kontaktnej metamorfóze a zrudňovacích procesoch. Ako príklad poslúži prešmyk Jedľovca (násun bloku bez kontaktnej metamorfózy na horniny kontaktne metamorfované a s diagonálnym priebehom prešmykovej línie k rudným žilám), ďalej zlatodážiansky prešmyk a prešmyk v oblasti Prakoviec. Tieto prešmyky a násuny možno považovať za sprievodné (subsáriázne) štruktúry synchronného príkrovového nasunutia počas

druhej hlavnej deformačnej fázy vrchnokriedového vrásnenia. Deštruktívne pôsobili aj na predtým vzniknuté žulové telesá, ktoré boli prešmykmi a násunmi taktiež premiestňované. Dislokačná metamorfóza žulových telies je v dôsledku rozličnej intenzity požulovej tektoniky rozličná.

Zrudnenie má súhlasný priebeh s horninovými štruktúrami. Keďže sa horninové štruktúry sformovali počas príkrovového nasunutia, je logickejšie predpokladať, že rudné telesá už boli súčasťou nasúvaných horninových komplexov.

Intenzívne tektonické prepracovanie súvrství v okrajových častiach príkrovového nasunutia postihuje aj žilné rudné telesá (napr. východnú časť gemerika), čo znovu hovorí o predpríkrovej mineralizácii. Napokon aj porudná smerová a priečna zlomová tektonika na mineralizovaných štruktúrach je dostatočne evidentná a početná, aby dokázala existenciu významných porudných tektonických procesov.

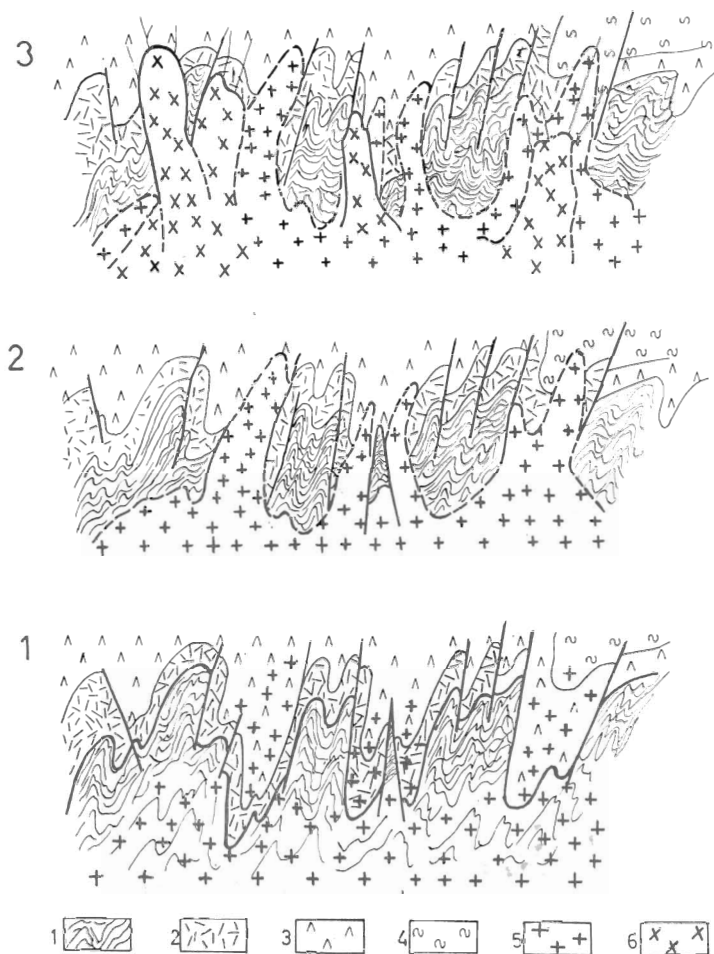
Rozloženie — priebeh zón kontaktnej metamorfózy a výstup žulových telies je miestami dosť výrazne pásmové a koinciduje opäť s priebehom hlavných štruktúr.

Podľa uvedeného treba predpokladať, že pôvodný priestor intrúzie gemeridných žúl bol južne od perikarpatského zlomu. *Proces granitizácie* nasledoval po zvrásnení výplne geosynklinály. Redukcia pôvodného priestoru znamenala, že časť hornín bola vtačená do nižších častí kôry, zatiaľ čo iná časť bola vyzdvihnutá. Toto nútené vertikálne rozmiestnenie geosynklinálnych produktov spôsobilo v depresných — ponorených zónach ich postupnú granitizáciu a neskoršie aj čiastkové intrúzie do vyšších častí. Vrchná hranica granitizácie už pôvodne mohla byť veľmi nepravidelná, a to v závislosti od rozličného litologického prostredia alebo od tektonickej pripravenosti (pre lepšiu schopnosť ako tepelného toku, tak aj volatílnych zložiek). V izoklinálne zvrásnených súvrstviach (strmé úklony) prebiehal proces granitizácie podstatne rýchlejšie a s väčším dosahom v porfyroidových, resp. vulkanogénnych a drobových súvrstviach staršieho paleozoika ako napr. v pelitických komplexoch. Aby došlo k anatexii, v zmysle H. WINKLERA (1967) okrem teploty (650—700 °C), prítomnosti HO a tlaku (2—4 kb) treba, aby v pôvodnej hornine boli prítomné živce, kremeň a sludy. Za takých okolností v podmienkach vysokotemperovanej metamorfózy je vznik taveniny nevyhnutným dôsledkom. Takáto parciálna tavenina potom môže byť jednak v pruhoch (horninových), žilách, ale rovnako môže tvoriť aj veľké magmatické telesá. Preto neprekvapuje, že sa gemeridné žuly vyskytujú temer vždy len v porfyroidovom prostredí. Tieto úvahy podporuje aj skoršia práca J. GUBAČA (1962).

Proces granitizácie vyvrcholil viacfázovými, tzv. malými intrúziami žúl so sprievodnou mineralizáciou. Tieto malé intrúzie môžu pochádzať aj z väčšej hĺbky.

V oblasti hlbinného pásma sa lokálne taktiež vytvorili podmienky na úplnú alteráciu — *plutonizáciu bazických vulkanitov*, ale aj klastosedimentov. Produkty tohto procesu sa dnes vyskytujú v severnom pruhu bazických hornín (Klatov—Košické Hámy, Rudňany), ale aj v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (amfibolity a tzv. dioritické horniny v kontaktných dvoroch). Granitizáciu hornín fylitdiabázovej série v okolí Dobšinej opísal už skôr L. ROZLOŽNÍK (1965), ktorý ju však zaraďuje do hereýnskej orogenézy. K procesu granitizácie možno priradiť aj serpentinizáciu ultrabázik v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Gravimetrické merania indikujú rozsiahle granitoidné teleso takmer pod celým Spišsko-gemerským rudohorím. Interpretuje sa ako gemeridné žuly. Je to v rozpore s vyššie uvedenými myšlienkami, ale je otázne, či sa veporidné kryštalinikum v podloží gemerika prejavuje geofyzikálne inakšie ako tzv. gemeridný plutón. Výcho-



Obr. 3. Schema vývoja granitoidných hornín, intrúzie a mineralizácie.

1 — súvrstvie graficko-sericitických fylitov na spodku s psamitickým a drobovým vývojom, 2 — zelenkavé fylity s polohami vulkanických hornín, 3 — vulkanogénne súvrstvie — prevážne kyslý vulkanizmus (1—3 star. paleoz.), 4 — karbón (pieskovce, droby, diabázové horniny), 5 — granitizované horniny, 6 — žulové viacfázové intrúzie (mediteranná fáza).

1 — štádium granitizácie zvrásnených súvrstí (vyznačuje sa litologickou a tektonickou selekciou) regionálnej metamorfózy a rekryštalizácie, 2 — kulminačné štádium granitizácie a počiatok diferenciácie taveniny, 3 — „dozrievania“ magmatu a jeho diferenciácie. Viacfázové asynchrónne intrúzie granitov s doprovodnou mineralizáciou (žilnou po starších i novovzniknutých zlomoch, mineralizáciou vtrúsenia vo vlastných telesách a mineralizáciou v exokontaktoch).

Fig. 3. Scheme of the evolution of granitoid rocks, intrusions and mineralization

1 — graphitic — sericitic phyllite beds, in the lower parts with psammitic and greywacke evolution, 2 — greenish phyllites with volcanic rock intercalations, 3 — volcanic beds — acid volcanism mainly, (1—3 Lower Paleozoic), 4 — Carboniferous (sandstones, greywackes, diabase rocks), 5 — granitized rocks, 6 — polyphase granitic intrusions (Mediterranean phase).

1 — granitization stage of folded beds (characterized by lithological and tectonic selection), regional metasomatism and recrystallization, 2 — culmination stage of granitization and initial stage of melting differentiation, 3 — „maturing“ stage of magma and its differentiation. Polyphase asynchronous granitic intrusions with accompanying mineralization (vein mineralization filling the older as well as the recently originated faults, disseminated mineralization in the granitic body proper and exocontact mineralization).

diskový materiál je rovnaký, preto geofyzika v tomto smere jednoznačne nepomôže. Alebo tu ide o žulové telesá, ako sú interpretované na obr. 2.

Úvaha o existencii gemeridného plutónu in situ posлúži na výklad druhého variantu o časovom vzťahu medzi vznikom príkrovu a intrúziami žúl. V prípade, že gemeridný plutón, ktorého apikálne časti sú eróziou miestami odkryté, skutočne existuje in situ, potom intrúzie žúl a zrudnenie by sa uskutočnili po presune príkrovu. Tento variant interpretácie treba taktiež rešpektovať, hoci je pri ňom mnoho problémov.

Jedným z nich je, že Spišsko-gemerské rudohorie ako zo stránky litologicko-stratigrafickej, tak aj metalogenetickej je nepochybne samostatnou jednotkou, ktorú nemožno rovnocenne korelovať s okolitými tektonickými jednotkami, aj keď sa v nich nájdú niektoré porovnateľné fenomény. Výrazná diferencia je aj v granitoidoch. Lubenícko-margecianska línia by bola skutočne primárnou hranicou, ktorá by skokovite ako na západe (pásmo Kohúta), tak aj na východe (Bránisko—Čierna hora) vymedzila priestor pre rozsiahle kriedové granitoidné intrúzie uprostred kryštalinických komplexov. Táto línia ako východ šariážnej plochy príkrovového nasunutia gemerika na veporikum takýto význam v geotektonickom vývoji Západných Karpát nemôže mať. Preto aj priestorová obmedzenosť tzv. gemeridných žúl na priestor príkrovu gemerika by ostala nevysvetlená, pravda, pokiaľ by sme nepripustili interpretáciu ich pôvodného vzniku južne od rábsko-rožňavskej línie. Centrálny blok Spišsko-gemerského rudohoria oproti gemeriku je poklesnutý a nachádzajú sa v ňom iba apikálne časti gemeridných žúl. Podľa toho by vo vyzdvihnutom veporiku malo byť zastúpenie ekvivalentu gemeridných žúl ešte výraznejšie ako v gemeriku. Okrem prejavov alpínskej migmatizácie v tatroveporiku sa všeobecne alpínske žuly nepredpokladajú. Vznik migmatitizácie môže byť adekvátny procesom granitizácie v priestore gemerika. Lubenícko-margecianska línia sa takto z viacerých hľadísk javí ako sekundárna, nie primárna hranica rozloženia kriedových (gemeridných) a starších (tatroveporidných) žulových telies.

Rozdiel medzi surovínovým potenciálom gemerika a veporika môže spočívať aj v tom, že zatiaľ čo v gemeriku tvorí podložie kryštalinika paleozoicko-mezozoický plášť (v ktorom vznikla a aj sa zachovala hydrotermálna mineralizácia), v oblasti veporika tento plášť pravdepodobne chýba, čo môže byť príčinou zriedkavejšej akumulácie nerastných surovín. Na druhej strane je alpínska granitizácia v tatroveporiku podľa dnešných znalostí podradná, takže keď granitizácii s. l. (t. j. aj žulovým intrúziám) v gemeriku pripisujeme rudodarný význam, mineralizácia vo veporiku je potom z kvantitatívnej stránky adekvátna významu granitizačných procesov.

Interpretácia časového vzťahu medzi intrúziami žúl gemerika a vznikom príkrovu nie je jednoznačná. Úvedená diskusia sa viac prikláňa k názoru, že mladé kriedové intrúzie a granitizácia sa odohrali ešte v domovskej oblasti gemerika. Odtiaľ (aspoň ich časť) boli spolu s paleozoicko-mezozoickými komplexmi presunuté do dnešných pozícií a miestami rozblokované do samostatných telies (napr. turčocká žula).

Časový vzťah medzi príkrovovým nasunutím, granitizáciou a mineralizáciou

Tento problém treba posudzovať v úzkej súvislosti so žulovými intrúziami, ktoré sú nositeľmi hydrotermálnej epigenetickej mineralizácie. Úvahy z predchádzajúcej kapitoly sa vzťahujú aj na časový vzťah mineralizácie, preto o ňom tu nehovoríme.

Pre Spišsko-gemerské rudohorie je charakteristické, že *určitý paragenetický typ má pásmové rozšírenie* tak ako všetky ostatné geologicko-štruktúrne fenomény. To dokazuje veľmi úzku spätosť tektonického a metalogenetického vývoja za približne rovnakých určujúcich podmienok. Tieto paragenetické zóny (alebo aj rudné formácie) majú rozšírenie väčšinou od východného po západný okraj príkrovového nasunutia, na ktorom sa končia. Je to napr. severné siderit-baryt-sulfidické pásmo od Dobšinej po Košice; pásmo mednatých rúd Súľová—Švedlár—Slovinky—Gelnica—Košická Belá; centrálné pásmo polymetalických sulfidických rúd; pruh Sb-ložísk ap. Tieto ložiskové pásma sú v západnej časti širšie a s väčším počtom mineralizovaných disjuktívnych štruktúr. Smerom na východ sú postupne užšie, ba vyskytujú sa aj tesne vedľa seba. Rovnaký pomer je aj pri makro- a megatektonických vrásových štruktúrach — smerom na východ je silná redukcia veľkých vrás.

Výstup spomínaných paragenetických zón často veľmi tesne vedľa seba je pre gemerikum charakteristický, zároveň to však spôsobuje anomalitu v zonálnosti mineralizácie (napr. vystupovanie nízko- a vysokotermálnej mineralizácie vedľa seba). Príčina súčasného stavu skokovitých zmien v paragenéze je najskôr druhotná (tektonického pôvodu) a priamo súvisí s regionálnymi porudnými prešmykmi a násunmi. Ony enormne zbližili nielen rozličný litologický vývoj, pásma rozličnej metamorfózy, ale aj pásma s rozdielnou hydrotermálnou paragenézou. Presunuté bloky zaznamenali aj vertikálnu diferenciaciu, čím sa kontrasty v paragenéze medzi blokmi ešte zvýraznili. Hoci spomínané rozdiely sú už čiastočne primárne (asynchronný vývoj mineralizácie treba rešpektovať, ako aj viacetapový vývoj žulového magmatizmu, čo priestorove a aj vzhľadom na obnovovanie a vznik zlomov v dôsledku tlaku intrudujúcich žúl znamená primárne kvalitatívne a kvantitatívne minerálno-paragenetické rozdiely), spomínaná porudná tektonika pôvodné priestorové rozloženie minerálnych asociácií podstatne narušila. Najprv násun blokov na seba, potom vertikálne pohyby po priečnych zlomoch a nakoniec denudácia vytvorili pestrú mozaiku nielen z geologicko-tektonického hľadiska, ale tiež aj z hľadiska metalogenetického.

S predkladanou tektonickou interpretáciou gemerika črtá sa aj určitý pohľad na *stratiformné ložiská metasomatických karbonátov paleozoika* — magnezity a siderity.

Magnezitové ložiská sa vyskytujú západne od štítnického zlomu a v oblasti Košíc na východe gemerika. Obidve oblasti predstavujú zóny s najväčšími tlakovými účinkami a redukciou súvrství. Zároveň ležia v pásme bázik, a teda aj v oblasti hlbinného zlomu. V centrálnej časti gemerika, kde na severe je voľné vyznievanie príkrovového nasunutia, sa magnezity na povrchu nenachádzajú, hoci pásmo bázik je tu podstatne lepšie vyvinuté. Sú tu však metasomatické siderity a ankerity, a to ako v staršom paleozoiku, tak aj v karbóne. Ekonomicky významný vývoj sideritov je však iba v priečnej zóne Dobšiná—Nižná Slaná, ktorá predstavuje najviac poklesnutý čiastkový blok v rámci centrálneho bloku gemerika. Inde sú to väčšinou ankerity, dolomity a vápence. Je však zaujímavé, že vo väčších hĺbkach (vrty pri Vlachove a Prakovciach), kde sú prítomné karbonáty, prevládajú ankerit-dolomity a magnezity. Pre ďalšie súvislosti treba ešte uviesť, že najväčšie nahromadenie žilných sideritových rúd je na severe a juhu gemeríd.

Uvedené konštatovanie faktov a závislostí dovoľuje predpokladať, že v pôvodnom sedimentačnom priestore, ktorý bol prvou kriedovou vrásnivou fázou stlačený na kritickú hranicu, došlo v nasledujúcom období (žulových intrúzií a zrudňovacích

procesov) pričinením granitizačného procesu geosynklinálnych produktov k regionálnej metamorfnej rekryštalizácii a k metasomatóze, a to v dôsledku vertikálnej mobility elementov a tepelného toku smerom od granitizačného centra. Túto mobilitu možno dávať do súvisu so znižovaním mafických (a zvyšovaním sialických) zložiek v granitizovaných partiách a zbernou koncentráciou metalických prvkov z pretavovaných sedimentov a ich prenosom v rozličnej forme do vyšších častí (v zmysle J. B. WRIGHT—P. MCCURRY 1973). Pritom mohlo nastať aj zonálne rozloženie aktívujúcich prvkov. Teoreticky by potom v príslušných pásmach priestorovej zonálnosti a v chemicky a minerálne aktívnom prostredí vznikali v okrajových častiach Fe-metasomanity a nižšie Mg-metasomatity ap.

Regionálnu metasomatózu ešte podporujú a zvýrazňujú lokálne faktory, ktoré môžu mať rozhodujúci význam pre ekonomickú koncentráciu niektorých úžitkových minerálov, ale aj pri metasomatóze a plutonizácii rozličných typov hornín. Medzi lokálne faktory patrí vhodné litologické prostredie (karbonáty, vulkanity), intenzívne tektonicko-disjuktívne prepracovanie, ktoré vytvorili cesty pre zvýšený tepelný a chemický tok, ďalej je to prítomnosť hornín a syngenetických ložísk ako zdrojov pre zvýšenie koncentráciu metalických prvkov, ktoré potom vstupujú do metasomatických reakcií s vysokým výsledným efektom (napr. prítomnosť pyrit-arzénopyritových syngenetických rúd v podloží sideritového ložiska Nižná Slaná).

Súčasnú rozloženú Fe a Mg metasomatických ložísk je podmienené porudnou násunovou tektonikou, ktorá je zároveň aj príčinou ich vzájomného zblíženia v západnej časti gemickej. Rozloženie priestorovej zonálnosti regionálnej metasomatózy s ložiskami nerastných surovín je dané okrem porudnej tektoniky aj súčasnou hĺbkou erózie tela príkrovu. Ponárajúce sa čelo a koreňová zóna príkrovu, ako aj nižnoslanská depresia zachovali si väčšinu produktov Fe-metasomatózy, ktorú v ostatných — hlbších častiach nahrádza Fe-Mg-metasomatóza.

Odchýlky a komplikácie oproti uvedenej zjednodušenej predstave o regionálnej metamorfnej rekryštalizácii a metasomatóze a jej zonálnosti korenia ešte aj v tom, že po granitizácii a regionálnej metasomatóze nasleduje prenikanie malých žulových intrúzií do sedimentárnych komplexov, ktoré okrem toho, že svojím tlakom otvorili a podmienili vznik nových zlomov, boli aj zdrojom pre koncentrovaný tok plynohydrotermií po otvorených trhlinách. Tieto roztoky prechádzali už cez zóny obohatené o určité prvky pri predchádzajúcej metasomatóze. To prispelo k zvýrazneniu vplyvu prostredia na charakter hydrotermálnych žilných minerálnych asociácií a na zonálnosť hydrotermálnej mineralizácie, ako to zdôrazňuje C. VARČEK (1961).

Hydrotermálna žilná — selektívna (po zlomoch, trhlinách) mineraliácia sa teda javí ako relatívne mladšia oproti masovej mineralizácii (regionálnej rekryštalizácii a metasomatóze, ktorej produktom sú aj metasomatické Fe a Mg ložiská karbonátov, plutonizácia vulkanitov a drobových sedimentov, serpentinizácia, metamorfne prepracovanie stratiformných ložísk kýzovej formácie a iných syngenetických ložísk, prípadne alkalická metasomatóza sedimentov) Svojimi výraznejšími produktmi môže žilná mineralizácia prešľapovať produkty regionálnej metasomatózy, resp. ju aj dotvárať, čo výsledný stav značne komplikuje, a to aj zásluhou porudnej tektoniky.

Pri riešení vzťahu medzi granitizáciou a zrudnením vzniká ďalší problém, a to, či sú vzniknuté granitoidy rudonosné. Granitizačný proces spôsobil predovšetkým extrakciu prvkov z granitizovaných sedimentov, ako aj z vyššie ležiacich súvrství a pod vplyvom tepla, pary a plynov ich prenos do vyšších zón. Pritom v závislosti

od pt podmienok a lokálnych faktorov vznikali rozličné druhy metasomaitov, ako napr. Fe, Mg, K, Si. C. VARČEK (1962) dáva sideritové zrudnenie do súvisu s intrúziou hlbšie ležiaceho granodioritového plutónu. Podľa našej interpretácie nie je vylúčené, že by sideritové zrudnenie (nielen metasomatické, ale čiastočne aj žilné) mohlo zapadať do obdobia granitizácie.

Až neskoršie v dôsledku diferenciácie vzniknutých granitoidov došlo aj k hromadeniu plynohydrotermálnych zložiek a metalických prvkov a k intrúziám granitu. Intrúzie vnikli tak do granitizovaných častí, ako aj do vyšších obzorov plášťa. Sú relatívne mladšie ako granitizácia a sú nositeľmi hydrotermálnej polymetalickej mineralizácie. Proces diferenciácie a dozrievania granitoidov je dlhodobejší a s tým súvisí aj viacetapový vývoj intruzívnych hornín a zrudňovacích procesov. Tomu, do akej výškovej úrovne a litologického prostredia sa tieto mladšie intrúzie dostali, zodpovedá aj charakter mineralizácie v danom prostredí. Z toho potom vychodí, že rudné žily môžu byť aj v žulových, relatívne starších telesách, že v rozličných žulových pňoch môže byť aj rozličná mineralizácia, resp. že časovo oddelené intrúzie môžu niesť aj kvalitatívne odlišné mineralizačné zložky. Ďalej z toho treba usudzovať, že v dôsledku rozličnej výšky granitoidných intrúzií vznikajú samostatné disjunktívne štruktúry so samostatnou mineralizáciou (napr. Sb ložiská) a pokrývajú sa rozličné termálne mineralizačné periódy v tej istej žile alebo v rajóne.

Táto schéma väzby a vývoja mineralizácie a magmatizmu je azda až veľmi komplikovaná, avšak ani charakter mineralizácie nie je jednoduchší. K tomu treba pripočítať ešte významnú porudnú zlomovú tektoniku.

Z uvedeného by bolo vhodné napr. odlišiť žuly vzniknuté v prvom štádiu granitizácie, ktoré už primárne mohli dosiahnuť dnešnú pozíciu výskytu, od neskorších pravých intrúzií, s ktorými súvisia aj metalogenetické procesy včítane skarnových a metasomatických rúd v karbonátových polohách. Vznik skarnov však nemožno očakávať v procese granitizácie, keď z karbonátov vznikajú buď metasomatity alebo mramory, erlany a pod.

Vznik oslabenej — stenčenej kôry medzi starými kryštalinickými blokmi (karpatským a panónskym) pozdĺž hlbinných zlomov a vznik geosynklinálnej oblasti viedli k omladeniu tejto časti kôry. Počas alpínskych orogénnych procesov nastala jej regenerácia, a to aj prispením granitizácie geosynklinálnych produktov. Tak sa vytvorila mladá granitová kôra medzi starými kryštalinickými blokmi. S ňou potom ide aj mladá alpínska a neogénna mineralizácia včítane Sn—Mo—W mineralizácie, ktorá sa viaže práve na tieto alpínsky zmladené, regenerované časti kôry. Sn—Mo—W mineralizácia nájdená v poslednom čase v Spišsko-gemerskom rudohorí (J. BARAN—L. DRNŽÍKOVÁ—K. MANDÁKOVÁ 1970) patrí tiež k alpínsky regenerovanej časti kôry medzi karpatským a panónskym blokom. Veľký smerný dosah hlbinných zlomov dovoľuje očakávať podobnú mineralizáciu aj na iných miestach, kde sa alpínsky prepracované — granitizované komplexy nachádzajú.

Po vyvrásnení gemerika sa perikarpatský hlbinný zlom vo vrchných častiach uzavrel a v mladších dobách sa na ňom odohrali iba vertikálne pohyby. Významné priečne zlomy s hlbším dosahom pri prechode cez hlbinnú zlomovú zónu v jej hlbších častiach mohli byť príčinou, že prostredníctvom nich nastalo prepojenie medzi magmaticky činnými zónami na hlbinnom zlome a povrchom. Týmto kanálmi došlo k neogénnej vulkanickej činnosti, ale aj k možným zrudňovacím prejavom, a to aj v priestore Spišsko-gemerského rudohoria. V takom prípade by išlo iste o poprikrývové zrudnenie. Zatiaľ v gemeriku nie sú evidentné dôkazy o neogénnej metalogenéze, avšak mohli by jej patriť polymetalické prejavy v Juhosloven-

skom krase tak, ako je to v Muránskom krase. Nie je teda vylúčené, že aj v jadre gemerika by sa mohol očakávať aspoň nepatrný vplyv neogénneho zrudnenia, a to najmä v okolí významných priečných zlomov. Štruktúrno-tektonická väzba neogénnej mineralizácie by podľa tohto výkladu mohla byť aj iná ako pri vrchnokriedových zrudňovacích procesoch.

Doručené: 9. III. 1973
 Odporučil: Zdeněk Roth

Geologický prieskum, n. p.,
 Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vydav. Slov. akad. vied, Bratislava, 188 s.
- ANDRUSOV, D.—MATĚJKA, A. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie C. et des régions avoisinantes. Knihov. St. geol. úst. (Praha), 13 A, 19—163.
- AUBOUIN, J. 1967: Geosynklinálí. Izd. Mir, Moskva, 301 s.
- BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Jahrb. Ung. geol. Anst., Vol. XLVIII, No 2, 555—705.
- BARÁN, J.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1970: Sn—W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov., 2, 6, 159—165.
- BERÁNEK, B. 1971: Přínos hlubinného seismického sondování pro vyhledávání hlubokých zlomů. Geol. práce, Spr. 57, 189—196.
- BOUČEK, B.—PŘIBIL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. Geol. práce, Spr. 20, 5—49.
- BUDAY, T.—DUDEK, A.—IBRMAJER, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR, měř. 1 : 500 000. Sbor. geol. věd, UG, zv. 8.
- FILO, M.—ŠEFARA, J. 1971: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Geol. práce, Spr. 57, 197—205.
- FUSÁN, O.—BIELY, A. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subalpinen Decken. Geol. práce, Spr. 42, 51—64.
- GRECULA, P. 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slovaca 2, 7, 191—216.
- GRECULA, P. 1971: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slovaca 3, 10, 95—106.
- GUBAČ, J. 1962: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov. Geol. práce, Spr. 25—26, 79—104.
- LIMANOVSKI, M. 1913: Eine Deckscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. Bull. Acad. Pol. (Krakow), ser. A, 95—112.
- LUGEON, M. 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sc., Paris.
- MÁŠKA, M.—ZUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha, 249 s.
- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severo-gemeridnej synklinále. Geol. práce, Spr. 56, 47—66.
- MANDÁKOVÁ, K. 1967: in Záverečná správa Grétla-Teplička. Manuskript-archív Geol. prieskumu Spišská Nová Ves, 117 s.
- MELO, J. 1971: K tektonickému štýlu mezozoika Slovenského krasu. Geol. práce, Spr. 57, 129—136.
- PEJVE, A. V. 1956: Obščaja charakteristika, klassifikacija i prostranstvennoje razpoloženie glubinných razlomov. Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol., No 1, 90—105.
- PEJVE, A. V. 1960: Razlomy i ich roľ v strojeniji i razvitiji zemnoj kory. Meždunar. geol. kongr. Dokl. sov. geologov, probl. 18, Izd. AN SSSR.
- REICHWALDER, P. 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. práce, Spr. 57, 215—222.
- ROTH, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. Věstník ÚÚG 44, 3, 195—199.
- ROZLOŽNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geol. Hung., ser. geol. 5.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zborník geol. vied, ZK, zv. 4, 95—144.
- STILLE, H. 1953: Der geotektonische werdegang der Karpaten. Beih. zum Geol. Jahrb. 8, 1—239.

- SUVOROV, A. I. 1962: K voprosu o klassifikacii krupnykh razlomov geosynklinalnykh oblastej. Dokl. AN SSSR, T. 147, No 1.
- SUVOROV, A. I. 1964: Osnovnyje typy krupnykh razlomov Kazachstana v Srednej Aziji. V knihe: Glubinnije razlomy. Izd. Nedra, Moskva.
- UHLIG, V. 1907: Über die tektonik der Karpaten. Sitzungsber. Akad. Wiss.—Mat.—Nat. Kl. 116, 1, Wien.
- VARČEK, C. 1961: Zonale Verteilung der hydrothermalen Vererzung in Zips-Gömörer Erzgebirge und Einfluss des geologischen Milieu auf Charakter der Mineralization. Geol. práce. Zošit 60, 281—301.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie SGR v čase a priestore. Geol. práce, zoš. 61, 101—112.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geol. prostredia metasomatických karbonátových ložísk v SGR. Mineralia slovaca 2, 6, 85—92.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Scien. Hungaricae 13, 399—436.
- WINKLER, H. G. F. 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 237 pp.
- WRIGHT, J. B.—MC CURRY, P. 1973: Magmas, mineralization and sea-floor spreading. Geol. Rundschau 62, 1, 116—125.
- ZBOŘIL, L.—KONEČNÝ, V.—FILO, M. 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 57, 239—264.
- ZELENKA, L. 1930: Geologické dobrozdání o ložiskách železných rud v dosahu Máriahuty. Manuscript-Geofond Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, zošit 46, 38—50.

The homeland of the Gemic and its metallogenesis

PAVOL GRECULA

Tectonic interpretation of the Gemic as innermost unit of the West Carpathians is not unambiguous. Some authors (e.g. D. Andrusov 1931, 1968) and others hold the opinion of the nappe character, other authors (e.g. Mahel 1967 and others) postulate the autochthonous position of the Gemic.

The latest investigation results of the author permit to interpret the Gemic as the innermost nappe of the West Carpathians, formed by Paleozoic—Mesozoic rocks. The nappe was thrust to the north from the area of the Rožňava deep-seated zone and mainly from the area more southerly of it over the Tatra-Veporide crystalline at a distance around 60 km. The nappe core with Early Paleozoic rocks has remained linked with its root (home) area. This interpretation starts from a qualitatively different interpretation of known and supposed geological phenomena:

Basic rocks — as manifestation of a deep-seated fault

Basic volcanics of the Gemic were and are key rocks to stratigraphical division of complexes, mainly in the Early Paleozoic. They occur in several superposed horizons.

Observing the character of volcanism, it may be noticed that while in the Early Paleozoic there are products of diabase volcanism, in the Carboniferous also ultrabasic rocks occur (e.g. near Rudňany), which already predominate in the Triassic. This fact corresponds to the regular development of the deep zone, extending into deeper parts of crust to mantle proportionately with its several-stages reactivation and development in younger geological times. With this development of diatrem the increasingly basic magmatism in younger formations is connected.

Zonal accumulation of basic rocks in several formations lying one above another necessarily calls attention to the existence of a deep seated fault.

According to present-day knowledge of gravimetry and magnetism (BÁRTA et al. 1971) among deep-seated faults may be ranged the Rožňava line (P. REICHWALDER 1971), corresponding to the criteria of a deep-seated fault.

So the Rožňava deep-seated fault zone appears as a vent system of basic volcanic rocks and

indicates also the paleogeography of the original sedimentation area of superimposed stratigraphic formations with basic and ultrabasic rocks. The present-day position of the strip of basic rocks in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is a secondary-nappe one, into which they were thrust from the geosynclinal area south of the *Ráb-Rožňava line* and or (*Peri-Carpathian lineament*) during the Cretaceous folding phases.

Homeland of sedimentation and volcanism of the Gemic

Foundation of the Paleozoic and later also Mesozoic geosyncline may be seen on the basis of the presence of the peri-Carpathian deep-seated fault at the southern side of the Carpathian crystalline block, and possibly also of the Peri-Pannonian deep-seated fault at the northern margin of the pannonian block, as well as of further parallel blocks which so gave rise to the depression between the Carpathian and Pannonian block. Development of the geosyncline as well as of deep-seated faults was in mutual connection. With subsidence of the part south of the Peri-Carpathian deep-seated fault in contrast to the northern Carpathian blocks, from the beginning an independent through-like zone characterized by quite special conditions developed in this part. Differentiation of the sedimentation area was distinctly manifested only in the upper part of the Early Paleozoic. Longitudinal partial elevations and depressions originated, among which a through-like zone with mighty development of basic volcanism and deeper neritic character of fine-grained sediments around the deep-seated fault is prominent. In the area of the deep-seated fault, in southern direction, basic volcanism of the Early Paleozoic was gradually replaced by synchronous acid volcanism, which is bound to shallower faults.

This eugeosynclinal Early Paleozoic area continued in western direction to the Eastern Alps (with development of the Grauwackenzone volcano-sediments), also eastward to the area of the Rachov massif and partly to the Carpathians of Roumania. The southern parts of the Early Paleozoic Alpine-Carpathian sedimentation area — extending on the Pannonian block — show a tectonically quieter development manifested in more tranquil and finer sedimentation, rarer volcanism and richer carbonate sedimentation.

After early Hercynian folding out of the geosyncline a sill formed from the folded Early Paleozoic rocks. With repeating subsidence in the area of the *Ráb-Rožňava line* Late Paleozoic molassoid depressions formed south and north of this sill.

The sill of Early Paleozoic rocks implied in the Late Paleozoic, partly also in the Mesozoic, also various facies developments of the Carboniferous, but mainly of the Permian, know as the *Carpatho-Gemeride* (littoral — epineritic Carboniferous and continental — lagoonal Permian) on the north and *Pannonian-Gemerice development* (littoral-neritic Carboniferous and Permian) in the south.

Gradual sinking of the Carpathian block in the Late Paleozoic north of the *Ráb-Rožňava line* and also in the Mesozoic caused formation of the northern, Choč or Choč-Gemer sedimentation area, then of the Krížna and other partial depressions in the frame of development of the Alpine-Carpathian Mesozoic geosyncline.

So geosynclinal development of West Carpathian units started already in the Early Paleozoic in the area of the deep-seated *Ráb-Rožňava zone* and passed — moved to external zones gradually in later times.

The proper Gemic nappe is build up of a Paleozoic epicrystalline core and Mesozoic envelope. In this sense the Gemic nappe may be considered as a nappe of the fundament (in the sense of J. AUBOUIN 1967). On the basis of relation linked with development of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline in the area of the *Ráb-Rožňava line* and with respect to the pre-Paleozoic basement crystalline, the Gemic may be also considered as superficial nappe with detachment plane at the boundary of the crystalline and its envelope (tegument of fundament). The tectonic lubricant, could have been Early Paleozoic and, or Carboniferous graphite phyllites. More substantiated however, is to speak about the nappe of fundament.

Squeezing out of the Paleozoic-Mesozoic syncline from the original area was only one link of the continuous process of the drift of earth crust blocks. This caused also folding out of Mesozoic troughs from the home areas of lower Subtatic nappes, in places together with the underlying crystalline.

Except for the Lubeník-section the Lubeník—Margecany line is nowhere manifested as a clear single fault at the surface and in various places different categories of partial overthrust and upthrust planes (exceptionally numerous mainly in marginal zones), corresponding to the cropping out overthrust plane of the Gemicides, are attributed to it.

As the nappe overthrust is from the area of the Ráb—Rožňava deep-seated fault and the Lubeník—Margecany line as overthrust plane at depth is linked with the deep-seated fault, then in this sense also the Lubeník—Margecany line should be ranged to the deep-seated fault as its superficial part passing into the nappe overthrust. A similar example is mentioned by A. I. SUDOROV (1962, 1964) from Kazakhstan.

The Rožňava line (V. ZOUBEK 1953), recently characterized as deep-seated fault (P. REICHWALDER 1971) should be evaluated in a qualitatively different way.

The Rožňava line is in the first place a young post-Cretaceous fault system, spatially coinciding with the deep-seated fault, and is thus its young superficial copy. So when the Rožňava deep-seated fault is mentioned, it is a deep-seated fault with activity from the Early Paleozoic to the Upper Cretaceous.

The southwestern continuation of the Rožňava line has been detected mainly geophysically. L. ZBOŘIL—V. KONEČNÝ—M. FILO (1971) distinguished the so called southern tectonic zone with magmatic activity from the Algonkian to the Carboniferous in the southern part of central Slovakia. This zone is considered by T. BUDAY—A. DUDEK—J. IBERMAYER (1969) and GY. WEIN (1969) as a part of the Ráb-line, therefore it is suitable to designate this whole deep-seated fault system as the *Ráb-Rožňava* or *Peri-Carpathian lineament*. It is manifested in gravimetric as well as seismic profiles (B. BERÁNEK, 1971).

Origin of the nappe and granite intrusions

As it is known from up to present investigations, contact metamorphism followed principal Cretaceous schistosity, thus after accomplishing of fold deformations, subsequent formation of cleavage and strike disjunctive structures. Further pulses of magmatic activity and metallogenetic processes followed only after formation of preceding deformations and probably after the contact metamorphism linked with granitization processes.

The last dominating tectonic phenomenon of Cretaceous orogenic phases are regional upthrusts and overthrusts, which evidently originated after contact metamorphism and mineralizing processes. As an example may serve the Jedľovec upthrust, (of overthrust block without contact metamorphism on contact metamorphosed rocks and with a diagonal course of the upthrust line to the ore veins), the Zlatá Idka upthrust and the upthrust in the area of Prakovec. These upthrust and overthrust may be considered as accompanying (suboverthrust) structures of synchronous nappe overthrust during the second principal deformation phase of the Upper Cretaceous folding. They affected destructively also the formerly originated granite bodies that were also displaced by upthrusts and overthrusts. Dislocation metamorphism of granite bodies is different due to different intensity of post-granite tectonics.

Intense tectonic reworking of the complexes in the marginal parts of the nappe overthrust affected also the veiny ore bodies (e.g. the eastern part of the Gemic), attesting again to a prenappe mineralization. At last also post-ore longitudinal and transversal fault tectonics of mineralized structures is sufficiently evident and widespread so as to prove the existence of important post-ore tectonic processes.

This would imply, however, that the following period of granite intrusions and ore mineralizing processes could have taken place in areas of the original geosyncline (spatially already strongly reduced) and presented-day position of the granite bodies as well as ore mineralization is a secondary, nappe one.

On the basis of the above mentioned it should be supposed that the original area of the intrusion of Gemicite granites had lain south of the Ráb—Rožňava line. The process of granitization was

subsequent to folding of the geosyncline filling. Reduction of the original area implied that a part of rocks had been pressed into the lower parts of crust and a part had been uplifted. This impressed vertical distribution of geosynclinal products caused their gradual granitization in depressional-submerged zones and later also partial intrusions to higher parts. The upper boundary of granitization could originally have been already very irregular, depending on various lithological environment and tectonic predisposition, which made possible a higher ability of heat flow as well as volatile components. In isoclinally folded complexes (steep dips) the process of granitization proceeded essentially faster and to a greater extent in porphyroids and (or) volcanogenic and graywacke complexes of the Early Paleozoic than e.g. in pelitic complexes.

The process of granitization culminated with several phases of so called intrusions of granites with accompanying mineralization. These small intrusions can be derived also from greater depth. In the areas of the deep-seated fault zone locally also conditions for a complete alteration-plutonization of basic volcanics, but also of clasto-sediments were formed. The products of this process are found nowadays in the northern strip of basic rocks (Klatov, Košícké Hamre, Rudňany, Dobšiná), also in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie. Granitization of rocks of the Phylite-Diabase Group near Dobšiná was described earlier by L. ROZLOŽNÍK (1965), however, assigned to the Variscan orogeny by this author. Serpentinization of ultrabasic rocks in the Spišsko-gemerské rudohorie will be possible also to assign to the granitization process.

Consideration of the existence of Gemeric pluton in situ will serve for an explanation of the second variant of time relation between formation of nappes and intrusions of granites. In the case that the Gemeric pluton actually exists in situ, with apical parts exposed by erosion in places, the intrusions of granites and ore mineralization could have taken place after nappe overthrust. This variant of interpretation should be taken into regard too although being much more problematic.

After the period of granitization by granite intrusions and ore mineralization processes approach of the Carpathian and Pannonian blocks squeezed out and thrust to a great distance (about 60 km) the geosynclinal filling. The latter was also straggled and suck down between the blocks. Owing to the paleorelief of the Tatraveporids as well as subautochthon, the Gemeric has formed as a nappe in a different way in various parts. The central part with a supposed pre-nappe depression made a remote transport also of the Early Paleozoic core possible, whilst west of the Štítník fault and in the eastern Gemeric part it was strongly reduced at crystalline barriers. The crystalline barriers of the subautochthon have also caused the arcuate course of the Gemeric.

Time relation between nappe overthrust and ore mineralization

Characteristic for the Spišsko-gemerské rudohorie is that a certain paragenetic type of vein deposit has a zonal extension like all other geological-structural phenomena. This fact is an evidence of a very close connection of tectonic and metallogenetic development under approximately the same controlling conditions. These paragenetic zones (or also ore formations) are mostly extended from the eastern to the western margin of nappe overthrust, at which they terminate.

Occurrence of the quoted paragenetic zones very often tightly beside one another is characteristic for the Gemeric, however, at the same time also causing anomaly in zonality of ore mineralization (for instance, tight occurrence or overlapping of low- and high-temperature mineralization). The cause of present-day situation of throw-like changes in paragenesis is secondary-of tectonic origin and directly linked with regional post-ore upthrusts and overthrusts on the one hand, linked with several-stage development of small granite intrusions with independent character of ore mineralization on the other hand.

In the original sedimentation area, compressed to the critical limit by the first Cretaceous folding phase, regional metasomatism took place in the following period of granite intrusions and ore mineralization processes as a result of the granitization process of geosynclinal products, due to vertical mobility of elements of the granitization centre. This mobility can be put into connection with the decrease of mafic components (increase of sialic ones) in granitized parts and with gathering concentration of metallic elements from remelted sediments and their transfer in various forms to the higher parts. Zonal distribution of activating elements could also have taken place. In the

corresponding zones of spatial zonal pattern in chemically mineral-active environment theoretically Fe metasomatites might have formed in upper, Fe, Mg-metasomatites in lower marginal parts.

Regional metasomatism is moreover supported and intensified by local factors, which can be of decisive importance for economic concentration of some commercial minerals, but also in metasomatism and plutonization of various types of rocks.

The origin of weakened- thinned crust between old crystalline blocks (Carpathian and Pannonian) along deep-seated faults and formation of geosynclinal area led to rejuvenation of this crust part. During the Alpine orogenic processes its regeneration was taking place, also with contribution of granitization of geosynclinal products. So a young granite crust has formed between old crystalline blocks. With it also young Alpine and Neogene ore mineralization proceeded, including that of Sn-Mo-W just bound to these Alpine-rejuvenated- regenerated crust parts. Sn-Mo-W mineralization recently found in the Spišsko-gemerské rudohorie (J. BARAN—L. DRNŽÍKOVÁ—K. MANDÁKOVÁ 1970) belongs also to the Alpine-regenerated part of crust between the Carpathian and Pannonian blocks. The great strike extension of deep-seated faults permits to expect a similar mineralization also at other places, where complexes with Alpine reworking- granitization occur.

Hydrothermal vein-selective (along faults, fissures mineralization consequently appears to be relatively younger on the contrary to mass mineralization) regional metasomatism, however, belonging to one mineralization period.

Translated by J. Pevný

RFCENZIA

R. A. Berner: **Principles of chemical sedimentology.** — McGraw-Hill Book Company, 240 p. 1971

Recenzovaná kniha je pokusem o vytvoření adekvátních kinetických modelů pro průběh chemických reakcí v sedimentárních horninách. Vytvořené modely zahrnují problémy vzniku karbonátů, evaporitů, jílových minerálů, sedimentárních sulfidů a další, jsou testovány experimentálními i v přírodě získanými daty.

Úvod knihy je věnován krátkému přehledu fyzikálně chemických základů, důležitých pro studium chemogenních sedimentů. Důraz je kladen na chemické rovnováhy, termodynamiku roztoků elektrolytů, nukleaci a růst krystalů, koloidní chemii. Postulované vztahy jsou pak v připomeném dodatku odvozeny ze základních termodynamických zákonů.

Na tuto úvodní část bezprostředně navazuje přehled metod výpočtů aktivit iontů v roztocích o různém iontovém tlaku. Na rozdíl od běžně užívaných postupů však autor zavádí korekce na vznik komplexů a tvorbu iontových párů, umožňujících vyjádřit daleko přesněji skutečné chování iontů v roztoku. Jako příklad výpočtu je uvedena korekce Garrels-Thompsonova modelu mořské vody metodou středních aktivitních koeficientů. Zvláštní pozornost je rovněž věnována metodám přímého měření aktivit selektivními elektrodami v supersalinním prostředí.

Následující kapitoly jsou pak již bezprostřední aplikací kinetického modelování sedimentárních procesů.

Úvodním problémem, kterým se autor zabývá, je stupeň nasycení mořské vody karbonáty. Ve snaze srovnat teoretické hodnoty s experimentálně zjištěnými daty v celém hloubkovém rozsahu oceánu je provedena teplotní a tlaková korekce rovnice, určující hodnotu produktu rozpustnosti karbonátů v mořské vodě, což umožňuje zjistit absolutní hodnotu nasycení v jakémkoliv hloubkovém rozsahu. Na základě srovnání teoretického modelu s daty, získanými rozpouštěním kalcitových sfér v různých hloubkách Atlantického oceánu (Pythowicz, 1965), dochází autor k závěru, že mimo povrchové vrstvy několika desítek metrů je oceán vzhledem ke karbonátům nenasyčen. V povrchové zóně, kde intenzivní činnost organismů způsobuje pokles pH, je pak možné očekávat recentní vznik karbonátových hornin, v hlubších zónách naopak dochází k intenzivnímu rozpouštění. Rychlost rozpouštění se zvětšuje s hloubkou, souhlasně se vzrůstajícím tlakem. Pod zónou 400—5500 m, ve které je karbonátový materiál rozpouštěn stejnou rychlostí, s jakou je dodáván, již karbonátové sedimenty prakticky chybí.

Jiným řešeným problémem je vznik ložisek evaporitů. Na základě srovnání hodnot produktu rozpustnosti sádrovice, anhydritu a halitu s jejich analytickými koncentracemi v mořské vodě je vytvořen model postupného vylučování těchto minerálů z přesycených solanek. Tento model, spolu s užitím Harnedova pravidla a rovnovážných stavů umožňuje určit množství odpařené vody, nezbytné ke krystalizaci jednotlivých fází. Zvláštní pozornost je

věnována problému stability sádrovce a anhydritu. Vytvořený model litostatické a lithydrostatické situace v průběhu diagenese ukazuje, že vzrůstajícím tlakem se stává sádrovec velmi rychle nestabilním vzhledem k anhydritu, který se tak může tvořit již v poměrně malých hloubkách pod povrchem.

Podstatná část knihy je věnována problémům diagenetického procesu. V úvodu této nejobsáhlejší kapitoly je podáno odvození tzv. všeobecné diagenetické rovnice, umožňující vyjádřit rychlost změny jakékoliv spojitě se měnící vlastnosti minerálu či horniny během diagenetického procesu. Kombinace této rovnice s Fickovými zákony difúze umožňuje matematické vyjádření změny vertikálního koncentračního gradientu s hloubkou. Takto získanou hodnotu difúzního toku lze použít k řešení problémů cementace, tvorby vrstvy, kongrecí atd.

Praktické řešení rovnic je ukázáno na vzniku vrstvy Fe—Mn oxidů. Vznik této vrstvy, často pozorované na rozhraní voda—sediment, je podle autora podmíněn koncentračním spádem na rozhraní oxidačního a redukčního prostředí. V důsledku koncentračních rozdílů dochází k jednoměrnému difúznímu toku iontů železa a manganu k rozhraní voda—sediment a k jejich vysrážení ve formě oxidů a hydroxidů. Na základě dosazení experimentálně zjištěných dat do diagenetických rovnic lze zjistit, že tloušťka vysrážené vrstvičky je funkcí množství detritických minerálů železa a manganu v sedimentu. Tytéž výsledky je možno aplikovat na vznik vrstvy sedimentárních sulfidů.

Z daných rovnic je autorem odvozen i rychlostní model růstu kongrecí v prostředí uniformního laminárního toku v sedimentech. Jako příklad je uveden vznik karbonátových kongrecí, jejichž geneze je autorem vysvětlována možnou interakcí organické hmoty s ionty vápníku za vzniku solí mastných kyselin.

V rámci diagenetických procesů je řešen i problém vzniku Donnanovy rovnováhy v sedimentech, jež je základem „filtračního efektu“ jílových hornin, které tak mohou působit jako semipermeabilní membrány, působící zvýšení koncentrace kationtů v podzemních vodách.

V části, věnované diagenезi uhlíku jsou diskutovány kontrolní mechanismy, určující koncentraci jednotlivých sloučenin uhlíku v sedimentu. Důraz je kladen na vznik kyslíčnicku uhlíčitěho rozkladem organické hmoty a na vznik bikarbonátového iontu bakteriální redukcí sulfátů.

Diagenese dusíku je rovněž procesem plně vázaným na činnost mikroorganismů. Na základě procesů proteolýzy, deaminace a nitrifi-

kace je v knize podán kvantitativní model vzniku amoniaku rozkladem organických látek. Podobným způsobem je řešen kvantitativní model vzniku sirovodíku bakteriální redukcí síranů za přítomnosti organických látek. Řešením rovnice jsou konkrétní křivky, vyjadřující přímou závislost množství produkované látky na množství organické hmoty sedimentu.

Kapitola o diagenезi karbonátů je věnována stabilitě kalcitu, aragonitu a dolomitu v sedimentačním prostředí. Pozornost je věnována vzniku kalcitu rekrystalizací aragonitu, termodynamickému zdůvodnění reakce, vlivu iontů hořčíku, působících negativně na její průběh atd.

Centrem kapitoly je problém vzniku dolomitu. Přestože, jak vyplývá z termodynamických dat, je dolomit v mořské vodě normální salinity stabilnější než kalcit, jeho recentní vznik je omezen pouze na supersalinní prostředí. Rovněž pokusy o experimentální syntézu dolomitu skončily neúspěchem. Ve snaze vystihnout kontrolní kinetický mechanismus vzniku dolomitu použil autor zjištěné závislosti mezi izotopickým určením stáří a velikostí dolomitových zrn. Na základě substituce těchto dat do kinetických rovnic pak bylo možno stanovit extrémně nízkou rychlost růstu krystalů dolomitu, nezbytnou pro termodynamicky labilní vazební uspořádání kationtů hořčíku a vápníku v krystalové mřížce dolomitu.

Následující část knihy je věnována chování křemíku v sedimentárním procesu a jeho vztahu ke vzniku jílových minerálů. Úvodem jsou přehledným způsobem shrnuty údaje o rychlosti, rozpouštění, polymerizaci a srážení křemitého gelu, je uvedeno schéma tvorby polymerizací a srážení křemitého gelu, je uvedeno schéma tvorby polymerů a vznik siloxanových vazeb. Na základě teoretických hodnot je diskutován vznik křemitých gelů a silicifikace jako výsledek zvětrávání.

Poslední kapitola zahrnuje problémy diagenese minerálů železa. Zvláštní pozornost je věnována problému vzniku „červených vrstev“ a jejich klimatické signifikaci. Červená barva sedimentu indikuje nedostatek organické hmoty, nezbytné nutné pro redukcí trojmocného železa na dvojmočné. Rovněž při vzniku sulfidických minerálů železa je zdůrazněna funkce organické hmoty, jako limitního faktoru pro vznik sulfidů. Na základě experimentálních prací je zde formována hypotéza o vzniku pyritu reakcí mackinawitu a greigitu s elementární sírou.

Na konci knihy připojené tabulární hodnoty standardních termodynamických dat dovolují snadnou kontrolu početních postupů, uvedených v knize.

Bohdan Křibek

Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku

(3 obr. a 3 tab. v texte)

JOZEF ZLOCHA*

Les produits nickélicifères de désagrégation sur le corps ultrabasique à Hodkovce

Au cours de la prospection à magnésite cryptocristalline, on a constaté la présence des produits de désagrégation sur le corps ultrabasique serpentinisé. Dans cet article, l'auteur décrit les diverses possibilités de la naissance des produits de désagrégation au cours de l'évolution géologique d'une vaste région. En dehors de cela on y donne la caractéristique concise des zones de couverture détritique superficielle (couverture superficielle au profil ocreuxsiliceux).

Úvod

Serpentinizované ultrabázické teleso z oblasti Hodkoviec je podľa údajov z ne-publikovaných prác maďarských a nemeckých autorov (A. FÖLDVARI, L. ERLBECK, R. GRENGG) známe až z rokov 1942—1943, keď tu v súvislosti s prieskumom a ťažbou chryzotilového azbestu v neďalekom Rudníku boli tiež pokusy vyhľadávať túto surovinu.

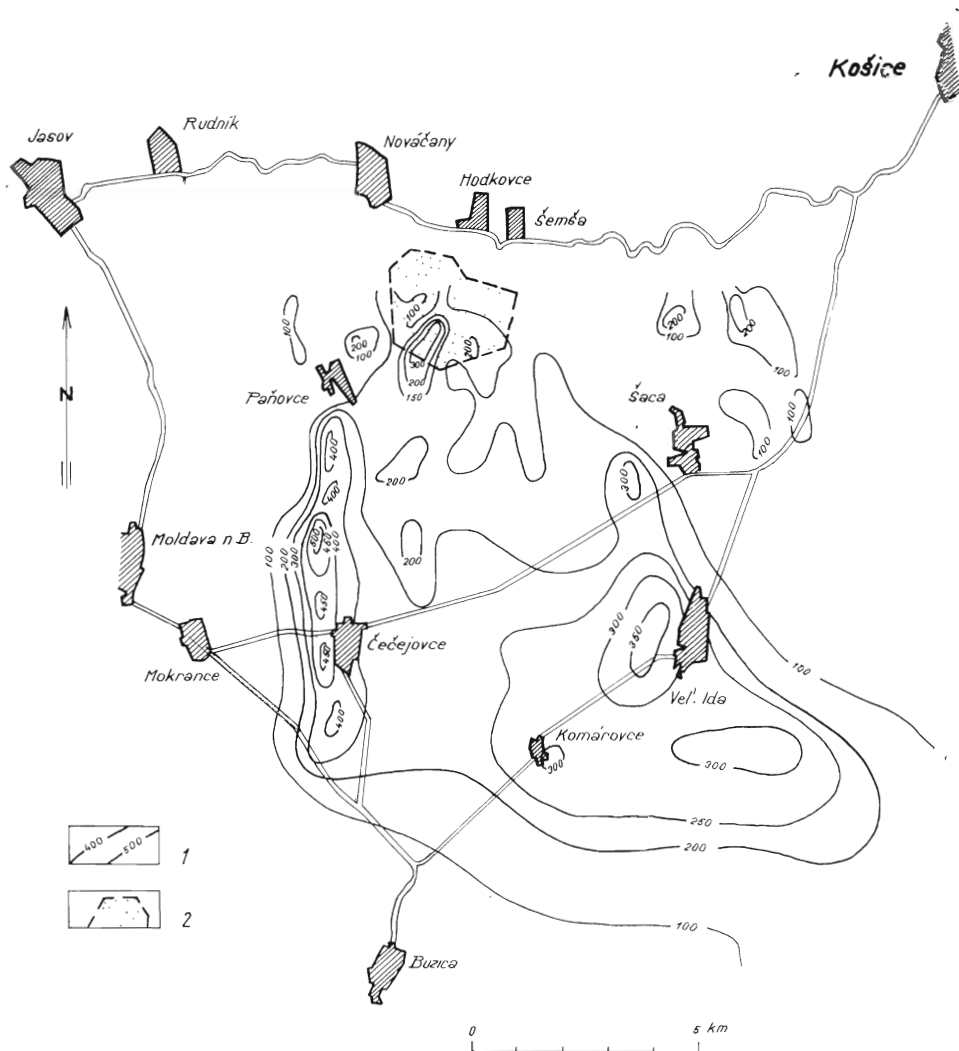
Vo všetkých ďalších prácach (D. ANDRUSOV 1950, B. CAMBEL 1951, E. KOČIŠ-ČÁKOVÁ 1954, J. KANTOR 1956) sa tento výskyt uvádza pri opise „podobných“ telies pri Jasove a Rudníku. Uvedení autori pritom predpokladajú rovnakú geologickú pozíciu telies zavrásnených v spodnotriasovom pieskovcovo-bridličnatom súvrství, ako aj zhodné minerálne a petrografické zloženie.

V rokoch 1963—1966 pri geofyzikálnom prieskume širšej oblasti (R. BARTA 1965, M. FILO 1966), ako aj pri vyhľadávanom prieskume na azbest (J. FEDOR 1968) a kryptokrystalický magnazit (J. ZLOCHA 1972) boli zistené niektoré údaje, ktoré staršie názory o tomto telese podstatne dopĺňajú. Jedným z nových poznatkov je zistenie produktov zvetrávania serpentinizovaných ultrabázických hornín obohatených niklom a kobaltom. Stručný prehľad poznatkov o telese uvádzajú D. HÖVORKA—I. ROJKOVIČ—J. ZLOCHA (v tlači).

* Ing. JOZEF ZLOCHA, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Geologické stredisko Rožňava.

Geologická pozícia ultrabázických hornín

Ultrabázické teleso v území južne od Hodkoviec vychádza bezprostredne na povrch na ploche 200×400 m a na ploche cca 3 km^2 . Je pokryté len niekoľko metrov mocnou polohou kvartérnych sedimentov. Regionálne a detailné geofyzikálne merania (magnetometria, gravimetria, vertikálne elektrické sondovanie) poukazujú na oveľa väčšie plošné rozšírenie ultrabázik. Magnetické anomálie



Obr. 1. Mapa magnetických anomálií v oblasti Hodkovce — Šemša — Paňovce — Mokrance — Čečeňovce — Veľká Ida — Šaca (R. BARTA et al. 1968) 1 — Izoanomály Z_a , 2 — Skúmané územie.

Fig. 1. Map of magnetic anomalies in the area of Hodkovce — Šemša — Paňovce — Mokrance — Čečeňovce — Veľká Ida — Šaca (R. BARTA et al. 1968). 1 — Isoanomalies Z_a , 2 — Studied area.

(R. BÁRTA et al. 1968) vyvolané prítomnosťou ultrabázických hornín sú zistené v oblasti od Hodkoviec a Šemše cez Paňovce až na južné ohraničenie obcí Čečeňovce, Mokrance a Komárovce na ploche väčšej ako 100 km².

Pri severnom, severovýchodnom a severozápadnom okraji magneticky anomálneho územia sa mocnosť nadložných sedimentov pohybuje od 10 do 50 m, južným smerom sa mocnosť sedimentov a pyroklastík postupne zväčšuje na niekoľko sto metrov. V komárovskej depresii bolo ultrabázické teleso vrtom GÚDŠ Ko-1 navrtané v hĺbke 943,0 m (L. SOPKO—D. VASS—J. CHMELÍK 1966). Podľa tvaru magnetických anomálií a ich gradientu na území od Paňoviec po Čečeňovce a Mokrance sa predpokladá výrazná elevácia ultrabázického telesa na ploche okolo 15 km² s hĺbkou uloženia do 100 m (obr. 1).

Žiadnym z doteraz realizovaných prieskumných vrtov ultrabázické teleso nebolo prevrtané a neboli zistené ani iné horniny skalného podkladu. Preto aj naďalej jeho úložné pomery môžeme interpretovať len z geologickej stavby širšieho územia. V zhode so staršími názormi predpokladáme umiestnenie telesa v pieskovecovo-bridlíčanom súvrství spodného triasu, ktoré bolo zistené prieskumnými dielami pri Jasove a Rudníku na väčšej ploche (J. ZLOCHA 1970).

Podľa plošného rozšírenia, ale aj podľa mocnosti (viac ako 500 metrov vo vrte Ko-1) je teleso najväčším známym telesom ultrabázických hornín v oblasti Západných Karpát.

Stručná petrografická charakteristika ultrabázických hornín

Výsledky detailného petrografického štúdia ultrabázických hornín a mineralogického štúdia žilnej výplne sú uvedené v Správe o petrografickom, mineralogickom a geochemickom výskume ultrabázického telesa (D. HOVORKA—I. ROJKOVIČ 1971), ktorá je súčasťou Záverečnej správy Hodkovce — magnezit (J. ZLOCHA 1972). D. HOVORKA (1971) vyčlenil tieto horninové typy:

- serpentinizované dunity až dunitické serpentinity,
- serpentinizované peridotity až peridotitické serpentinity,
- serpentinity,
- pyroxenity.

Uvedené horninové typy do seba pozvoľna prechádzajú v horizontálnom alebo vertikálnom smere. V skúmanej časti ultrabázického telesa sú najviac zastúpené serpentinizované peridotity a serpentinity. Podľa chemického a minerálneho zloženia, ako aj stupňa serpentinizácie predstavujú škálu horninových typov. Z pôvodných minerálov bol olivín pozorovaný len ojedinele vo forme črepičiek v jadrách slučiek tvorených serpentínovými minerálmi. Rombické i monoklinické pyroxény, prípadne ich serpentínové veľkolupenité pseudomorfózy — bastity sú v hornine zastúpené nepravidelne. Predstavujú 10 až 40 objemových percent. Podľa ich percentuálneho zastúpenia, ako aj podľa pomeru rombických a monoklinických pyroxénov treba predpokladať, že pôvodné ultrabázické horniny mali prevažne charakter harzburgitov a menej lerzolitov.

Dunity a pyroxenity tvoria len malé polohy. Vzhľadom na zameranie práce ich podrobnejšiu charakteristiku neuvádzame. Chemické analýzy vyčlenených horninových typov sú v tab. 1.

Pri procesoch serpentinizácie sa pôvodné ultrabázické horniny zmenili. Pri dlhodobých a viacfázových (spodný trias až krieda?) procesoch dochádzalo k postupnej

	serpentinizované dunity		serpentinizované peridotity a serpentinity			pyroxenit (peridotit so zvýš. obs. pyroxénov)
	Hs-18	Hs-19	Hs-15	Hs-4	Hs-7	Hs2-7
SiO ₂	35,12	35,14	41,08	38,95	38,88	43,77
TiO ₂	0,04	0,006	0,02	0,013	0,016	0,042
Al ₂ O ₃	0,08	0,13	1,25	0,64	0,64	2,37
Fe ₂ O ₃	7,87	6,91	5,35	7,65	7,38	6,77
FeO	0,11	0,86	2,28	0,03	0,50	(3,35)
MnO	0,08	0,09	0,11	0,08	0,11	0,07
MgO	41,26	41,30	37,85	37,26	37,23	33,77
CaO	0,30	0,30	1,51	0,58	0,79	3,45
Na ₂ O	0,02	0,02	0,04	0,02	st	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,01	st	0,04
P ₂ O ₅	0,009	0,008	0,018	0,013 9	0,018	0,008
NiO	0,305	0,305	0,242	0,305	0,305	0,25
CoO	0,14	0,013	0,011	0,013	0,014	0,009
Cr ₂ O ₃	0,292	0,278	0,395	0,336	0,263	0,89
S	0,04	0,11	0,04	0,02	0,03	0,06
H ₂ O (105 °C)	(2,43)	(2,50)	(1,50)	(1,68)	(1,76)	(1,31)
H ₂ O (350 °C)	3,52	4,28	1,70	2,22	1,83	2,36
str. žih.	11,38	10,17	8,45	12,56	12,93	5,83
Spolu	100,41	99,93	100,36	100,70	100,93	99,70

Hs-18 — Serpentinizovaný dunit. Vrt. Hm-15, hĺbka 51,0 m.

Hs-19 — Serpentinizovaný dunit. Vrt Hm -15, hĺbka 52,0 m.

Hs-15 — Serpentinizovaný peridotit. Vrt Hm-14, hĺbka 54,0 m.

Hs-4 — Masivny serpentinit. Vrt Hm-13, hĺbka 39,8 m.

Hs-7 — Serpentinit sivočiernej farby. Vrt Hm-13, hĺbka 69,8 m.

Hs-27 — Pyroxenit blastoporfyrickéj štruktúry. Vrt Hm-12, hĺbka 55,8 m.

premene ultrabázických hornín, pričom vznikala nová asociácia minerálov zo skupiny serpentínu.

Mikroskopickým štúdiom boli zistené tieto serpentínové minerály: amorfný, miestami agregátne polarizujúci až drobnozrnný serpentín, lupenitý serpentín, kanálikový serpentín, veľkolupenitý, optický homogénny serpentín bastitového typu, chryzotilový azbest.

Prejavy hypergenézy ultrabázických hornín

V oblasti Západných Karpát neboli produkty hypergénnych premien ultrabázických hornín doteraz zistené. Ich výskyt na ultrabázickom telese v oblasti Hodkoviec môže mať okrem teoretického prínosu aj praktický význam, preto sa ďalej problematikou hypergénnej premeny telesa zaoberáme podrobnejšie.

Pri riešení postupnosti hypergénnych premien na povrchu ultrabázického telesa vychádzame z predpokladu o jeho spodnotriasovom veku, z poznatkov zo štruktúrneho vrtu Ko-1 z Komároviec (L. ŠNPKO et al. 1966), ako aj z výsledkov ostatných doteraz ukončených prieskumných a výskumných prác z tejto oblasti.

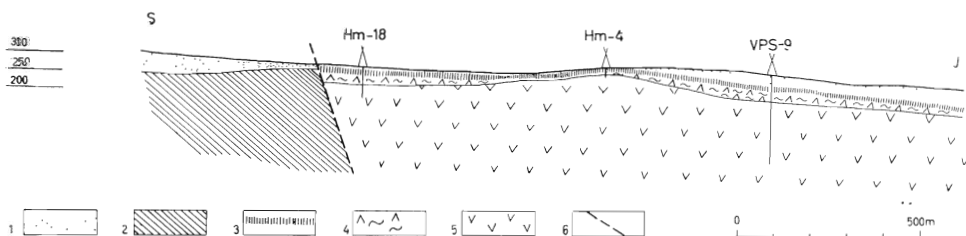
Rekonštrukcia geologickej stavby širšej oblasti výskytu ultrabázického telesa z obdobia od vrchného triasu do konca mezozoika je ťažšia, pretože sa sedimenty z tohto obdobia nezachovali. Vo vrchnom paleogéne a v spodnom miocéne bolo na južnom úpätí Karpát plytké more, ktoré však s najväčšou pravdepodobnosťou do predmetného územia nezasahovalo (J. JANÁČEK 1967). V tomto období horniny vychádzajúce na povrch intenzívne zvetrávali, na povrchu ultrabázického telesa v komárovskej depresii sa vytvorila kôra zvetrávania.

Podľa J. JANÁČKA (1959) na začiatku badenu v dôsledku poklesávania tohto územia oproti karpatskému hrebeňu podľa zlomov sz.—jv. smeru transgredovalo more, ktoré sa neskôr rozširovalo západným smerom. Badenské more sa však pre celkové stúpanie podložného masívu vysladzovalo a v sz. časti košickej kotliny vznikali sladkovodné jazerá.

V komárovskej depresii baden (?) reprezentujú polohy zlepcov (s prevládajúcimi obliakmi serpentinizovaných ultrabázických hornín, menej sú zastúpené obliaky hornín staršieho paleozoika, karbónu a permu) a pieskovcov (L. SNOPEK et al. 1966). Je pravdepodobné, že už v tomto období boli do sedimentačnej panvy splavované zvetrané produkty z ultrabázických hornín, ktoré pri severnom a západnom okraji jazera boli naďalej odkryté. Nasvedčuje tomu hnedočervený a hnedozelený tmel zlepcov, podobne aj červené a hnedočervené farebné odtiene polôh pieskovca.

Hranice sladkovodných jazier a ich zálivov sa v priebehu ďalšieho vývoja (sarmat—pliocén) menili. Ultrabázické teleso bolo postupne zaplavované z juhu, avšak časť telesa južne od Hodkoviec bola aj v tomto období odkrytá. O postupnosti zaplavovania ultrabázického telesa svedčí litologická pestrosť sedimentov v bezprostrednom nadloží serpentinitu a produktov hypergénnych premien: piesčité íly svetlohmedej a hmedej farby v južnej časti skúmaného územia, sivý jemnopiesčitý íl vo východnej časti a pevná slienitá hornina piesčitého habitu pri severnom okraji telesa.

Klimatické pomery podľa výsledkov štúdií E. FLANDEROVEJ (1962) a J. ČINČURU (1970) boli v období od paleogénu do konca pliocénu tiež vhodné na intenzívne zvetrávanie ultrabázických hornín (paleogén — horúca tropická klíma, eger, eggenburg — tropická až subtropická klíma, otnang — teplá, humídna, neskôr semi-



Obr. 2. Geologický rez so schematickým vyznačením výskytu a rozšírenia produktov zvetrávania serpentinitu. 1 — hlina, piesok, štrk, íl (kvartér — pliocén), 2 — bridlice a pieskovce (spodný trias), 3 — rozložený serpentinit, 4 — navetraný serpentinit, 5 — serpentinit (spodný trias), 6 — predpokladaný zlom.

Fig. 2. Geological section with schematic indication of the occurrence and extension of serpentinite weathering products. 1 — Loam, sand, gravel, clay (Quaternary — Pliocene), 2 — Shales and sandstones (Lower Triassic), 3 — Decomposed serpentinite, 4 — Weathered serpentinite, 5 — Serpentinite (Lower Triassic), 6 — Supposed fault.

aridná, stepná a polopúšťová klíma, karpát — aridná klíma, baden — striedanie klimatických podmienok od humídnych cez semiaridné až do aridných, sarmat — vlhšia, chladnejšia subtropická klíma, neskoršie vystriedanie teplej klímy chladnejšou). Na ultrabázickom telese sa vytvorila kôra zvetrávania, ktorú len lokálne narušovali povrchové toky a erózna činnosť jazera a jeho zálivov. Jej rozšírenie dokumentuje geologický rez (obr. 2). Podľa predbežných výsledkov možno kôru zvetrávania podľa klasifikácie I. I. GINSBURGA (1961) označiť ako plošnú kôru a zaradiť do podtypu 1c — kôra s okrovo-kremitým profilom. Nevylučuje sa však ani možnosť existencie lineárnych kôr vyvinutých na tektonicky porušených zónach.

V ďalšom uvádzam stručnú charakteristiku jednotlivých vyčlenených zón, chemickú analýzu netriedených produktov zvetrávania typickú pre predbežne vyčlenené zóny (tabuľka 2) a chemickú analýzu niektorých vyseparovaných minerálov (tabuľka 3).

Chemické zloženie hornín zo zóny hypergenézy

Tab. 2

	Zóna a	Zóna b	Zóna c	Zóna d _u	serpentinit nezvetralý
	Ha — 103	Ha' — 104	Ha — 120	Ka — 9	Hs — 38
SiO ₂	45,96	74,67	47,32	40,90	37,32
TiO ₂	—	—	—	0,018	0,01
Al ₂ O ₃	5,33	4,49	3,05	0,98	0,67
Fe ₂ O ₃	33,23	13,98	16,36	7,43	7,76
FeO	0,22	0,18	0,25	0,87	1,44
MnO	0,20	0,13	0,93	0,15	0,06
MgO	2,15	0,91	16,98	22,44	39,25
CaO	1,20	0,57	1,34	10,59	0,68
Na ₂ O	—	—	—	0,06	0,02
K ₂ O	—	—	—	0,05	0,07
P ₂ O ₅	—	—	—	0,029	0,006
NiO	0,43	0,10	2,34	0,255	0,26
CoO	0,013	0,006	0,023	0,038	0,014
Cr ₂ O ₃	0,78	0,64	0,78	0,424	0,36
H ₂ O (105 °C)	(6,49)	(1,59)	(8,23)	—	(1,00)
H ₂ O (350 °C)	—	—	—	5,28	3,20
str. žih.	6,71	4,02	8,88	12,30	9,97
Spolu	96,22	99,69	97,47	101,81	101,09

Ha-103 — Rozložený serpentinit. Vrt Hm-2, od 4,45 do 6,0 m.

Ha-104 — Silicifikovaný serpentinit. Vrt Hm-2, od 6,5 do 8,0 m.

Ha-120 — Rozložený serpentinit. Vrt Hm-4, od 6,0 do 7,0 m.

Ka-9 — Navetraný, čiastočne vylúhovaný serpentinit hnedozelenej a tmavozelenej farby. Vrt Hm-6, hĺbka 21,0 m.

Hs-38 — Masívny drobnozrnný serpentinit šedej farby. Vrt Hm-16, hĺbka 65,8 m.

a) Zóna rozložených produktov zvetrávania

Je obohatená minerálmi železa a najpremenlivejšia čo do mocnosti i čo do chemického zloženia. Deštrukcii podľahli nielen zvyšky pôvodných silikátov, ale aj serpentínové minerály. Horčík je skoro úplne vylúhovaný (0,33—2,96 % MgO),

zastúpenie SiO_2 sa pohybuje od 45,96 do 56,0 %. Podstatná časť kremeňa je viazaná v novovznikajúcich ílových mineráloch, vo forme opálu a chalcedónu v tejto zóne vystupuje pomerne zriedkavo. Železo okrem toho, že sa zúčastňuje na stavbe ílových minerálov, tvorí aj samostatné minerály — hematit, limonit, goetit, hydrogoetit. Obsah $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ kolíše od 17,45 do 41,55 %. Mocnosť tejto zóny sa v jednotlivých prieskumných dielach pohybuje od 2,0 do 9,0 m. V niektorých jej častiach bol zistený aj zvýšený obsah niklu (od 0,4 do 2,2 % NiO).

b) *Zóna úplne rozloženého, silicifikovaného serpentinitu*

Je vyvinutá pomerne nerovnomerne. Jej mocnosť kolíše od 2,0 do 8,0 m. Charakteristickým znakom produktov zvetrávania z tejto zóny je vysoký obsah SiO_2 (od 64,8 do 75,0 %). Kremeň tvorí kostrovité útvary, nepravidelné zhluky, hniezda a žilky pestrých farebných odtieňov. Obsah železa v pomere s prvou zónou je nižší — od 13,0 do 16,2 %, horčík je aj z tejto zóny prevažne vylúhovaný, jeho obsah nepresahuje 3,5 %. Obsah niklu je nízky, najmä v úsekoch s prevahou opálov a chalcedónu, kde dosahujú len 0,1 % NiO .

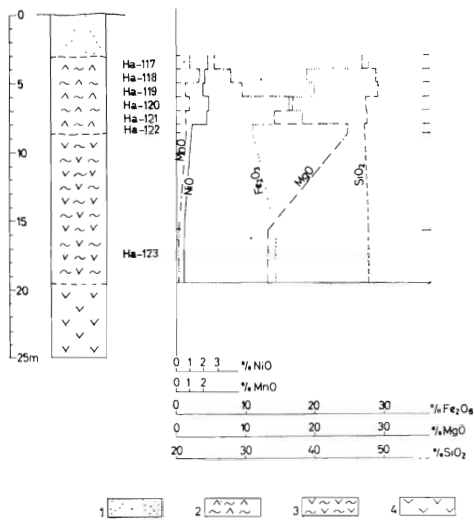
c) *Zóna rozloženého, zokrovaného serpentinitu*

Bola zistená len v niektorých prieskumných dielach s mocnosťou od 1,7 do 3,9 m. V tejto zóne zastúpenie rozložených produktov ustupuje v prospech kúskov a drobných úlomkov silne zvetraného serpentinitu. Obsah Fe_2O_3 sa pohybuje od 10,5 do 18,4 % a SiO_2 od 44,33 do 55,19 %. V porovnaní s prvými dvoma zónami sa postupne zvyšuje obsah MgO (14,0 až 29,5 %). V tejto zóne bola zistená najvyššia akumulácia niklu. Podľa výsledkov chemickej analýzy sa obsah NiO pohybuje od 1,1 do 2,3 %.

d) *Zóna vylúhovaného karbonatizovaného serpentinitu*

Hypergénne procesy tu pozvoľna vyznievajú. Serpentin je „šmuhovitý“, prevažne hnedej a hnedozelenej farby. Drobné pukliny sú vyplnené karbonátmi (magnetit, dolomit), zriedkavejšie aj kremíťmi hmotami (opál, chalcedón). Serpentinizovaná ultrabázická hornina pod touto zónou nie je podstatne zvetrávaním zasiahnutá. Lokálne sa však vyskytujú drobné, ale aj mocnejšie (maximálne 60 cm) karbonátové (magnetit, dolomit) a kremenné žilky.

Prierez kôrou zvetrávania z vrhu Hm-4 s grafickým vyjadrením obsahu NiO , MnO , Fe_2O_3 , MgO a SiO_2 je na obr. 3. Otázky väzby niklu na jednotlivé minerály v predbežne vyčlenených zónach sú v súčasnosti predmetom detailného štúdia. Podľa chemických a silikátových analýz a rozborov rozložených sypkých hmôt sa predpokladá, že sa nikel viaže na minerály zo skupiny montmo-



Obr. 3. Profil kôry zvetrávania vo vrte Hm-4. 1 — hľina, 2 — rozložený serpentinit, 3 — navetraný serpentinit, 4 — serpentinit. Fig. 3. Profile of weathering crust in borehole Hm — 4. 1 — Loam, 2 — Decomposed serpentinite, 3 — Weathered serpentinite, 4 — Serpentine.

rillonitu (montmorillonit, nontronit, saponit, beidellit), v menšom množstve aj na minerály železa (hydrogoetity, hematit, limonit) a spolu s kobaltom aj na sekundne Mn-minerály, ktoré sa vyskytujú v prvých troch zónach vo forme ľadvinkovitých útvarov a pseudožiliek (tabuľka 3).

Chemické zloženie žilnej výplne

Tab. 3

	Hs — 29	Hs — 6	Ha — 88	Ha — 89	Ha — 56 Hn — 101	Ha — 38	Ha — 14
SiO ₂	56,86	41,0	90,66	76,14	6,22	3,87	5,25
TiO ₂	0,03	0,12	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,92	8,87	0,29	0,40	1,02	—	—
Fe ₂ O ₃	2,95	2,29	1,57	1,32	28,34	0,68	0,72
FeO	0,20	—	0,20	0,06	st	0,15	0,14
MnO	st	0 22	0,02	6,80	39,30	—	—
MgO	27,05	25,35	1,63	0,82	0,30	45,89	25,07
CaO	1,01	2,94	0,56	1,12	0,85	0,90	25,17
Na ₂ O	0,01	st	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,07	0,02	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,008	0,035	—	—	—	—	—
NiO	0,20	0,10	0,05	0,53	1,46	—	—
CoO	0,04	—	0,003	0,134	1,19	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,02	0,15	1,39	—	—
H ₂ O (105 °C)	(10,00)	(8,84)	—	—	—	—	—
H ₂ O (350 °C)	2,14	0,86	—	—	—	—	—
str. žih.	6,08	18,74	—	—	—	47,94	43,24
Spoľu	98,60	100,57	95,00	87,47	80,07	99,43	99,59

Ha-29 — Výplň pukliny v serpentinite tvorená karbonátmi a minerálmi zo skupiny montmorillonitu. Vrt Hm-14, od 23,05 do 23,10 m.

Ha-6 — Dtto ako vzorka Hs-29. Vrt Hm-13, hĺbka 50,0 m.

Ha-88 — Erózna ryha cca 100 m východne od kóty 286,5 m. Chalcedón, opál a kremeň — výplň dutiny v silicifikovanom serpentinite.

Ha-89 — Dtto ako vzorka Ha-88. Chalcedón, opál a kremeň tmavomodrej a čiernej farby zo silicifikovaného serpentinitu.

Ha-56, Ha-101 — Sekundárny Mn-minerál. Vrt Hm-7, hĺbka 38,8 m.

Ha-38 — Žilka kryptokryštalického magnezitu v serpentinite. Vrt Hm-16, hĺbka 24,9 m.

Ha-14 — Dolomit vyplňujúci puklinu v serpentinite. Vrt Hm-13, od 56,9 do 57,0 m.

Záver

Pri procesoch hypergenézy v období od paleogénu (?) do konca miocénu sa na povrchu ultrabázického telesa pri Hodkovciach tvorila kôra zvetrávania. Podľa pomeru SiO₂ a Al₂O₃, ktorý je väčší ako 2, môžeme produkty zvetrávania označiť ako siality. Obsah niklu a kobaltu je zvýšený v najvrchnejšej zóne rozložených produktov (zóna a) a v zóne rozloženého zokrovaného serpentinitu (zóna c). Chemické analýzy potvrdili obsah NiO v rozmedzí od 0,4 do 2,3 %.

Predpokladáme, že detailné štúdium minerálneho zloženia predbežne vyčlenených zón kôry zvetrávania pomôže objasniť geologický vývoj doteraz pomerne slabopreskúmaného územia. Praktické posúdenie nálezov z hľadiska možností

existencie ložiskových akumulácií niklových rúd silikátového typu bude možné až po ukončení ďalších prieskumných diel.

Doručené 16. I. 1973
Odporučil: Dušan Hovorka

Geologický prieskum, n. p.
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

- BÁRTA, R. 1965: Gemer — serpentinity. Geofyzikálny prieskum za rok 1963 a 1964. Manuskript — Geofond, Bratislava, 29 str.
- BÁRTA, R., et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — Geofond Bratislava.
- CAMBEL, B. 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. Geol. sbor. Slov. akad. vied (Bratislava) 2, s. 91—105.
- ČINČURA, J. 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliefu slovenských Západných Karpát v neogéne. Geograf. čas. (Martin) 22, 2.
- FILÓ, M. 1968: Magnetický prieskum v oblasti Moldava n. Bodvou — Komárovce, Ročná správa 1966. Manuskript — Geofond, Bratislava, 18 str.
- HOVORKA, D.—ROJKOVIČ, I. 1971: Správa o petrografickom, mineralogickom a geochemickom výskume ultrabázického telesa pri Hodkovciach. Manuskript—Geofond, Bratislava, 279 str.
- HOVORKA, D.—ROJKOVIČ, I.—ZLOCHA, J. (v tlači): Hypergeneously altered ultrabasic rocks-body near Hodkovce (East Slovakia—West Carpathians). X. Congr. CBGA, Rpts. Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1959: Stratigrafia, tektonika a paleografia neogénu východného Slovenska. Geol. práce, zoš. 52 (Bratislava), s. 73—85.
- JANÁČEK, J. 1967: Poznámky k stratigrafii a paleografii miocénu a pliocénu Košickej kotliny. Geol. práce, Zpr. 41 (Bratislava), s. 107—117.
- KANTOR, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. 6, (Bratislava) 5, 3—33.
- KOČIŠČÁKOVÁ, E. 1954: Príčiny serpentinizácie niektorých ultrabázických masívčekov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Spr. 1 (Bratislava), s. 63—65.
- PLANDEROVÁ, E. 1962: Poznámky k vývoju flóry a ku klimatickým zmenám v neogéne na Slovensku. Geol. práce, zoš. 53 (Bratislava), s. 147—157.
- SNOPKO, L.—VAS, D.—CHMELÍK, J. 1966: Dielčia záverečná správa štruktúrneho vrtu Ko-1. Manuskript—Geofond, Bratislava, 70 s.
- ZLOCHA, J. 1970: Záverečná správa a výpočet zásob, Slovensko — azbest. Manuskript — Geofond, Bratislava, 284 s.
- ZLOCHA, J. 1972: Záverečná správa Hodkovce — magnezit. Manuskript — Gefondo, Bratislava 114 s.

Nickel-bearing weathering products on an ultrabasic body near Hodkovce in eastern Slovakia

JOZEF ZLOCHA

Exploration works carried out in the last years in the north-western part of the Košická kotlina Basin have established that the ultrabasic rocks are spread et an area about 100 km². In the area of Hodkovce the body is cropping out or covered only with Quaternary sediments 1—10 m thick. At the northern, northeastern and western margin of the body thickness of overlying Quaternary (loam, gravels, clays) and Tertiary sediments (clays, sands, gravels) increases to 20 to 50 m. Toward the south thickness of Neogene sediments and pyroclastic rocks gradually increases to several hundreds of metres. In the Komárov depression the ultrabasic body was encountered by the borhole Ko—1 at depth 943,0 m. (L. Snopko et al. 1966). In the area from Paňovce to Čečejevce and Mokrance a distinct elevation of the ultrabasic body with position down to 100 m deep at a surface around 15 km² is being supposed according to the shape of isonomalies and their gradient.

The original ultrabasic rocks (peridotites-lherzolites-harzurgites and dunites) probably Lower Triassic in age were transformed into serpentinites with long-lasting and several-phase processes (Lower Triassic to Cretaceous?) by action of hydrothermal solutions.

In the time from the Paleogene (?) to the end of the Pliocene a weathering crust was forming at the surface of the serpentinized ultrabasic body under favourable climatic conditions — alternation of hot, tropical, subtropical, humid, arid, warm and later cooler periods (E. PLANDEROVÁ—1962 J. ČINČURA — 1970). The weathering products were locally decomposed and washed off by superficial streams and erosion activity of the lake and its embayments.

According to the up to present exploration results, in the sense of the classification of I. I. GINSBURG (1961), we consider the weathering crust as planar. The preliminary results of the study of weathering products have made possible to distinguish the following zones:

Zone of decomposed weathering products, enriched in iron minerals. Its thickness attains 2.0 to 9.0 m in the individual exploratory workings. The contents of nickel (NiO) vary from 0.4 to 2.2 %.

Zone of completely silicified serpentinite, unevenly developed. Nickel contents are low, in parts with predominating opals and chalcedony not exceeding 0.1 %.

Zone of decomposed ochrified serpentinite found only in places, thickness from 1.7 to 3.9 m.

The highest nickel contents have been established there — from 1.1 to 2.3 % NiO.

Zone of leached, carbonatized serpentinite, characterized by gradual fading out of hypogene processes and the occurrence of magnesite and dolomite veinlets.

We suppose that nickel mineralization is bound mainly to minerals of the montmorillonite group (montmorillonite, nontronite, saponite, beidellite), in smaller amounts also to iron minerals (hydrogoethite, haematite, limonite) and manganese minerals.

At present the practical importance of the occurrence of nickel mineralization is being solved by further exploratory workings.

Transverzálna zóna polarizovateľných geologických objektov v Považskom Inovci a jej ložisková perspektíva

(8 obr. v texte)

STANISLAV POLÁK*—ĽUDOVÍT KUCHARIČ**

La zone transversale des gisements géologiques polarisables dans le Považský Inovec et sa perspective de gisements

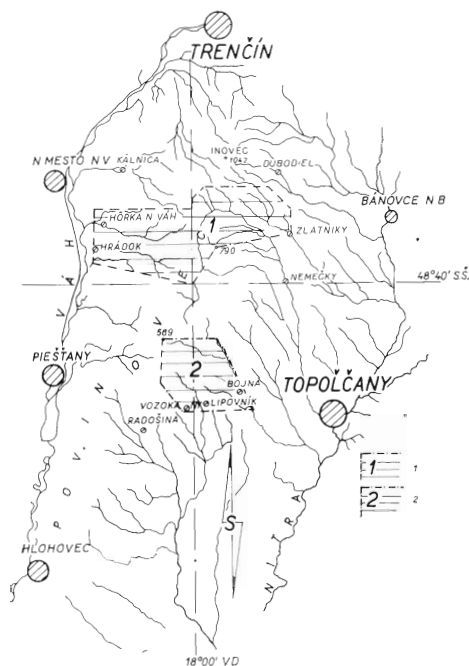
Par les mesures géophysiques discontinues d'orientation effectuées dans les roches cristallines de Považský Inovec en 1972 on avait détecté et distingué en traits généraux une zone transversale des gisements (polarisables inconnus entre le village de Hôrka n. Váhom et de Zlatníky) qui, mis en confrontation avec les indications actuelles de minerai, montrent sur l'existence des gisements de minerai inconnus dans les filons du lieu. De résultats analogues sont signalés aussi par les travaux effectués simultanément dans la région de Vozokany — Bojná. Ainsi on avait documenté la contribution lucrative des méthodes géophysiques de recherche dans l'ensemble des travaux d'investigation.

Úvod

V rámci praktického overovania určitých technicko-rozvojových ideí všeobecného geofyzikálneho vyhľadávania ložiskových objektov sa v nedávnej dobe urobilo v dvoch oblastiach kryštalinika Považského Inovca niekoľko nespojitých geofyzikálnych profilov a voľne dislokovaných bodov s krížnym meraním gradientov prirodzeného geoelektrického poľa a vyzvanej polarizácie. Práce boli orientované do okolia tunajších telies a polôh amfibolitov, keďže sa táto geologická pozícia ukazovala ako najnádejnejšia z hľadiska možnej existencie jednak syngenetických submarínne-exhalačných sulfidických impregnácií, komagmatických s bazickým vulkanizmom, jednak epigenetických zrudnení súvisiacich s krížením niektorých amfibolitových telies so všeobecnou tektonickou štruktúrou kryštalických bridlíc, ako sa to javilo z existujúcich geologických máp. Už v prvých počiatočných prácach sa ukázalo, že táto voľba bola správna; tesne pri severozápadnom až severnom okraji amfibolitových telies bola zistená široká zóna s výraznou indukovanou polarizovateľnosťou, ktorú sa postupne podarilo presledovať v transversálnom smere z oblasti západných svahov Považského Inovca (z okolia obcí Hrádok a Hôrka n. Váhom) až po terciér — kvartér na východnom úbočí pohoria pri Nemečkách

*RUNDr. Stanislav POLÁK, Geologický prieskum Spišská Nová Ves, Geologické stredisko, 812 00 Bratislava—Prievoz

**Ľudovít KUCHARIČ, Geofyzika n. p., 812 00 Bratislava, Strojnícka 21



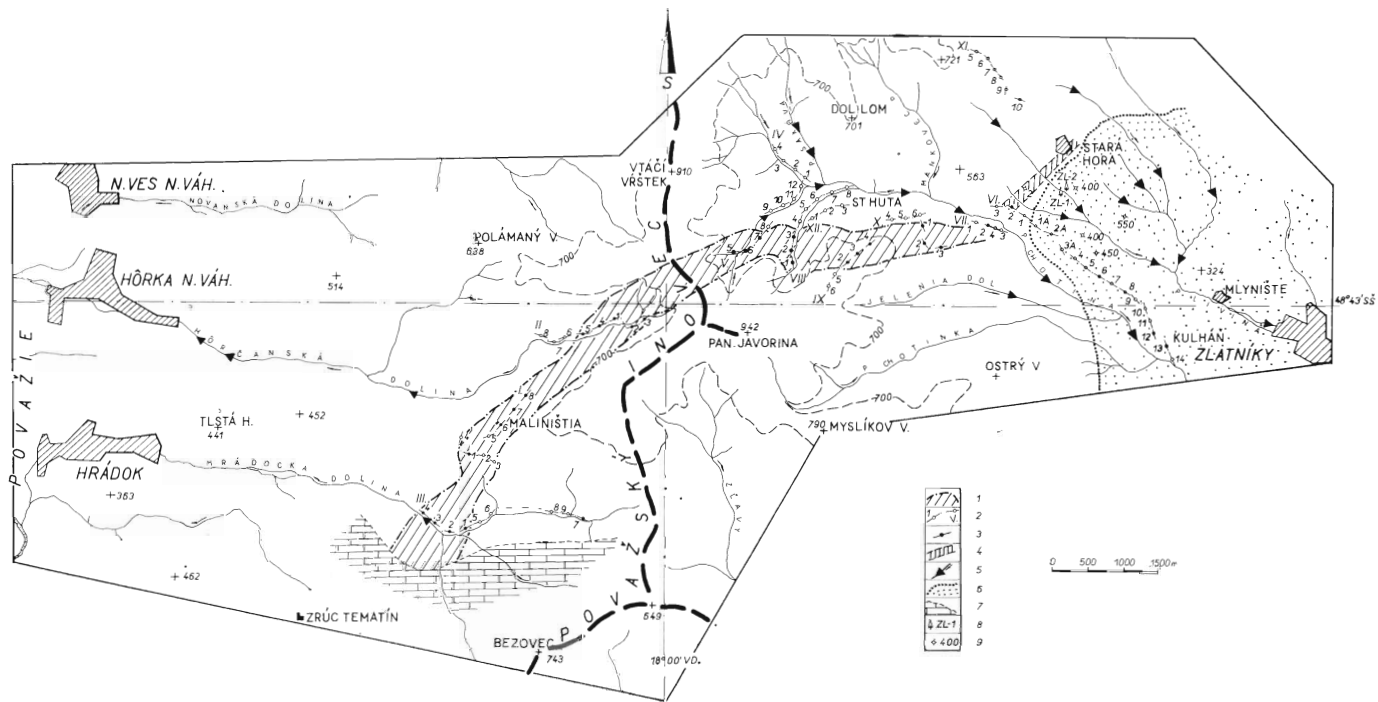
Obr. 1. Prehľad oblastí s polarizovateľnými objektmi v Považskom Inovci. 1 — terén transversálnej zóny polarizovateľných objektov, 2 — terén Vozokany—Bojná.

Fig. 1. Survey of areas with polarizable objects in the Považský Inovec Mts. 1 — area of the transversal zone of polarizable objects, 2 — area Vozokany—Bojná.

Použitá geofyzikálne idey

Pri experimentálnom všeobecnom vyhľadávaní a detektovaní ložiskových objektov sa vychádzalo z predpokladu, že prevažná väčšina rudných ložiskových objektov v oblasti Západných Karpát má sulfudický charakter, alebo je sprevádzaná aureolou primárnych sulfidov a je priamo prepojená s povrchom či už vlastnou výplňou alebo sprievodnými prejavmi mineralizácie (teda prakticky zakryté a eventuálne nehlboko ležiace skryté ložiskové objekty). Evolúcia exploatacie súčasne usmerňuje celé vyhľadávanie na ložiskové objekty vhodné na masovú axploataciu (teda objekty väčšej mocnosti, prípadne izometrických alebo lentikulárnych tvarov) alebo mimoriadne bohaté plošné objekty značného smerného alebo hĺbkového dosahu (napr. niektoré žilné útvary a pod.). Tejto tendencii bola podriadená aj voľba geofyzikálnych metód a úprava dislokácie merných stanovnísk. Chorda väčšiny geofyzikálnych anomálií je totiž úmerná jednak priamo horizontálnej mocnosti detektovaných objektov, jednak ich hĺbke uloženia pod povrchom a v prípade používaných metód i uhlu medzi sledovanými objektmi a líniou merania. Na druhej

a Zlatníkoch. Táto transversálna polarizovateľná zóna najmä vo svojej západnej časti nápadne koinciduje s pruhom fylonitov, dokumentovaným geologickým mapovaním J. KAMENICKÉHO (1955—1958) na rozhraní južnejšej migmatitovej a severnejšej svorovej zóny tunajšieho kryštalinika. Vlastný charakter polarizovateľných geologických objektov v súčasnosti nie je známy, ale s odvolaním sa na staršie poznatky jedného z autorov z oblasti Zlatník (S. POLÁK 1968, 1969, 1971) možno tejto zóne pripísať nielen výrazné štrukturálne postavenie v stavbe kryštalinika, ale i značné perspektívy z hľadiska akumulácie rudných surovín, ktoré sú v ďalšom konfrontované z hľadiska geofyzikálno-interpretačného a metalogenetického. Pre úplnosť a ako nepriamy dôkazný materiál sa čiastočne použili výsledky obdobných prác z oblasti Vozokany—Bojná, ktorá má analogickú geologickú štruktúru (obr. 1).



Obr. 2. Priebek transversálnej zóny polarizovateľných objektov medzi Hôrkou n/Váh a Zlatníkmi. 1 — interpretovaný priebek polarizovateľnej zóny s polarizovateľnosťou nad 4 %, 2 — priebek nespojitých geofyzikálnych profilov, ich označenie a body profilu, 3 — body profilu s polarizovateľnosťou nad 4 %, 4 — polarizovateľná zóna „Stará hora“ z meraní V. VYBÍRALA (1971), 5 — recentný znos zlatiniek v alúviách potokov z oblasti kryštalinika, 6 — hranica rozšírenia zlatníckých zlatonosných rozsypov (pliocén?), 7 — približný priebek okraja mezozoika v Hrádckej doline, 8 — šťari priekšumný vrt a jeho označenie, 9 — staršie VES-sondy s interpretovanou hĺbkou podložia v metroch.

Fig. 2. Course of the transversal zone of polarizable objects between Hôrka n/Váhom and Zlatníky. 1 — Interpreted course of the polarizable zone with polarizability more than 4 %, 2 — course of discontinuous geophysical profiles, their designation and points of profile, 3 — points of profile with polarizability more than 4 %, 4 — polarizable zone „Stará hora“ from the measurements of V. VYBÍRAL (1971), 5 — recent carrying down of gold particles in alluvia of brooks from the crystalline area, 6 — boundary of extension of the Zlatníky gold-bearing aluvial deposits of ore (Pliocene?), 7 — approximate course of the margin of the Mezozoic in the Hrádcká dolina Valley, 8 — older prospect hole and its designation, 9 — older VES-pits with interpreted depth of basement in metres.

strane na takéto orientačné vyhľadávanie plne postačuje určiť iba generálny priebeh toho-ktorého poľa pomocou gradientov príslušnej funkcie. Z týchto dôvodov boli experimentálne použité nespojité geofyzikálne profily (v oblasti transverzálnej polarizovateľnej zóny), resp. bodové krížne merania poľa (v oblasti Vozokany—Bojná). Detailná úprava merných podmienok je zachytená priamo v obrázkoch.

Výber použitých geofyzikálnych metód bol orientovaný na sulfidický charakter vyhľadávaných objektov. Použili sa merania spontánnej polarizácie a vyzvanej polarizácie a s ňou súvisiace odporové merania. Vzhľadom na nutnosť získať rýchlo obraz o značnej ploche bola dislokácia merných bodov prispôbená komunikačnej sieti (údolia s výraznou akumuláciou delúvií alebo alúvií boli, pochopiteľne, z dôvodov korelácie výsledkov vynechané), takže celkový počet meraných bodov na 1 km² dosahoval okolo 8—15. Pri nespojitých profilových meraniach vzájomná vzdialenosť bodov bola 200 m, čo vyplynulo z racionalizácie vlastných meraní predanú geometriu elektród.

Transverzálna polarizovateľná zóna Hrádok—Zlatníky

Ako vidno z obr. 2, transverzálna polarizovateľná zóna bola sledovaná smerom na západ až juhozápad až po hranicu kryštalinika s inoveckou sériou obalovej jednotky mezozoika v Hrádockej doline (v okolí kopaníc Horniak a Šteiner), resp. po tunajšiu krížňanskú jednotku. V podloží mohutného amfibolitového telesaj ktoré predstavujú metamorfované deriváty diabázového vulkanizmu submarínne, povahy (J. KAMENICKÝ 1962), je teraz známa si 600—800 m široká polarizovateľná zóna, ktorej vyznenie smerom na Z nie je zatiaľ vymedzené. Lokálne prudké zmeny polarizovateľnosti na niektorých bodoch zjavne ukazujú, že ide o integrovaný efekt komplexu polarizovateľných telies nemajúcich (okrem výnimiek) výraznú spontánnu polarizáciu, ktorá si v ďalšom vyžiada detailné dešifrovanie. Smerom do amfibolitového telesa nastáva rýchly pokles polarizovateľnosti pri zhruba rovnakých odporových pomeroch. Orientačné merania v nadloží amfibolitov dali na bode 7/III výraznú anomáliu polarizovateľnosti lokálneho charakteru zhruba v analogických odporových pomeroch s rýchlym poklesom do normálneho poľa v laterálnom smere. Výsledky regionálneho šľichovania potoka Hrádockej doliny (S. POLÁK 1971) ukazujú iba na bežný zmesný typ minerálnej asociácie zo znosovej oblasti: kryštalické bridlice — amfibolity — mezozoikum. V mieste polarizovateľnej zóny bolo v šľichu zistené zlato. Práve tento nález do určitej miery zaväzuje pozastaviť sa nad archívnu správu z roku 1787 (HKg 1787), v ktorej viedenský archivár von Baumberg na základe starších dokladov viedenskej dvorskej komory dokumentuje existenciu „výnosného zlatého baníctva dávnych čias z okolia Tematína“. Hoci sa autorom doteraz nepodarilo zistiť presné miesto a žiadne bližšie údaje na potvrdenie pravdivosti tohto záznamu, možno ho s určitou rezervou považovať za druhý signál existencie neznámeho zrudnenia v tejto oblasti, pravda, keď nepripustíme možnosť lokalizovať takúto exploatačnú činnosť do bližšieho okolia hradu Tematín, ležiaceho už v oblasti chočskej jednotky. Pre úplnosť treba uviesť, že asi 2 km východne od pozície transverzálnej zóny v Hrádockej doline boli zistené malé pozostatky starých kutacích prác tesne pod centrálnym chrbtom Považského Inovca v oblasti triasových kremencov bez stôp po existencii mineralizačných prejavov. Nemožno sa preto ani pozastaviť nad návrhom J. Lilla z r. 1788 (HKg 1788), ktorý s odvolaním sa na správu von Baumberga odporúčal intenzívne preskúmať celé okolie vrchu Tematín (v nem. origináli „Demetvin“).

Výrazné severovýchodné pokračovanie transverzálnej polarizovateľnej zóny sa objavuje i v Hôrčanskej doline (asi 2 km na SV), kde okolo centrálneho bodu II/4 postupne vyznieva smerom na východ a západ (body II/7 a II/8 už prekryté permom). Geologická pozícia je tu zhruba rovnaká, avšak odporove je zjavná koincidencia jeho minima s maximom η_z . Ryžovaním potoka Hôrčanskej doliny sa taktiež podarilo získať zlato na viacerých miestach, najmä v zóne sledovanej tesne pod jej východom, ale i nad vlastnou obcou Hôrka n/Váhom, takže nemožno tu jednoznačne vylúčiť možnosť uvoľňovania zlata deponovaného alebo primárne existujúceho v horninách permu. Podobne ako v predchádzajúcom prípade a medziprofile okolo poľovníckej chaty Malinišťa prevažná väčšina anomálnych hodnôt pola V_P spadá do oblasti fylonitov a svorov. V prípade bodu II/4 je pozorovateľný aj výraznejší gradient SP (+20 mV/30 m).

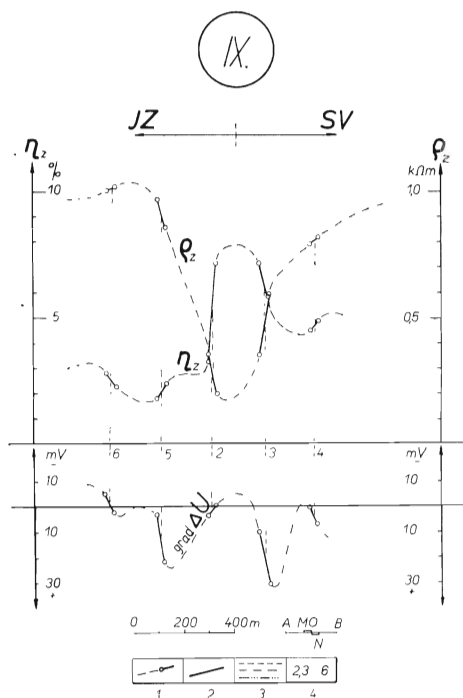
Doteraz zistené pokračovanie polarizovateľnej transverzálnej zóny na druhej strane pohoria spadá do oblasti medzi kótu Panská Javorina (943 m) a povodie potoka Chotina, zasahujúce hlboko pod chrbát Považského Inovca.

Jedným z najideálnejších príkladov charakteru geofyzikálnych poznatkov z tejto časti transverzálnej zóny je nespojitý geofyzikálny profil IX, vedený zhruba v smere JZ—SV po ostrohe kóty Panská Javorina (943 m) na východnej strane Považského Inovca. Prudký vzrast polarizovateľnosti na bode 2 v smere na SV (z 3,8 na 7,2 %), sprevádzaný analogickým poklesom zdanlivého spec. odporu (pozri obr. 3), ukazoval sa ako temer nereálny. Detailné merné segmenty charakteru stredového gradientu (pozri obr. 4) plne potvrdili oprávnenosť zmien zdanlivej polarizácie práve v týchto miestach na základe veľkých gradientov. Grad ΔU_{SP} súčasne tu ukazuje na vrchol krivky SP. V ďalšom pokračovaní polarizovateľnej zóny smerom na SV sa polarizovateľnosť s určitými toleranciami udržiava nad hodnotou 4 %, avšak odporove sa pomery vyrovnávajú. Z uvedeného by bolo možné dedukovať, že polarizovateľná zóna medzi bodmi 5 a 2 je ostro diferencovaná, je tvorená alebo sprevádzaná dynamometamorfovanou zónou s náznakmi bohatšieho sulfidického zrudnenia, alebo prítomnosťou grafitických mylonitov.

Ukončenie polarizovateľnej zóny v smere na SV treba vidieť až na bodoch ďalšieho profilu X (body 1 a 2). Pravá horizontálna šírka polarizovateľnej zóny medzi profilmi IX a X dosahuje teda okolo 500 m.

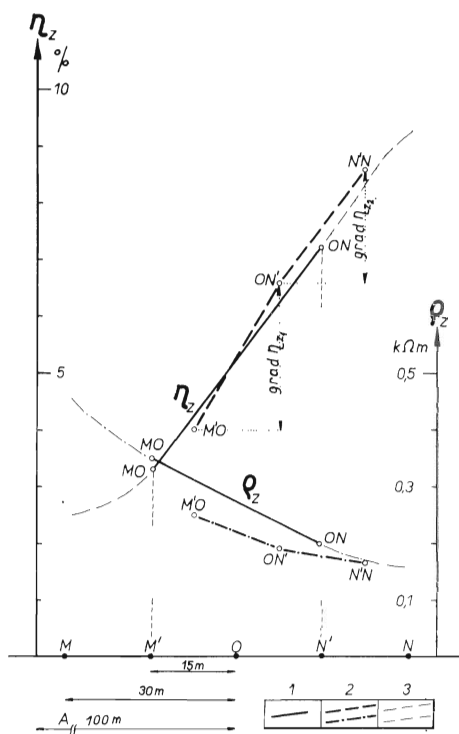
Koincidencia s regionálnou zónou fylonitov na západnom a východnom úpätí pohoria je veľmi nápadná až po vlastnú dolinu potoka Chotina. Žiaľ, ďalšie východné pokračovanie je už zastreté skrývkou mladých sedimentov (pliocén?) s výraznou zlatonosnosťou štrkových polôh, známou z orientačných prieskumných prác v okolí obce Zlatníky (S. POLÁK 1971), ktorých mocnosť podľa výsledkov V. VYBÍRALA (1971) smerom na severovýchod skokovite narastá na 400 m v údolí potoka Livina. Ako však uvedený autor upozornil, odporove sa sedimenty nápadne približujú hodnotám zisteným na hydrotermálne rozloženej zóne Stará Hora (60—80 ohm m). V prospech takéhoto výkladu svedčia aj výsledky vrtanej sondy Z1-1 a Z1-2 v alúviu potoka Livina na uvedených miestach, kde tesne pod alúviom boli zistené úplne hydrotermálne rozložené horniny s výraznou pyritizáciou. V drvine z týchto sond bol zistený miestami aj nápadný podiel barytu a karbonátu typu ankeritu. Pyrit z tejto zóny je výrazne zlatonosný, takže predpoklad, ktorý v nej videl zdroj (alebo jeden zo zdrojov) tunajšieho rozsypového zlata, bol oprávnený.

Na severozápadnom styku sedimentov pliocénu (?) s kryštalinikom bola už skoršie vyčlenená výrazná úzka zóna polarizovateľných hornín (η_z max. 16 %) s nízkym odporom (do 100 Ω m), ktorá bola sledovaná orientačnými profilmi v smere



Obr. 3. Rozvinutý nespojitý geofyzikálny profil IX po hrebeni KV kóty Panská Javorina (942 m). 1 — bod zápisu v strede merného dipólu, 2 — meraná časť krivky, 3 — interpretovaná časť krivky, 4 — označenie bodov merania, ρ_z — krivka zdánlivého špecifického odporu, η_z — krivka zdánlivej vyzvanej polarizovateľnosti, $\text{grad } \Delta U$ — krivka gradientu prirodzeného elektrického poľa.

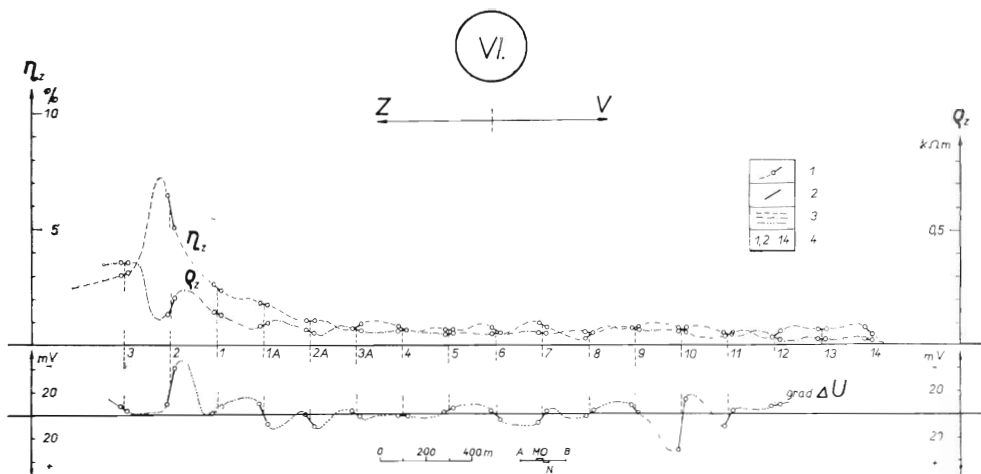
Fig. 3. Developed discontinuous geophysical profile no IX at the ridge of NE elev. point Panská Javorina (942 m). 1 — record point in the middle of the measuring dipole, 2 — measured part of the curve, 3 — interpreted part of the curve, 4 — designation of measurement points, ρ_z — curve of apparent specific resistivity, η_z — curve of apparent induced polarizability, $\text{grad } \Delta U$ — curve of the gradient of natural electric field.



Obr. 4. Výsledky detailného merania stredovým gradientom okolo bodu IX/2. 1 — meraná krivka s usporiadaním A70D30030N70B, 2 — meraná krivka (stredový gradient) pre merný dipól 15 m, 3 — interpretovaná časť krivky, η_z — krivka zdánlivej vyzvanej polarizovateľnosti, ρ_z — krivka zdánlivého špecifického odporu.

Fig. 4. Results of detailed measurement through the centricgradient around point IX/2. 1 — Measured curve with arrangement A70M300-30N70B, 2 — measured curve (centricgradient) for the measuring dipole 15 m, 3 — interpreted part of the curve, η_z — curve of apparent induced polarizability, ρ_z — curve of a-rent specific resistivity.

na SV až do oblasti asi 1 km za samotnú Starú Horu. Na tejto periférii bol v mieste anomálie zistený malý odkryv mylonitizovanej, grafitom sfarbenej kremitej horniny, ktorej laboratórne zistená polarizovateľnosť bola však pod 2 %. Uvedené hodnoty zrejme nasvedčujú, že by inkriminovaná hornina bola zdrojom anomálií vyzvanej



Obr. 5. Rozvinutý nespojitý geofyzikálny profil VI po hrebeni Kulháň až do údolia potoka Chotina. η_z — krivka zdanl. vyzv. polarizácie, ρ_z — krivka zdanl. špec. odporu, 1 — bod zápisu v strede merného dipólu, 2 — meraná časť krivky, 3 — interpretovaná časť krivky, 4 — označenie bodov merania.

Fig. 5. Developed discontinuous geophysical profile no VI at the ridge Kulháň to the valley of the brook Chotina. η_z — curve of apparent induced polarization, ρ_z — curve of apparent specific resistivity, 1 — record point in the middle of the measuring dipole, 2 — measured part of the curve, 3 — interpreted part of the curve, 4 — designation of measurement points.

polarizácie (V. VYBÍRAL 1971). Náznaky vystupovania silne hydrotermálne rozloženej horniny so sulfidickou disperziou boli jedným z autorov zistené uprostred zóny sedimentov pliocénu (?) asi 1 km juhovýchodne od samoty Stará Hora (S. POLÁK 1971).

Nespojitý geofyzikálny profil VI, vedený po hrebeni Kulháň až do údolia potoka Chotina (obr. 5), dokumentuje charakter anomálnej línie Stará Hora (V. VYBÍRAL 1971) na rozhraní kryštalinika a terciérnych (pliocén?) zlatonosných sedimentov v okolí Zlatníka (na východ od bodu 1). Charakter polarizovateľnosti anomálnej časti profilu (v okolí bodu 2) je zjavne iný ako vo vlastnej transverzálnej zóne a tá asi nebude predstavovať jej vlastné pokračovanie na východ. Ide vcelku o úzku líniu, paralelnú s transverzálnou zónou alebo jej virgujúcu periférnu časť. Vlastné pokračovanie transverzálnej zóny, pokiaľ zasahuje cez uvedený profil, je už kamuflované nízkopolarizovateľnými sedimentmi (zdanlivá polarizovateľnosť pod 1 % pri zdanlivom špecifickom odpore okolo 50 Ω m).

Z uvedeného možno dedukovať, že zóna polarizovateľných objektov pokračuje i na východ od potoka Chotina, ale je krytá pestrou sériou tunajších zlatonosných sedimentov a možno práve tu dosahuje oveľa väčšie plošné rozšírenie ako v západnejších územiach a výraznejší charakter hydrotermálnej alterácie so sulfidickou disperziou. Žiaľ, ani v tejto zlatníckej zlatonosnej oblasti sa nepodarilo bez príslušných technických prác zistiť kauzálnu závislosť zlatonosných rozsyvov na tejto zóne, i keď ich spojitost a vzájomná pozícia hovorí v prospech tejto idey. Zlatonosné štrkové polohy sú tu nesporne splaveninou z kôry zvetrávania mohutného areálu

s hydrotermálnym zrudnením, kde zlato ako jediný rezistentný minerál nepodľahlo intenzívnemu chemickému rozkladu v semihumídnych podmienkach a bolo schopné redeponovať sa pri transporte z miesta primárneho zdroja. Naproti tomu baryty a ankerity sú známe iba v drvine z hydrotermálnej zóny.

Vlastná petrograficko-mineralogická náplň polarizovateľných objektov vo fytonitovej zóne severne a severozápadne od kóty Panská Javorina (943) nie je známa. V nezriedkavých prípadoch bolo však konštatované zasahovanie okrajov anomálnych zón polarizovateľnosti priamo medzi nesúvislé skalné východy tunajších svorov, ktoré celkom určite možno považovať za polarizovateľné iba po úroveň cca 2 %, o čom svedčí celý rad príkladov (napr. profil IV, spodné časti profilu V a pod.). Tieto skutočnosti možno vysvetliť jednak čiastočnou prítomnosťou polarizovateľných objektov v rozstupe sytných elektród AB = 200 m smerom k vlastnej polarizovateľnej zóne, napriek tomu, že merný dipól MN sa už pohybuje v negatívnej oblasti.

Vzhľadom na použitú metódu všeobecného geofyzikálneho vyhľadávania nespojitými, voľne dislokovanými profilmi je pre detailnú geofyzikálnu analýzu vlastného charakteru náplne tejto zóny málo podkladov a je zrejme, že táto úloha náleží do vyššej podetapy. Už teraz však možno podať niektoré poznatky, ktoré čiastočne dávajú niektoré záchytné body pre nadväznú geologicko-prieskumnú riešenie problematiky:

- polarizovateľná zóna zrejme nie je fyzikálne (a ani petrograficko-mineralogicky) homogénna — nejde teda o spojité teleso, ale skôr o celú sériu polarizovateľných objektov,

- prevažná časť týchto objektov má charakter neekvipotenciálnych objektov (impregnačných a žilnikovitých zón),

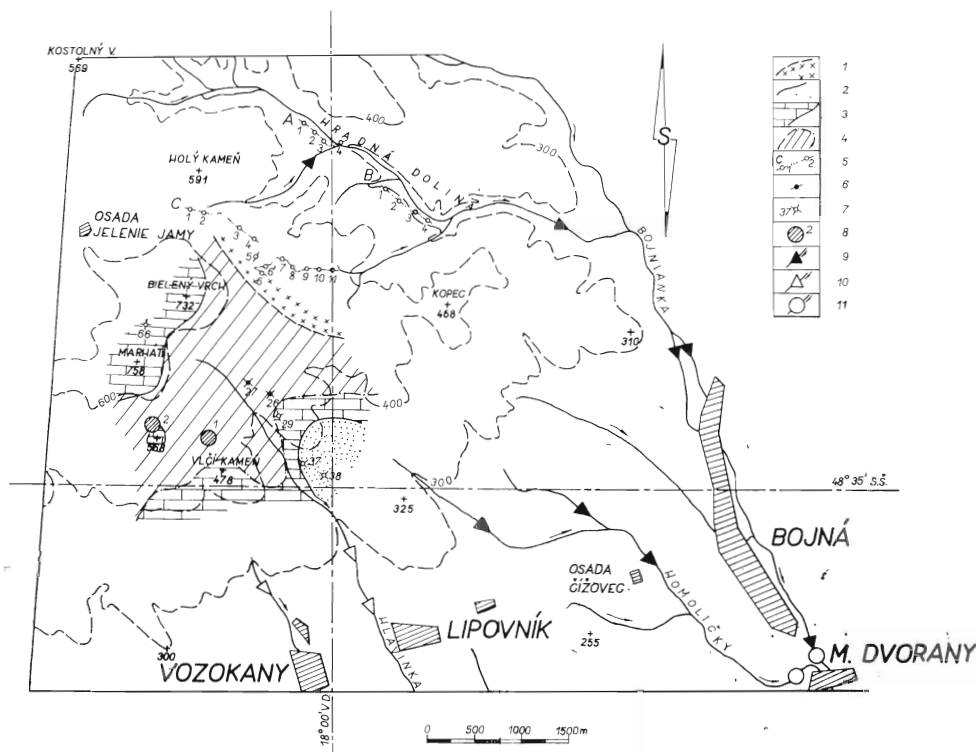
- polarizovateľné objekty sú sprevádzané alebo tvorené často prostredím so zvýšenou vodivosťou (drvené, mylonitizované alebo silne zbridlčené zóny) a lokálne i s náznakmi prirodzenej polarizácie.

Ak korelujeme priebeh polarizovateľnej zóny zo súčasným reliéfom, vidno určité cenné zákonitosti: zóna sleduje alebo formuje (?) do značnej miery erozívne depresie. I keď priamo v ich osi nevystupuje, predsa možno predpokladať, že dala podnet k ich vytvoreniu. Najlepším dokladom je tu azda ohyb erozívnej trasy potoka Chotina z pôvodného smeru SZ—JV do smeru Z—V a na druhej strane i priebeh Hôrčanskej doliny v úseku okolo poľovníckej chaty Malinišťa. Prechod zóny cez centrálny chrbát Považského Inovca je taktiež dokumentovaný relatívnou depresiou cca 80—160 m medzikótou Vtáčí vrštek a Panská Javorina (meranie pre obťažnosť prístupu sa tu predbežne nerobilo).

Analogické a doplnujúce poznatky z oblasti Vozokany—Bojná

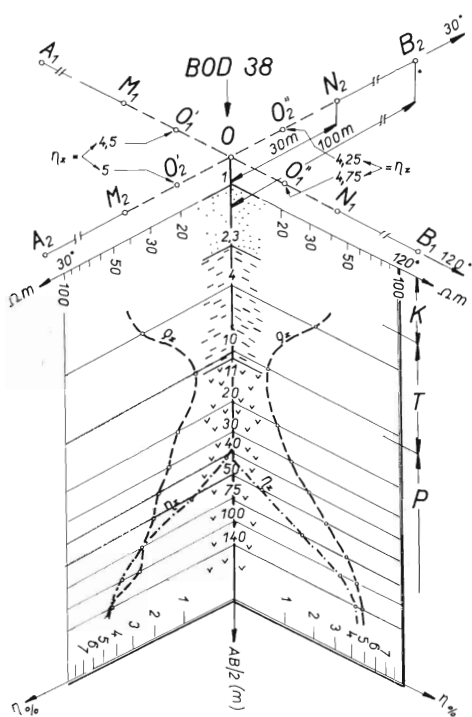
Ako už bolo naznačené, pre správnu geologickú interpretáciu polarizovateľnej transversálnej zóny Považského Inovca sú cenné i poznatky z oblasti meraní severne od obce Vozokany—Bojná na juhovýchodnom úbočí kót Marhát (758 m) a Bielený vrch (732 m). Široká zóna zvýšenej polarizovateľnosti (pozri obr. 6) ide tu temer od vrcholkov uvedených kót, tvorených taktiež inoveckou sériou obalového mezozoika a smerom na JV sa končí na pruhu triasových kremencov, ale bola ako nóvum zistená i ďalej pod terciér-kvartérnou výplňou Nitrianskej tabule (sic!) smerom k obci Lipovník. Reálnosť týchto zistení bola overená niekoľkými mera-

niami v úprave vertikálnej sondáže (VES). Vidno to najlepšie napr. na bode 38 (pozri obr. 7), kde krížnym meraním zistená polarizovateľnosť dosahovala 4,25 až 5 %. Z interpretácie VES vidno pod kvartérnou skrávkou (do 2,3 m) polohu ílovitých sedimentov (terciér?) a od 11 m neznáme podložie s polarizovateľnosťou rastúcou prudko do hĺbky 50 až 100 m po hodnoty, ktoré zodpovedajú krížnym meraniam na uvedenom bode. Z doterajších meraní možno predpokladať, že v podložných horninách tu pokrývajú polarizovateľné objekty, analogické objektom z vlastnej polarizovateľnej zóny Vozokany—Bojná. Krivky meraní VES v kolmých



Obr. 6. Polarizovateľná zóna v oblasti Vozokany—Bojná na úpäti Marhátu (kóta 758). 1 — žulový masív Bojná (približná hranica), 2 — okraj terciéru, 3 — mezozoikum (obal. jednotka), 4 — oblasť kryštalinika s polarizovateľnými objektmi, 5 — nespojité geofyzikálne profily, ich označenie a body profilu, 6 — v texte citované voľne rozmiestnené body s krížovým meraním, 7 — bod s krížovým meraním v úprave VES, 8 — terény starých prieskumných prác, 9 — transportné cesty zlatínok v alúviu potokov, 10 — výskyt barytu v šliochoch z potokov (tiež makroúlomky), 11 — výskyt rumelky v šliochoch z alúvií potokov.

Fig. 6. Polarizable zone in the area Vozokany—Bojná at the foothill of the Marhát (elev. point 758). 1 — Bojná granite massif (approximate boundary), 2 — margin of the Tertiary, 3 — Mesozoic (Envelope unit), 4 — area of the crystalline with polarizable objects, 5 — discontinuous geophysical profiles, their designation and points of profile, 6 — freely distributed points with cross measurement quoted in the text, 7 — point with cross measurement in VES adjustment, 8 — areas of old exploratory works, 9 — ways of transport of gold particles in the alluvium of brooks, 10 — occurrences of baryte in schlichs from brooks (also macrofragments), 11 — occurrence of cinnabar in schlichs from alluvia of brooks.



Obr. 7. Schematické zobrazenie geofyzikálnych výsledkov a geologickej interpretácie na bode 38 v oblasti Vozokany—Bojná. $A_1M_1OO'_1B_1$ — $A_1OO''_1N_1B_1$ a $A_2M_2O'_2OB_2$ — $A_2OO_2N_2B_2$ —krížové merania na bode, η_z —zdanlivá vyzv. polarizovateľnosť, ρ_z a η_z —krivky zdanl. spec. odporu a polarizovateľnosti z meraní VES v bode O, K—interpretovaný kvartér, T—interpretovaný terciér vcelku, P—podložné polarizovateľné kryštalínikum, AB/2—približná hĺbka v metroch.

Fig. 7. Schematic representation of geophysical results and geological interpretation in point no 38 in the area Vozokany—Bojná. $A_1M_1OO'_1B_1$ — $A_1OO''_1N_1B_1$ and $A_2M_2O'_2OB_2$ — $A_2OO_2N_2B_2$ —cross measurements in point— ρ_z —apparent induced polarizability, ρ_z and η_z —curves of apparent specific resistivity and polarizability from VES measurements in point O—K—interpreted Quaternary, T—interpreted Tertiary in general, P—underlying polarizable crystalline, AB/2—papproximate depth in metres.

smeroch sú vcelku nápadne symetrické, z čoho by bolo možné usudzovať na pretiahnutie polarizovateľného objektu v smere diagonál smeru meraní a prípadne na veľmi mierny sklon.

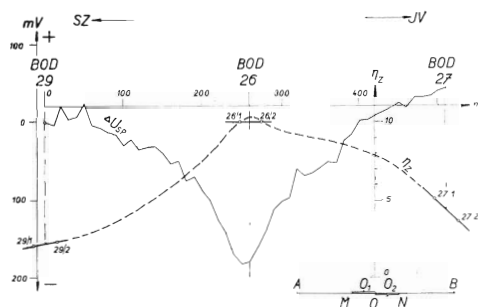
V oblasti polarizovateľnej zóny Vozokany—Bojná sú už dávnejšie známe polohy amfibolitov a amfibolitických bridlic uprostred rulového kryštalínika, v ktorých sa svojho času robili drobné kutacie práce a čiastočne bol ich charakter znova overovaný v päťdesiatych rokoch pri vyhľadávacom geologickom prieskume (S. POLÁK 1955). V rámci regionálneho ryžovania sa podarilo v potokoch drénujúcich toto územie odkryť náznaky doteraz tu neznámej zlatej mineralizácie a makroskopické úlomky barytu a v okolí obce Bojná i zvýšený počet zŕn rumelky v šliachoch (S. POLÁK 1971). Ako vidno z rozloženia pozitívnych šliach, objavujú sa uvedené minerály výhradne v tých prítokoch, ktoré drénujú územie zóny s polarizovateľnými objektmi. Zlato v mladých (pliocén?) náplavoch ssv. od obce Bojná (na východnej strane alúvia potoka Bojnianka) je akoby deponované potokom Hradnej doliny v deltových náplavoch pri jeho fosílnom vyústení do mladej podhornej sedimentárnej panvy. Vlastný tok Bojnianky nad týmto prítokom je už sterilný. Nápadná je tiež zlatonosnosť prítoku Homoličky (inkluzíve rumelky). Je tu teda možnosť predpokladať analogickú súvislosť medzi polarizovateľnou zónou a zlatonosnými náplavmi ako v okolí Zlatník. Primárna neznáma mineralizácia je tu taktiež doteraz neodkrytá (okrem rozkladne koncentračných limonitov so zvýšeným obsahom farebných kovov v mieste starých kutacích diel z roku 1955).

Šírka tunajšej zóny so zvýšenou polarizovateľnosťou je veľmi nápadná (výše 1 km) a zrejme vznikla taktiež interferenciou komplexu čiastkových polarizovateľných polôh. Navyše sa tu ukazuje zjavná prítomnosť tenkých polôh grafitických metamorfítov, ktorých podiel na zvýšenej polarizovateľnosti iste nie je zanedbateľný. Asi 600 m jvv. od kóty Marhát sú v jednej takejto polohe dokonca zvyšky 4 väčších prieskumných ping, v ktorých bola sledovaná kremenná žilovina v smere okolo 45°. Kremeň má zjavne epigenetický, hydrotermálny alebo laterálno-sekrečný charakter (nie je však sfarbený grafitom) a je čiastočne pórovitý; výplň dutíniek tvoria limonitové pseudomorfózy po neznámom mineráli. Detailné štrukturálne vzťahy medzi kremennou žilovinou a polohou grafitických bridlíc nie sú známe. Popritom charakter tunajších hornín v mnohom pripomína tzv. produktívne či rudné zóny z oblasti Malých Karpát, pravda v menšej mocnosti jednotlivých horninových členov a pestrjšom striedaní s biotitickými rulami, takže celkom oprávnené možno v tomto celku vidieť akúsi analógiu pezinsko-perneckého kryštalinika s trochu vyšším stupňom metamorfózy (kontaktné i migmatizačné).

Existencia polarizovateľných objektov je obmedzená iba na odkrytú časť tunajšieho komplexu krystalických bridlíc a stráca sa na jednej strane pod pokrovom mezozoika a v smere na východ sa končí s vystupovaním bojníanskeho žulového masívu, resp. znižuje sa v ňom na také nízke hodnoty, že im nemožno pripisovať reálny indikačný charakter.

V polarizovateľnej zóne Vozokany—

Bojná možno teda pripustiť kumulovaný účinok viacerých lokálnych geologických objektov, z ktorých niektoré sú v súčasnosti evidentné. Ako vidno z obr. 8, nápadný rast polarizovateľnosti medzi bodmi 29—26—27 až na 10 % je sprevádzaný anomáliou prirodzeného elektrického poľa (krivka U_{SP}), ktorá jasne dokumentuje existenciu objektu, resp. objektov i s prirodzenou polarizáciou. Zdá sa, že charakter tejto krivky poukazuje skôr na sulfidické teleso ako na grafitické bridlice, vychádzajúce do hypergénneho prostredia v tesnom okolí hodu 26, ale rezané profilom merania čiastočne v diagonálnom smere (smere sa najskôr blížiacie k rovníkovému priebehu). Prítomnosť grafitických polôh nebola tu geologicky konštatovaná a v hypergénnom prostredí boli zistené len ojedinelé náznaky limonitického vetrania. V okolí starých kutacích prác čís. 1 sú známe sulfidické impregnácie fahlbandového typu, ktoré však zapadajú do celkovej polarizovateľnosti zóny a izolovane sa neprejavujú. Na mnohých iných miestach ani detailná geologická prehliadka neodkryla (napriek odkryvom v zárezoch lesných ciest) iné druhy polarizujúcich objektov (napriek vysokej vyzvanej polarizácii). Jediným logickým uzáverom týchto poznatkov je, že výsledná zóna polarizovateľnosti je integrovaným efektom už spomínaných prostredí, doplnených sprievodným sulfidickým zrudnením iného typu, než sú nateraz tu známe, s prí-



Obr. 8. Terén Vozokany—Bojná, situácia medzi bodmi 29—26—27. ΔU_{SP} — potenciálová krivka prirodzeného elektr. poľa, η_Z — nespojitá krivka polarizovateľnosti z meraní na uvedených bodoch.

Fig. 8. Area Vozokany—Bojná, situation between the points no 29—26—27. ΔU_{SP} — potential curve of natural electric field, η_Z — discontinuous curve of polarizability from measurements in the mentioned points.

tomnosťou zlata, barytu a azda aj rumelkovou mineralizáciou, ktoré sú v hypergénnej zóne nateraz nepozorovateľné. Navyše takéto zóny zrejme pokračujú i ďalej pod terciér a prípadne pod mocnejšie pokryvy mezozoika.

Doterajšie merania v oblasti Vozokany—Bojná a v transverzálnej zóne, i keď majú nesporne heuristický charakter, nevylučujú, pochopiteľne, existenciu analogických objektov v ostatných častiach Považského Inovca. Nemali totiž systematický priebeh, ale mali skôr poukázať na nutnosť racionálneho použitia geofyzikálnych metód na ložiskovo-vyhľadávacie práce práve na objekty splňujúce predpoklady masovej exploatacie, ktoré v minulosti neposkytovali zrejme dostatok indícií pre prospektorov. Po rokoch určitej stagnácie sú teda určité predpoklady rejuvenácie komplexu vyhľadávacích metód o takýto alebo analogický súbor geofyzikálnych prác.

Perspektívny ložiskový význam zistených objektov

Systematickou koreláciou a syntézou uvedených čiastkových poznatkov možno prísť k prakticky cenným záverom z hľadiska perspektívy neznámych zrudnení v oblasti kryštalinika (inkluzíve priľahlých častí zakrytých mladými sedimentmi) Považského Inovca. Encyklopedicky ich možno zrekapitulovať asi takto:

1. Jednoduchými geofyzikálnymi vyhľadavacími prácami zistená transverzálna zóna polarizovateľných objektov v doteraz overenej dĺžke cca 10 km sa javí perspektívnou z ložiskového hľadiska svojím obsahom elektrónových vodičov (rudné minerály bez bližšej špecifikácie).

2. Nemožno vylúčiť, že geofyzikálnymi meraniami sú čiastočne detektované i priamo akumulácie neznámych rudných minerálov a nielen sprievodné impregnačné zóny sulfidickej mineralizácie všeobecného charakteru.

3. Geologická pozícia zóny polarizovateľných objektov v oblasti fylonitovej zóny na rozhraní svorového a migmatitového kryštalinika je v radovo vyššej štruktúre tunajšieho kryštalinika; navyše pozícia v neďalekom dnešnom podloží amfibolitových telies ukazuje i na možný súvis tohto staršieho bázičského vulkanizmu so stratiformným syngenetickým submarínno-exhalačným zrudnením na strane druhej.

4. Doteraz známe konkrétne indície zo sledovanej zóny sú obmedzené hlavne na zlato, prípadne baryty, rumelku a neznáme sulfosoli, objavujúce sa v šliachoch z recentných náplavov potokov erodujúcich túto zónu; obsah uvoľňovaného zlata stúpa smerom na SV až V, takže v oblasti Zlatníky až Dubodiel sú vyvinuté rozsiahle terény mladých (pliocén) zlatonosných náplavov.

5. Obdobná asociácia (baryt—zlato) z recentnej hydrosiete v oblasti Vozokany—Bojná (mimo opisovanej transverzálnej zóny) stojí taktiež v tesnom spojení s neznámymi polarizovateľnými objektmi; staršie prieskumné práce použitými geofyzikálnymi metódami ukázali tu úplnú spoľahlivosť indikácie sulfidických impregnácií (nateraz známych iba v podobne okrajovej impregnácie bežnými sulfidmi).

6. Na základe analýzy nateraz známych faktov možno predpokladať, že sa tu urobili prvé kroky odкрývania doteraz úplne neznámych zrudnení, najpravdepodobnejšie nekoncentrovaného až impregnačného typu, kde doteraz známe minerály predstavujú iba sputnikov tunajšej paragenézy a nie jej hlavnú náplň. Prognózy o metalogénnej náplni a jej technologických parametroch považujeme za predčasné. Prítomnosťou barytu poukazuje i na nižšiu termálnu Pb—Zn—Cu mineralizáciu.

7. Ako jeden z autorov (Š. POLÁK 1971) vo svojich starších správach už niekoľkokrát poukázal, nemožno zdanlivú rudnú sterilitu pohoria Považský Inovec považovať za reálnu, ale treba ju skôr pripisovať nerozšírenej prospektorskej tradícii a periférnemu postaveniu tohto pohoria vzhľadom na historické centrá slovenskej rudnej exploatacie. Svedčí o tom i nezájum, resp. neschopnosť prejsť v minulosti od exploatacie zlatonosných rozsypov i k primárnym zdrojom tohto zrudnenia. Impregnačný charakter predpokladaných zrudnení v polarizovateľnej zóne navyše neposkytoval v minulosti dostatok indícií na ich prospektorské odkrytie a takýto postup by bol zrejme aj technologicky nevýhodný.

8. I keď v danom prípade použitý systém geofyzikálnych prác nemal systematický charakter, jasne poukázal na veľké, doteraz absolútne nevyužitú možnosti geofyzikálneho vyhľadávania v širokých rajónoch, ktoré by mali byť nedeliteľnou súčasťou každej širšej prieskumnej akcie. I z tohto hľadiska sa totiž znovu plne potvrdilo, že mýtus o zdanlivej vysokej ložiskovej preskúmanosti Slovenska je metodicky a najmä dobove už zastaraný a neudržateľný. Navyše je tu možnosť sústrediť sa na indikovanie priemyselne vhodných typov zrudnení, resp. na sprievodné zóny rôznych impregnácií s vynechaním podradných objektov a takéto práce nie sú potom apriórne zatažené často subjektívnymi teóriami o perspektívach určitých oblastí a determináciou sterilných oblastí.

Doručené 1. II. 1973
 Odporučil: Ivan Čillík

Geologický prieskum, n. p.,
 Spišská Nová Ves
 Geofyzika, n. p.,
 závod Bratislava

LITERATÚRA

- HKg 1787: Spis čj. 3365/1787 z fondu Hlavný komornogrófsky úrad v Banskej Štiavnici. Manuskript — Ústredný banský archív v Banskej Štiavnici.
- HKg 1788: Spis čj. 2585/1788 z rovnakého fondu.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Kryštalínium Inovca. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. M-33-XXXV, M-33-XXXVI., Wien—Bratislava (Bratislava), s. 73—78.
- POLÁK, S. 1955: Vozokany, okr. Topoľčany, záverečná zpráva o výsledkoch prospekcie limonitického zrudnenia, prevedenej v r. 1955. Manuskript — archív Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves, 7 str.
- POLÁK, S. 1968: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku. I. Zlatníky, okres Topoľčany (Považský Inovec). Zbor. Slov. ban. múz. (Banská Štiavnica) 4, s. 69—81.
- POLÁK, S. 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosilných sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves) 1, č. 1, s. 39—44.
- POLÁK, S. 1971: Zlatníky. Dielčia záverečná správa z rozpracovaného vyhľadávacieho prieskumu na zlato a ostatné rudné suroviny v oblasti Považského Inovca. Manuskript — archív Geolog. prieskumu — Spišská Nová Ves, 265 str.
- POLÁK, S. 1971: Príspevok k metalogenéze Považského Inovca. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), 3, č. 11, s. 237—242.
- VYBÍRAL, V. 1971: Správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Zlatníky. Výročná správa ÚGF (Brno), 1970, s. 133—138.

Transversal zone of polarizable geological objects in the Považský Inovec Mts. and its perspective of deposits

STANISLAV POLÁK—EUDOVÍT KUCHARIČ

In the last year in the frame of technical development, geophysical geoelectric works were carried out, for the purpose of verification of the possibility of searching for hidden and covered deposit objects in two areas of the crystalline of the Považský Inovec Mts. The works were situated in the vicinity of bodies and layers of amphibolites here as such a geological situation seemed to be most promising from the point of view of possible existence of submarine-exhalative sulphide impregnations as well as epigenetic mineralizations, linked with crossing of amphibolite bodies with the tectonic structure of crystalline schists.

The measurements were performed in the modification of so called discontinuous geophysical profiles and freely dislocated points with cross measurement of gradients of the natural geoelectric field, apparent specific resistivity and induced polarization. In the choice of methods one has started from the assumption that the prevailing part of ore deposits in the West Carpathians is of sulphide character or accompanied by an aureole of primary sulphides.

The course of the established transversal polarizable zone between Hôrka n/Váhom and Zlatníky, in confrontation with older results of schlich exploration, points to the possible existence of unknown primary ore mineralizations just in this phyllonite area.

Summarizing partial information the following conclusions have been drawn:

- the transversal zone striking WSW—ENE about 10 km long appears perspective from the view of the possibility of deposits in its content of electron conductors,

- it cannot be excluded that just accumulations of unknown ore minerals and not only of accompanying impregnation zone of sulphide mineralization of common character were detected by measurements,

- similarly in the second analogous area Vozokany — Bojná unknown polarizable objects, probably of impregnation type, may be considered as well,

- the applied system of geophysical works indicates great possibilities of geophysical searching for ore-bearing objects in general and partly disproves the views of the sterility of this mountain range as due to its little exploration.

Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny

(1. obr. v texte)

JURAJ ORVAN*

Les conditions hydrogéologique de la Rimavská kotlina cuvette

L'article évalue les conditions hydrogéologiques du comblement des vallées et des terrasses d'alluvions, des sédiments des versants et ensemble avec elles présente la solution aussi de la fonction hydrogéologique du comblement argileux des vallons.

Úvod

Rimavská kotlina sa považuje za územie s veľmi nepriaznivou bilanciou podzemnej vody. Toto hodnotenie vychádzalo v značnej miere aj z negatívnych hydrogeologických vlastností terciérnej výplne kotliny a len z malých možností, ktoré v tomto smere poskytovali kvartérne sedimenty.

Problém zásobovania vodou sa doteraz riešil tak, že pre niektoré väčšie sídliskové celky a koncentrovanú priemyselnú výstavbu sa bude pitná voda dopravovať z iných území. Avšak väčšia časť Rimavskej kotliny s intenzívne sa rozvíjajúcou poľnohospodárskou výrobou a občianskou výstavbou je odkázaná na miestne, nepravidielne rozmiestnené zdroje podzemnej vody.

Údaje o hydrológii Rimavskej kotliny sa donedávna obmedzovali iba na riečne náplavy (J. ORVAN 1964).

Poznatky pri hydrogeologickom prieskume získané v ostatných rokoch objasnili hydrogeologické pomery celej kvartérnej výplne Rimavskej kotliny a ukázali aj možnosť využiť vodu z mezozoického podložia terciéru. Poskytujú tak prehľad o možnosti získať vhodné zdroje podzemnej vody priamo na území Rimavskej kotliny a umožňujú využiť aj najskromnejšie z nich.

Stručný prehľad geologických pomerov Rimavskej kotliny a jej najbližšieho okolia

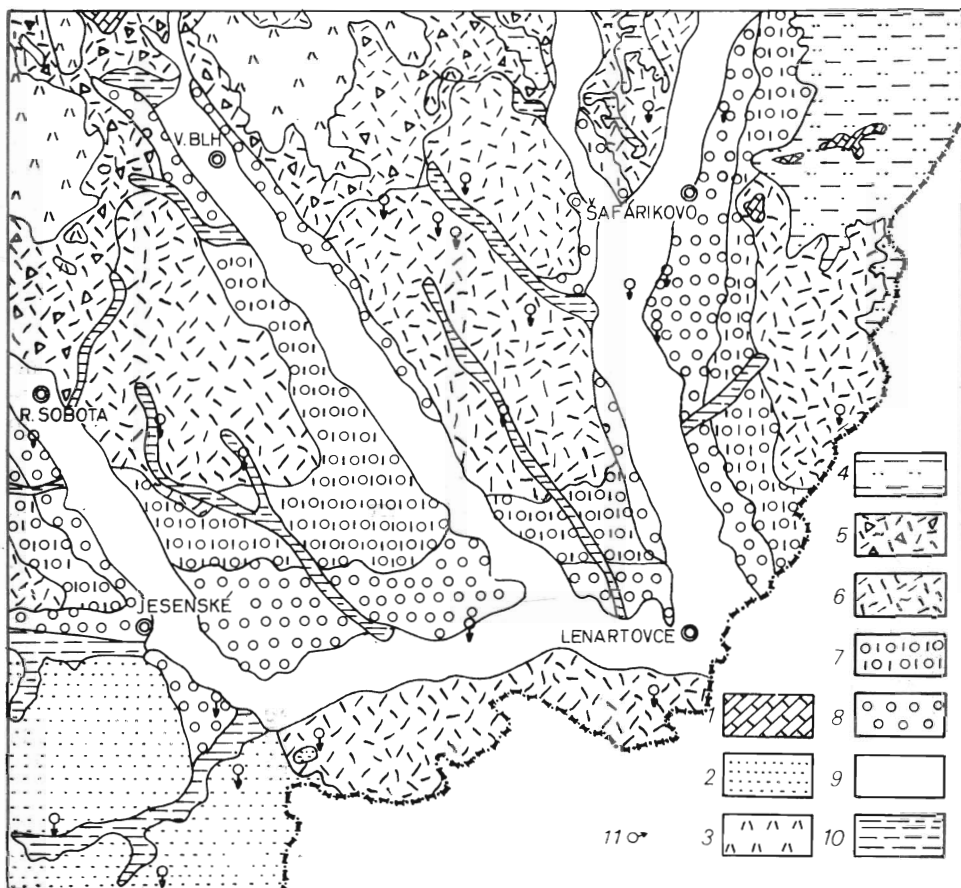
Rimavskú kotlinu vyplňujú terciérne (oligocén — spodný chat) sliene, piesčité sliene s vložkami slienitých pieskovcov. V ich podloží vo východnej časti kotliny

* RNDr. Juraj ORVAN, Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, Rajecká cesta, 010 01 Žilina

sú svetlé vápence stredného triasu, ktoré v oblasti Šafárikova vystupujú aj na povrch viacerými ostrovčekmi.

Vrchný obzor chatu tvoria piesky a pieskovce Fiľakovskej vrchoviny, ktoré obmedzujú Rimavskú kotlinu z jz. strany.

Zo severu obmedzujú Rimavskú kotlinu zvyšky neovulkanických tabúl, ktoré tvoria fufity, tufty a andezitové aglomeráty. Vlastným nadložíom slienitých hornín Rimavskej kotliny sú klastické sedimenty (len v malej miere) pliocénu a hlavne kvartér. Tvoria ho prevažne svahové sedimenty, riečne terasy, riečne náplavy a výplne úvalín soliflukčného pôvodu (obr. 1).



Schematická hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny zostavil J. Orvan 1972

1 — vápence a dolomity — mezozoikum, 2 — piesky a pieskovce — vrchný chat, 3 — mladoterciálne neovulkanity, 4 — pliocén vcelku, 5 — svahoviny hlinitokamenitého typu, 6 — svahoviny hlinitého typu, 7 — nezvodnené, resp. veľmi málo zvodnené terasy, 8 — zvodnené terasy, 9 — riečne náplavy (alúvium), 10 — ílovité výplne úvalín, 11 — významnejšie pramene.

Hydrogeologické pomery útvarov Rimavskej kotliny

Terciérne sliene, piesčité sliene a slienité pieskovce (oligocén — spodný chat)

Tvoria základnú výplň celej Rimavskej kotliny. Ich mocnosť sa zväčšuje od severného okraja kotliny smerom do jej stredu. Napr. pri Čakove dosahuje 400 m, medzi Čížom a Lenartovcami až 800 m. Inde — napr. pri Neporadzi, medzi Nižnými Valicami a Veľkým Blhom (D. VASS 1964) — presahujú mocnosť 100 m, pri Jesenskom 250 m (J. ORVAN 1958).

Súvrstvie nie je vôbec rozpukané, litologicky je veľmi monotónne a ako celok je nepriepustné, a tým aj nezvodnené. Vložky s pórovou priepustnosťou v piesčitejších partiách sú viac-menej lokálneho rázu a tvoria uzavreté polohy. Výnimku tvoria niektoré zlomové (poruchové) pásma, ktoré sa však vzhľadom na plasticitu súvrstvia vyznačujú veľmi tesnými puklinami, často ani nie spojitými. Z hydrogeologického hľadiska majú iba taký význam, že privádzajú na povrch len juvenilný CO₂ (pri nespojitých puklinách), alebo miestami pomocou neho privádzajú na povrch zemité kyselky veľmi malej výdatnosti a vlastné reliktné minerálne vody živického typu (Číž) z uzavretých piesčitých polôh (V. STRUŇÁK 1965).

Anomáliou je krasový artézsky prameň v Šafárikove-Králiku (29 l/s), kde sa voda z podložných vápencov stredného triasu dostáva na povrch cez slienité horniny. Výstupné cesty vody tohto prameňa sú založené najskôr v mieste tektonicky veľmi predisponovanom (križovanie dvoch sústav zlomov).

V zásade okrem uvedených výnimiek je to nezvodnené súvrstvie (všetky pokusy organizácií aj jednotlivcov získať vodu nemali úspech). Väčšina vrtných prác (hydrogeologické vrty, vrty naftového a uhoľného prieskumu) boli hydrogeologicky negatívne.

Sedimenty výplne úvalinových dolín

Úvalinové doliny (delény) sú na území Rimavskej kotliny veľmi rozšírené. Ich samotná existencia je odrazom geologickej stavby a litologických pomerov v Rimavskej kotline. Najväčšie z týchto dolín sleduje hlavné tektonické línie sz.—jv. smeru, ako napr. dolina sútorskeho a belínskeho potoka v priestore medzi Rimavou a Blhom, ďalej dolina Tešky — čížskeho potoka (medzi Blhom a Slanou) a dolina Kaloše. Ostatné tvoria kratšie priečne doliny vyúsťujúce do vyššie uvedených dolín a do údolia Rimavy (napr. dolina od Zacharoviec) do údolia Blhu (dolina dražického potoka, Papče a iné) a do Slanej hlavne z ľavej strany priestoru obcí Hubovo, Neporadza, Kesovce a pod.

Výplň tohto typu predstavujú sedimenty soliflukčného a spláchového pôvodu, litologicky sú to výlučne íly, prevažne plastické, pestrých farieb. Ich mocnosť je značná, napr. v doline Kaloše od 8 do 10 m (Nižná Kaloša, Nižné Valice), pri Papči od 3,9 do 4,1 m. V úsekoch úvalín, ktoré sa dotýkajú hornou časťou pásma mladoterciérnych neovulkanitov (napr. Kaloša), možno v ílovitých sedimentoch sledovať prímes obliakov andezitu v tenkej vrstvičke na báze Hydrogeologický význam týchto sedimentov je v tom, že sú prakticky nepriepustné, a preto plnia funkciu bariér voči vodám prúdiacim cez svahové sedimenty na bokoch dolín, a tým umožňujú ich výstup vo forme plošných alebo sústredených výverov.

Sú najrozšírenejším kvartérnym pokryvom a tvoria priame nadložie slienitých terciérnych hornín. Majú premenlivú mocnosť, ktorá môže dosahovať až 4—5 m. Litologicky a súčasne aj hydrogeologicky možno v nich rozlíšiť viac pásiem. Najrozšírenejšie sú hlinité zvetraniny, prevládajúce v južnej časti kotliny. Vertikálne ich možno rozčleniť na dve zóny.

Prvá zóna. Na nepriepustných slienitých horninách v ich povrchovej časti možno pozorovať zónu silne rozpukanú a porušenú vetraním, pričom sú pukliny často otvorené. Nad touto priepustnou zónou sú slienité horniny rozpadnuté na zeminy (elúvium alebo delúvium). Je to polopriepustná vrstva dosahujúca v celom profile väčšiu mocnosť (do 3—5 m), hydrogeologicky je však najvýznamnejšia prechodná vrstva v jej podloží (s mocnosťou do 1—1,5 m).

Smerom na sever možno v profile svahovín pozorovať miestami výskyt polopriepustných svahových sutí s hlinitým tmelom a s úlomkami zvetraných a rozpadnutých piesčitejších polôh v sliedoch. V profile sa nachádzajú hneď nad zvetranou zónou podložných sliedov a pod pásmom zemín.

Typická pre celé toto územie je existencia plochých svahov s úvalinovými dolinami so splachovou sedimentáciou pri úplnom nedostatku erózných rýh. V zásade možno hovoriť o hlinitom type zvetranín.

Pre hydrogeologické pomery svahovín tohto typu je dôležité, že infiltrácia zrážkami nastáva cez povrchovú, polopriepustnú vrstvu, zatiaľ čo prúdenie sa sústreďuje v podložnej, priepustnejšej vrstve (na báze pevných, neporušených sliedov). Svahoviny sa odvodňujú väčšinou na styku s nepriepustnými ílovitými sedimentmi úvalín, ktoré tu pôsobia ako bariéry. V prípade, že svahoviny predstavujú homogénne prostredie, prejavuje sa líniové zamokrenie na okrajoch splachových depresí, v iných prípadoch sa výver podzemnej vody koncentruje na kratšie úseky alebo aj priamo do prameňov. Jej vznik môže primárne podmieniť depresia v nezvetraných podložných slienitých horninách alebo lineárna anizotropia v priepustnej medzivrstve v nadloží sliedov a pod polopriepustnou vrstvou povrchových hlin.

Sekundárne na vznik prameňov môže mať vplyv zmenšenie mocností povrchových polopriepustných elúvií alebo delúvií z rozličných príčin, alebo ich odnos vodným tokom, čím sa odкрýva priepustnejšia medzivrstva.

Výdatnosť prameňov zo svahových sedimentov sa pohybuje od niekoľkých cl/s do 0,1—0,2 l/s, výnimočne aj do 0,3 l/s. V čase jarného zvýšeného stavu hladiny podzemnej vody je výdatnosť prameňov v pomere k minimám až niekoľkokrát vyššia.

Pramene tohto typu vyvierajú zásadne na bokoch úvalín na úpätí svahu, t. j. na styku svahových sedimentov s ílovitou výplňou úvalín. Z významnejších možno uviesť skupinu prameňov v Nižnej Kaloši (od 0,2 do 0,5 l/s), z nich pri samote Lapoňa s výdatnosťou do 0,2 l/s, vo Vyšných Valiciach (0,4 l/s), vo Vyšnej Kaloši (0,3—0,5 l/s), vo Fige (0,2 l/s), v Sútore (0,23—0,35 l/s), v Neporadzi (0,15 l/s) ap.

Poznatky o zvodnení svahovín a o prúdení podzemnej vody smerom k bariéram (vo forme ílovej výplne úvalín) majú význam pre zachytávanie a využívanie svahovej podzemnej vody. Studňami situovanými na úpätiach svahov na styku s ílovitými sedimentmi úvalín možno získať trvalé vodné zdroje s výdatnosťou do 0,1 l/s najmä pre poľnohospodársku a živočíšnu výrobu.

Druhá zóna. V severnej časti Rimavskej kotliny v pásme lemujúcim územie neovulkanických pyroklastík sa charakter svahovín pozvoľne mení. V hlinitej zložke

rastie obsah pevného skeletu, miestami majú svahové sedimenty charakter hlinito-kamenitých, súť s úlomkami slienitých pieskovec a na povrchu s množstvom balvanov a blokov andezitov zosunutých soliflukciou. Na rozdiel od pásma hlinitého typu zvetranín je tu rozvetraná sieť hlbokých erózných rýh, ktoré sú hlavným činiteľom pri odtoku podzemnej vody. Najčastejšie je to formou pozvoľného výveru s pribúdaním prietoku so vzdialenosťou od prameništia. To závisí od výšky hladiny podzemnej vody, ktorá najčastejšie sleduje šikmo naklonený povrch terénu. Na dotácii svahovín tohto typu sa okrem zrážok zúčastňuje hlavne priestup podzemnej vody z neovulkanických pyroklastík.

Pramene tohto typu sú najčastejšie v priestore Nižná Pokoradz, Zacharovce, Dražice, Veľký Blh, Vyšná Kaloša, Gregorovce a pod. Ich výdatnosť je najčastejšie do 0,1—0,2 l/s. Pri zachytávaní podzemnej vody pomocou zárezov možno získať vodné zdroje s výdatnosťou do 0,3—0,4 l/s vhodné na zásobovanie jednotlivých obcí.

Tesne pri hranici s mladoterciérnymi neovulkanitmi, hlavne v oblasti Vyšnej Pokoradze, je pásmo veľkých kryhových blokových zosuvov. Okrem typických prejavov zosuvovej morfológie (jazierka v uzavretých kotlinách) vyvierajú tu aj rad prameňov s výdatnosťou priemerne do 0,4 l/s.

Vody svahových sedimentov sú hydrouhličitanové až hydrouhličitano-síranové, vápenaté so zvýšeným obsahom horčíka, so vzájomnými medzitypmi. Ich mineralizácia je od 600 mg/l vyššie.

Riečne terasy.

Riečne terasy sú hlavne v údolí Rimavy, Blhu a Slanej. Údolie Rimavy lemujú terasy väčšieho rozsahu z pravej strany úseku Rimavská Sobota—Jesenské, ďalej v priestore Šimonoviec a na ľavej strane od Pavloviec po vyústenie do Slanej. V údolí Blhu sú po oboch stranách od veľkého Blhu smerom nadol. Podobne je to aj v údolí Slanej, kde možno terasy sledovať na obidvoch stranách údolia, ale rozsahom najväčšie plochy zaberá systém terás na ľavej strane od Gemerskej Panice po Sv. Kráľ.

Štrky riečnych terás sa vyznačujú veľmi kolísavým obsahom hlinitej prímеси. Všeobecne možno povedať, že staršie terasy majú štrk veľmi zahlinený, ale v mladších nižších stupňoch je štrk piesčitejší, priepustnejší, ani tu však nie sú vylúčené anomálie s veľmi slabou priepustnosťou.

Mocnosť terás je veľmi premenlivá nielen v rozličných údoliach, ale aj v jednom údolí. Napr. najmladšie zvodnené terasy v údolí Rimavy v úseku Pavlovce—Rimavská Seč majú mocnosť od 5,9 do 9,6 m, mocnosť zvodnených štrkov je od 0,7 do 4,3 m. Zvodnené terasy na ľavej strane údolia Slanej majú pri Gemerskej Panici mocnosť 3,2 m, smerom na Šafárikovo stúpa až na 12 m, ďalej na juh na Včelince je priemerne 5—7 m, miestami až 12 m. Mocnosť zvodnených štrkov je v severnej časti terasy 1,2 m, smerom na juh stúpa na 4 m.

Krycia vrstva terasových štrkov je hlinitá, jej mocnosť predstavuje 1/2 až 1/3 celkovej mocnosti terás, nepriepustným podložím sú terciérne (spodný chat) slienité horniny. Údaje o filtračných parametroch sú k dispozícii iba na niektorých mladších zvodnených terasách. Na terasách Rimavy na úseku Pavlovce—Rimavská Seč je hodnota koeficientu filtrácie štrkov prevažne v rozmedzí od $8,2 \times 10^{-6}$ do $8,9 \times 10^{-4}$ m/s, v menej priaznivých prípadoch aj v rozmedzí od $3,3 \times 10^{-6}$ do $5,3 \times 10^{-5}$ m/s. Jednotlivými vrtmi možno odoberať v miestach s priaznivej-

šími filtračnými parametrami 1—1 l/s, maximálne do 5 l/s (Bottovo). Špecifická výdatnosť je 1—1 l/s.

Na ľavostrannom terasovom systéme Slanej je hodnota k_f štrkopieskov podstatne vyššia (v priemere od $4,5 \times 10^{-4}$ m/s do $3,0 \times 10^{-3}$ m/s), iba lokálne sa vyskytujú nižšie hodnoty. Sú to terasové štrky s doteraz najvyššie overenými hodnotami k_f . Jednotlivými vrtmi možno zo štrkov tohto systému terás odoberať v severnej časti 1—2 l/s (špecifická výdatnosť do 1 l/s) a v priestore medzi Šafárikovom a Včelínami priemerne do 5 l/s, miestami až do 7—9 l/s (špecifická výdatnosť do 4 l/s), v miestach s optimálnymi pomermi až 6—8 l/s.

Charakteristickou črtou hydrogeologických pomerov terás je dotácia hlavne zo zrážok, ďalej sa na infiltrácii zúčastňuje prítok z vyššie položených hlinitých svahovín. Menší podiel má prítok zo starších terás do mladších a prítok z vyššie ležiacich častí terasy v smere údolia. Kratšie a málo vodnaté toky z úvalinových dolín pretekajúce terasami sú zarezané v ílovitých splachových materiáloch a na vodnej bilancii terás sa nezúčastňujú.

Podzemná voda z riečnych terás odteká najčastejšie na styku s údolnými nivami hlavných tokov. Vznik prameňov podmieňuje najčastejšie výstup slienitých hornín na terasovej hrane. Na lokalizáciu sústredených prameňov má vplyv anizotropia v priepustnosti terasových štrkov, príp. depresia v nepriepustnom slienitom podloží, ktorá drénuje vodu zo svojho okolia a vyvádza ju na povrch vo forme prameňov. Keď nie sú splnené tieto podmienky, vznikajú plošné vývery. Menšia časť podzemnej vody pretekajúca terasami vyteká vo forme prameňov na rozhraní dvoch najmladších terasových stupňov. Ak nepriepustné slienité horniny nevychádzajú na povrch na terasovom stupni, odvodňujú sa terasy alebo ich skryté časti do riečnych náplavov. Takto sa odvodňuje napr. rozsiahly systém terás Rimavy v úseku Pavlovce—Rimavská Seč s nápadným nedostatkom prameňov. Malé množstvo prameňov vytekajúcich z tejto terasy nepresahuje výdatnosťou 0,1—0,2 l/s. Naproti tomu systém ľavostranných terás Slanej je charakteristický veľkým počtom pramenných výverov s výdatnosťou priemerne do 0,5—0,6 l/s, ale zvláštnosťou nie sú ani pramene s výdatnosťou do 1,0—1,5 l/s (Šafárikovo-Králik, Včelínce). Sumárny odtok podzemnej vody z tohto systému terás (zameraný v klimaticky priaznivom suchom období) z prameňov a melioračných výtokov bol cca 18 l/s. Aj napriek tomu je špecifický odtok ($0,9 \text{ l/s/km}^2$) natofko nízky, že sa dá usudzovať, že zvyšok podzemnej vody vsiaka priamo do riečnych náplavov (J. ORVAN 1969). Pramene z terás na pravej strane údolia Slanej (Chanava, Rumince) majú výdatnosť cca 0,1—0,3 l/s.

V údolí Rimavy sú výdatnejšie terasové pramene na pravej strane údolia v priestore Šimonoviec (do 0,7 l/s, vo Vlkyňi 1,2 l/s).

Pramene z terás údolia Blhu sú menej výdatné (do 0,1—0,2 l/s), medzi Veľkým Blhom a Uzovskou Panicou väčšinou zdrénované melioráciami.

Chemizmus podzemnej vody terás je veľmi premenlivý, avšak zhodný so zložením vody svahových sedimentov. Jej mineralizácia kolíše od 350 do 1200 mg/l.

Riečne náplavy.

Z riečnych náplavov sa na území Rimavskej kotliny vyskytujú riečne náplavy Slanej, Rimavy, Blhu a Turca. Zložené sú naspodku z riečnych štrkov, krycia vrstva býva hlinitá, resp. hlinitoilovitá. Okrem zrážok bývajú dotované infiltráciou z vodných tokov, ako aj prítokov z riečnych terás. Hladina podzemnej vody v náplavoch kolíše predovšetkým v závislosti od hladiny vo vodných tokoch.

Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v úsekoch údolí zasahujúcich do Rimavskej kotliny sú zhruba rovnaké v náplavoch Rimavy, Blhu a Turca. V alúviu Rimavy je priemerná hrúbka náplavov 4,2–5,5 m, miestami až 6,4–6,8 m, hrúbka štrku sa pohybuje od 1,6–1,9 do 3,3–4,7 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov je 1 až 2 m, lokálne (v miestach korytovitých priehlbni terciérneho podložia) do 7 až 9 l/s. Je to na lokalitách Čerenčany, Rimavská Sobota a Jesenské. Hodnota k_f štrkov je tu $1,3 \times 10^{-3}$ m/s.

Hrúbka náplavov v údolí Blhu je priemerne 4–5 m, v oblasti Drienčan do 7,2 m, pri Rimavskej Seči len do 3 m. Mocnosť zvodnených štrkov je priemerne 1,9–3,2 m, ich hodnota k_f je priemerne $1–5 \times 10^{-4}$ m/s a vrtmi možno získať priemerne 0,1–1,5 l/s, lokálne (Veľký Blh, Ukazovská Panica) do 2–2,5 l/s. Alúvium Turca je charakteristické mocnosťou náplavov 3,1–6,5 m, pričom je mocnosť štrku 1,6 až 3,1 m. Miestami sú až na 50 % hlinité. Okrem miest hydrogeologicky negatívnych možno z lepšie priepustných štrkov ($k_f = 2,5 \times 10^{-4}$ m/s) odoberať 0,5 až 2,5 l/s.

Optimálne hydrogeologické pomery náplavov v celej Rimavskej kotline majú riečne náplavy Slanej. V úseku Bretka – Šafárikovo sú náplavy s priaznivými hydrogeologickými podmienkami pravidelne rozložené po celej šírke údolnej nivy. Ich mocnosť je priemerne 4,5–6,5 m, z čoho na štrk pripadá 3–3,6, miestami až 4,9 m. Hodnota k_f je priemerne $7,9 \times 10^{-3}$ m/s. Jednotlivými vrtmi možno odoberať 6–9 l/s, len lokálne do 2 l/s, ale miestami (Gemer) až 10–18 l/s. Úsek údolia od Šafárikova po Lenartovce sa vyznačuje určitou diferenciáciou filtračných vlastností štrkov. Optimálne filtračné parametre majú piesčité štrky na pravej strane širokej údolnej nivy medzi Šafárikovom a Chanavou, kde riečne náplavy dosahujú mocnosť 7,4 m a štrky 4,6 m. Najčastejšie sa vyskytujúca hodnota k_f je $2–4 \times 10^{-3}$ m/s, maximálne do $5,9 \times 10^{-3}$ m/s. V niektorých miestach (ľavá strana údolia Slanej v úseku Králik – Riečka, oblasť Abovce – Lenartovce, priestor pri vyústení údolí Turca a Kaloše) sa ukladali jemné až hnilokalové sedimenty alebo pod vplyvom ich zväčšeného prínosu hlavne z bočných a úvalinových dolín sa dostávali do riečnych štrkov, čím znížili ich priepustnosť. Hodnota k_f je v týchto miestach $1,3 \times 10^{-4}$ m/s.

V tomto úseku možno odoberať vrtmi priemerne 10–15 l/s, pri Stránskom, Ruminčiach a Chanave až 20–25 l/s. Na 1 vrt je špecifická výdatnosť 11–17 l/s, v zónach zníženej priepustnosti maximálne 1–1 l/s.

Úzky pás hnilokalových sedimentov so silne ílovitým štrkom na ľavej strane údolia v úseku Králik – Riečka predstavuje bariéru, ktorá zamedzuje bezprostrednej infiltrácii znečistených vôd z toku Slanej do náplavov. K infiltrácii tu dochádza aj z nového koryta rieky Turiec, ktoré križuje údolnú nivu (J. ORVAN 1969).

Chemicky prevláda v riečnych náplavoch hydrouhličitanová voda so zvýšeným obsahom síranov a vápenatá voda so zvýšeným obsahom horčíka. Mineralizácia vody kolíše v rozmedzí 350–750 mg/l, teplota od 7 do 11 °C. Miestami (najmä v alúviu Rimavy a Turca) obsahuje podzemná voda zvýšenú koncentráciu Fe a Mn.

Podzemná voda podložia terciérnej výplne Rimavskej kotliny

Reprezentujú ju jednak minerálne vody v Šafárikove a jednak vývery artézskych krasových vôd v Šafárikove - Králiku. Minerálne vody v Šafárikove predstavujú zemitouhličité kyselky majúce svoj pôvod vo vápencoch stredného triasu v podloží terciéru, kde sa mineralizujú za spolupôsobenia juvenilného CO₂. Na povrch vystupujú zlomovým pásmom cez slienité horniny (pôvodný výver nepatrnej výdat-

nosti). Výdatnejšie zdroje boli navŕtané na báze terciérneho súvrstvia vrtom RH-1 v hĺbke 99,7 m, (J. ORVAN 1960), pri ktorom sa počiatočná výdatnosť 27 l/s ustálila na 16 l/s, a vrtom ŠB-12 (J. LITVA 1965) s výdatnosťou 6,8 l/s. Teplota minerálnej vody je 17—17,4 °C, celkový obsah rozpustených látok 1650—1900 mg/l.

Výver v blízkosti Králiká predstavuje krasový prameň s vodou toho istého pôvodu ako minerálna voda z vrtov RH-1 a ŠB-12, obsahuje však iba 100—130 mg/l voľného CO₂ a má podstatne menšie celkové rozpustené množstvo minerálnych látok (okolo 700 mg/l). Je to preto, že prameň je už mimo hlavného centra výstupu CO₂. Výdatnosť prameňa je 29 l/s, teplota 17 °C. Nový vrt HM-5, umiestnený v tesnej blízkosti prameňa a hlboký 158 m, zachytil v hĺbke 155 m pod terciérnym slienitým súvrstviem v mezozoických svetlých vápencoch silný výron podzemnej vody s pretlakom nad terén. Počiatočná výdatnosť bola 45 l/s, po úprave vrtu je 23 l/s, obsah voľného CO₂ 400—700 mg/l. Navŕtanie tohto zdroja vôbec neovplyvnilo pôvodný výver. Podľa staršej československej klasifikácie voda nie je minerálna, ale podľa platnej ČSN 86 8000 je to prírodná slabo mineralizovaná hydrouhličitanosíranovo-vápenato-horečnatá slabá kyselka. Voda pôvodného prameňa a nového vrtu sa využíva pre plážové kúpalisko.

Voda šafárikovských obyčajných a minerálnych pramenných výverov má spoločný pôvod v mezozoiku Slovenského krasu. Predstavuje tú časť vody, ktorá nastupuje hlbinnú cirkuláciu do centra Rimavskej kotliny. Jej privádzačom sú najskôr sústavy zlomových pásiem tiahnuce sa údolím Slanej a predpokladá sa, že táto voda v určitých úsekoch preteká aj spodnotriasovými sedimentmi, z ktorých sa však znova dostáva do karbonatických sedimentov.

Záver

Práca hodnotí hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny vo svetle najnovších poznatkov a súčasne podáva prehľad, aké vodné zdroje môžu poskytovať jednotlivé geologické útvary, resp. litofaciálne skupiny kvartérnych sedimentov. Okrem hydrogeologického významu riečnych náplavov v alúviách tokov sa ukázala možnosť využívať aj podzemnú vodu riečnych terás a svahových sedimentov, čo je dôležité pri zásobovaní odľahlých spotrebísk vodou. Perspektívna je tiež podzemná voda mezozoického podložia terciéru, ktorá po dôkladnejšom preskúmaní zaujme popredné miesto v zásobách podzemnej vody Rimavskej kotliny.

Doručené 19. I. 1973
Odporučil: Pavol Bujalka

Inžiniersko-geologický a hydro-
geologický prieskum, n. p. Žilina

LITERATÚRA

- LITVA, J. 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnej vody v Šafárikove II., vybudovanie zachytávacieho vrtu minerálnej vody. Manuskript — Archív IGHP Žilina, 14 s.
ORVAN, J. 1958: Hydrogeologický výskum v oblasti Jesenského. Manuskript — Geofond Bratislava, 22 s.
ORVAN, J. 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geol. práce, Spr. 17, Bratislava, s. 203 až 213.
ORVAN, J. 1964: Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v povodí Slanej. Geol. práce, Spr. 32, s. 115—122.
ORVAN, J. 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond Bratislava, 102 s.
VASS, D. 1966: Uhlie v Rimavskej kotline. Manuskript — Geofond Bratislava, 29 s.
STRUŇÁK, V. 1965: Prieskum minerálnych vôd Číž-kúpele. Manuskript — Archív IGHP Žilina, 45 s.

K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch

(7 obr. v texte)

JÁN POPREŇÁK*—PAVOL GREČULA**—JÁN MIHALOV***

Contribution au problème de l'édification géologique et de l'évolution des filons métallifères à Rudňany (Les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer)

Rudňany, le plus vaste gisement des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer, exige à présent la recherche de l'évolution spatiale des filons polymétallifères. Ce problème est résolu par rapport à l'édification géologique et à la lithologie. Ces facteurs-ci sont déterminants pour la recherche de l'évolution spatiale des filons métallifères.

Oblasť Rudňan predstavuje jeden úsek najvýznamnejšieho mineralizovaného zlomového systému Spišsko-gemerského rudohoria, tzv. severogemeridnej zóny. Rudňanský ložiskový rájón vzbudzoval a aj v súčasnosti vzbudzuje záujem, ba nastoľuje nevyhnutnosť riešiť niektoré problémy, s ktorými súvisí smerový a hĺbkový vývoj ložiska. Medzi základné problémy patrí časový vznik zlomových štruktúr a ich genéza, ich diferencovaný vývoj v rozličnom litologickom prostredí a následné mineralizačné procesy a tektonika. Názory na tieto otázky a ich riešenie sú dosť odlišné.

Vývoj žíl vo vzťahu k litológii analyzoval J. POPREŇÁK (1964). Predpokladá kontinuálny hĺbkový vývoj žilných štruktúr, ktoré v podloží karbónu v dôsledku fylitického vývoja vrchnej časti staršieho paleozoika by mali byť značne redukované.

Na späťosť vývoja žíl s priečnym antiklinálnym ohybom (klenbou) v oblasti Rudňan poukázal S. KONEČNÝ (1966). Počas druhej etapy alpínskeho (priečného) vrásnenia vznikla klenba a aj smerové zlomy, ktoré boli neskôr mineralizované. Sj. os klenby prebieha v okolí šachty Mier. So zaníkaním štruktúry na obe strany zaniká aj zrudnenie.

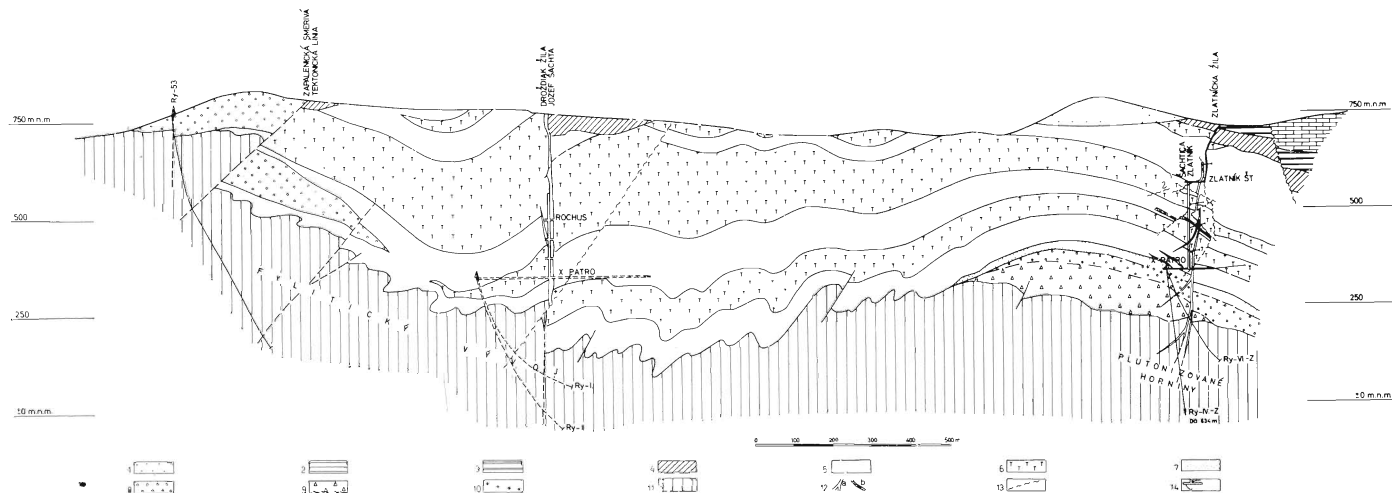
Zistenie intruzívnych foriem bázického až ultrabázického magmatizmu podmienilo novú interpretáciu stavby Rudňan (J. HUDÁČEK et al. 1971). Oblasť Rudňan sa vysvetľuje ako pozdĺžna klenbovitá stavba (lepšie by bolo hovoriť o brachyantiklinále) majúca v jadre predpokladané intruzívne teleso, ktorého apofýzy sú v súčasnosti overené 300 m pod povrchom v súvrství karbónu. Intruzívne teleso podmienilo vznik klenby a zlomových systémov vlastnej klenby. Klenba bola príčinou rozštiepenia hlavnej línie do dvoch smerov po ramenách klenby, t. j. žila Droždiak a Zlatník, ktoré v hĺbke zanikajú a nahrádza ich zlomový systém nižšej časti klenby s odlišnou mineralizáciou.

Uvedené predstavy dosť rozdielne vykladajú tektonicko-mineralizačný vývoj rudňanskej oblasti. Nové údaje, ako aj iná kvalitatívna interpretácia starých údajov nútia nás znovu sa vrátiť k tomuto dôležitému rájónu.

* Ing. Ján POPREŇÁK, Geologický prieskum, 052 80 Spišská Nová Ves.

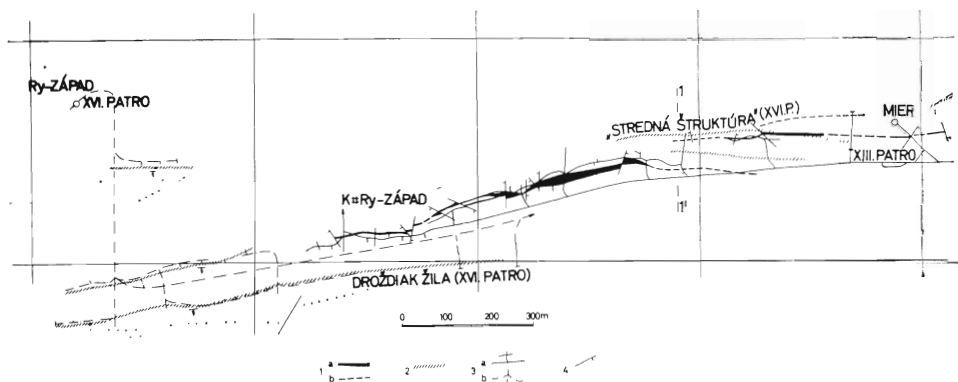
** RNDr. Pavol GREČULA, CSc., Geologický prieskum, 040 51 Košice 1.

*** P. g. Ján MIHALOV, Železoruďné bane, 053 23 Rudňany.



Obr. 1. Priechy geologický rez východnou časťou rudňanskej ložiskovej oblasti

1 — zlepenec paleogénu, 2 — vápence str. triasu, 3 — verfén, 4 — perm, 5 — grafitické a chloriticko-grafitické bridlice, 6 — diabázové horniny, 7 — pieskovce, 8 — bindt-rudňanské zlepenec, 9 — prevážne aglomeráty diabázového vulkanizmu (alebo netypický vývoj bindt-rudňanských zlepenecov), 10 — plutonizované horniny nad zlepencami (5—10 karbón), 11 — staršie paleozoikum vo fylit-diabázovom vývoji, 12 — a) rudné žily, b) karbonátové telesá, 13 — dislokácie, 14 — prieskumné práce.



Obr. 4. Schematický priebeh rudných telies v západnej časti žily Droždiak
 1 — priebeh rudných telies v úrovni XIII. hor. a) overený, b) interpolovaný, 2 — zistený priebeh rudných telies na XVI. hor., 3 — banské práce a) na XIII. hor., b) na XVI. hor., 4 — dislokácie.

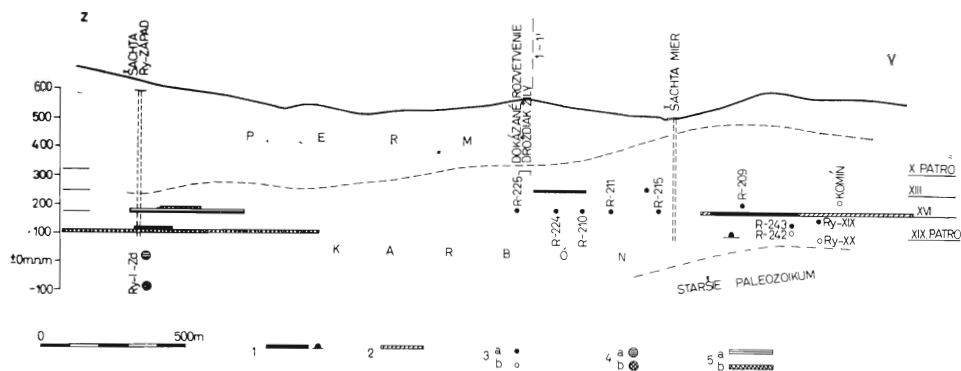
kým premenám podobne ako aj iné horniny karbónu a staršieho paleozoika. Stavba rakoveckého vývoja staršieho paleozoika sa zatiaľ neštudovala, pretože nebola prístupná priamemu pozorovaniu a možno ju predpokladať iba analogicky — karbón v južnej časti rezu tvorí miernu synklinálu (smerovo zhodnú so žilnou štruktúrou Droždiak, ktorá je vyvinutá na jej severnom ramene), ďalej na sever je karbón mierne zvrásnený a až v severnej časti územia začína súvrstvie strmšie upadať na sever.

Na základe uvedeného rezu, doloženého dostatočným množstvom prác, ťažko predpokladať takú výraznú klenbu, ako bola interpretovaná. Podľa povrchovej geologickej mapy tiež ťažko usudzovať o klenbovitej stavbe. Skôr tu ide o vyzdvihnutý blok, ktorý sa západne od poráčskeho zlomu postupne ponára, a preto sa smerom na západ objavujú vyššie vrstvy karbónu a potom permsko-mezozoické komplexy. Východná časť na poráčskom zlome poklesla o cca 200—300 m. V tomto zmysle nemožno hovoriť ani o priečnej klenbe, ale skôr o blokovej stavbe s rozdielnym vertikálnym premiestnením okrajov blokov. Táto mladá porudná blokovaná tektonika zvýraznila generálnu unduláciu vrásových B-osí, preto sa priečne vrásnenie preceňuje, a to nielen v rudníanske oblasti, ale v celom Spišsko-gemerskom rudohorí.

Pozdĺžna antiklinálna vrásová stavba v hlbšej časti rudníanskeho rájónu nie je vylúčená, ba naopak, možno ju predpokladať v staršom paleozoiku ako pokračovanie antiklinály z Poráčskej doliny a v dôsledku nej aj vnútený antiklinálny ohyb vyšších súvrství. Vznik klenby sa však spája s intrúziou magmatického telesa a jeho vertikálneho tlaku na plášť. Hoci o prítomnosti klenby už bola reč, treba sa pozastaviť pri intrúziivných horninách (K. MANDÁKOVÁ et al. 1971), ktoré sa podľa nich pričinili o vznik klenby.

Magmatické horniny a ich pôvod

Dioritové a gabroidné horniny sú najlepšie vyvinuté v prekope jz. od šachty Zlatník na X. obzore, kde ich teraz možno najlepšie priamo pozorovať, ale aj na ďalších miestach X. obzoru a na XVI. obzore žily Droždiak. Hoci z petrografickej a petrochemickej stránky ide o uvedené



Obr. 6. Pozdĺžny rez „strednou štruktúrou“

1 — bilančné zrudnenie overené bankými prácami, 2 — nebilančné zrudnenie overené bankými prácami, 3 — údaje z vrtov a) pozitívne, b) negatívne, 4 — pozitívny hĺbkový údaj na zrudnení a) južnejšom, b) severnejšom, 5 — zrudnenia, z ktorých jedno je západným pokračovaním „strednej štruktúry“ a) južnejšie zrudnenie, b) severnejšie zrudnenie.

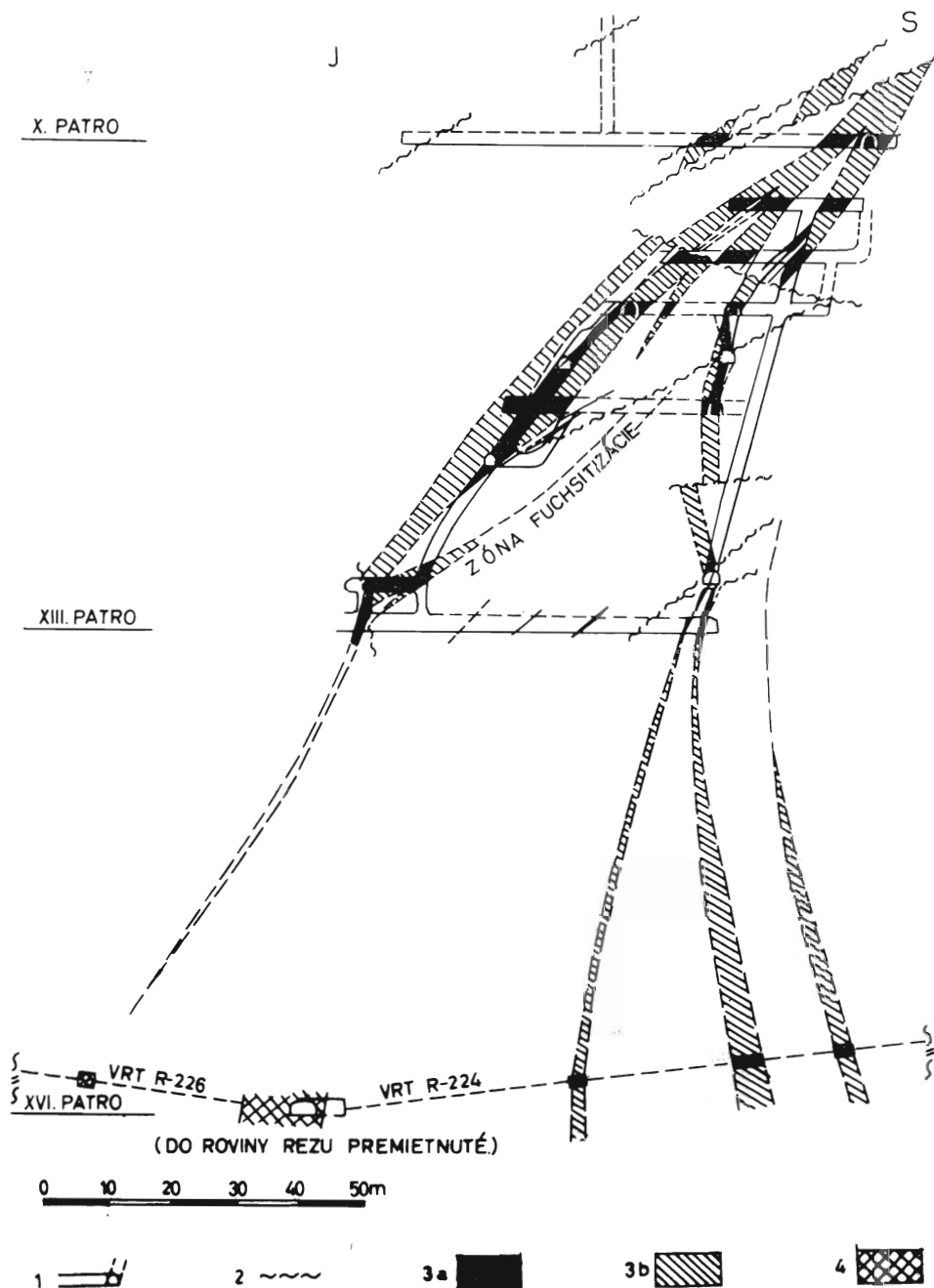
typy hornín (petrograficky ich určil D. Hovorka), to však ešte neurčuje ich genézu, čo je z hľadiska interpretácie tektonickej stavby veľmi dôležité. Vzniká otázka, či sú to skutočne intruzívne horniny.

Už aj pri zbežnom štúdiu týchto hornín v uvedených bankých dielach vidieť, že v celom profile „intruzívnych“ hornín pozorujeme sedimentárne textúry, prúžkovanie, striedanie jemnejšej a hrubšej frakcie a vložky bridlíc, ako aj pozvoľný prechod z bridlíc cez psamity až do hrubozrnných klastických variet. Tieto pozorovania vyvolávajú silnú pochybnosť o intruzívnom pôvode gabroidných hornín. Zdá sa pravdepodobnejšie, že ide o metasomatózu — plutonizáciu pôvodných klasto- a vulkasedimentov staršieho paleozoika a karbónu. Obdobné prejavy granitizácie opísal L. ROZLOŽNÍK (1965) z okolia Dobšinej. V ostatnom čase pripisujeme (P. GREČULA 1973) procesu granitizácie veľký význam — naň sa viaže aj vznik podstatnej časti gemeridnej žuly (ako to predpokladal aj J. GUBAČ 1962) a tiež tzv. intruzívnych bázických hornín. Granitizácia nastala počas prvej vrásnivej fázy alpínskeho orogénu, keď bol pôvodný geosynklinálny priestor silne stlačený, čím sa horninové komplexy dostali do väčších hĺbok, kde došlo k parciálnej anatexii a k regionálnej metasomatóze. Vzhľadom na východiskový materiál vznikali kyslé alebo bázické plutonizované horniny, ktoré sa pri príkrovovom vyvrásnení presunuli do dnešných pozícií. Tieto úvahy potvrdzuje aj vrt (SGR-V-9) pri Košickej Belej v tzv. gabroidnom telese. Aj keď sa intruzíva nemusia vysvetľovať len tak, ako uvádzame, v nijakom prípade nejde o batolit, ktorý spôsobil vznik klenby.

Ak akceptujeme pozorovania v bani a predchádzajúce úvahy o genéze gabroidných hornín, potom ani v oblasti Rudnianskej nie je nevyhnutné predpokladať intrúziu hlbinného telesa a v dôsledku nej vznik klenbovitej stavby.

Vznik a charakter mineralizovaných štruktúr

V zmysle interpretácie stavby rudnianskeho ložiskového územia ako klenby štruktúra Hrubej žily a žily Droždiak (sú známe z povrchu) s hĺbkou zanikajú na ramenách klenby a ich nepriamym hĺbkovým pokračovaním sú nové perspektívne štruktúry posunuté do jadra klenby. Podľa toho



Obr. 5. Vetvenie žilnej štruktúry (v okolí komína K—3085 Z)

1 — banské práce, 2 — dislokácie, 3 — úseky žíl a) overené, b) interpolované, 4 — hydrotermálne zmenené pásmo na XVI. hor.

nepriamym pokračovaním Hrubej žily je mineralizácia overená prekopom razeným severne od šachty Mier (XVI. obzor), cca 200 m v nadloží zlatníckej žily (obr. 2 a 3). Nepriamym hĺbkovým pokračovaním žily Droždiak je zložitá žilné teleso vystupujúce v jej nadloží vo vzdialenosti 0—300 m, nesúvisle overené na smerovej dĺžke cca 3 km (obr. 4 a 6). O tomto hĺbkovom pokračovaní hlavných žíl treba uviesť niekoľko údajov: Prieskum overil, že od zlatníckej žily odbiehajú do nadložia mineralizované spenené trhliny (obr. 2). Najvýchodnejšia bola zistená a preskúmaná na úrovni zlatníckej štolne (cca 570 m n.m.). Na povrchu sa neprejavuje žiadnymi indíciami. Druhý, západnejší spenený odžilok je známy z povrchu (cca 700—760 m n.m.), ale úroveň zlatníckej štolne nedosahuje. Ekonomicky je zaujímavý baryt-spekularitovou výplňou. Smer oboch je zhruba V—Z, úklony sú strmé na juh.

Ďalšia spenená žila je známa pod menom Štefan a je vyvinutá vo vertikálnom reze od 730 m po X. obzor (340 m n.m.), kde vykliňuje. Zatiaľ čo na povrchu má smer V—Z, v hĺbke sa jej smer mení na ZSZ—VJV. Úklon je okolo 70° na juh. V podloží ju sprevádza paralelná mineralizovaná puklina. Tá bola zistená na povrchu, ale údaje o jej hĺbkovom pokračovaní nie sú. Spoločným znakom všetkých spomenutých spenených puklín je šoškovitý tvar a pomerne malý smerový dosah (200—300 m).

Hrubá žila, ktorá má charakter diagonálnej mineralizovanej pukliny zsz.—vjv. smeru medzi žilami Zlatník a Droždiak, je známa z banských prác v dĺžke cca 1 km, od povrchu (700 m n.m.) po úroveň XIII. obzoru (cca 50 m n.m.), pod ktorým vykliňuje.

Z toho možno dedukovať, že spenené mineralizované pukliny odbiehajúce od zlatníckej štruktúry sú vyvinuté v rozličných hĺbkových úrovniach, majú menlivé vertikálne rozpätie, ich smer je zhruba V—Z a smerný dosah relatívne malý.

Zrudnenie interpretované podľa koncepcie klenbovitej stavby a považované za nepriame hĺbkové pokračovanie Hrubej žily (obr. 3) je overené zatiaľ na XVI. obzore banským dielom na smernej dĺžke asi 150 m. Ak považujeme indíciu (8 cm sideritu) z vrtu 219 za jeho východné vyklenutie, potom jeho celková smerná dĺžka je asi 350 m. Dovrchový a hĺbkový dosah je nedoriešený. Jeho smer je V—Z so stáčaním na S v jeho západnej časti. Úklony sú strmé smerom na juh a sever. Pre zhodnosť charakteru tohto zrudnenia s inými spenenými mineralizovanými puklinami odbiehajúcimi do nadložia od zlatníckej štruktúry je logické interpretovať toto zrudnenie ako jednu z nich. Tým je daná jej pomerne malá perspektívnosť. Ostatné zrudnenia zistené prekopom môžu byť paralelnými mineralizovanými puklinami, ako je to známe na žile Štefan.

Žilná štruktúra, ktorá sa pokladá za hĺbkové pokračovanie žily Droždiak (tzv. stredná štruktúra), je vyvinutá v priestore západných rudniarskych šácht (obr. 4). V horizontálnych rezoch nie je vzťah žily Droždiak (južnejšej) a tzv. strednej štruktúry celkom jasný. Pričné rezy vedené detailne preskúmanou časťou žilného systému (medzi súradnicou 304550—304600) jednoznačne ukazujú rozvetvovanie žily Droždiak (obr. 5). Zatiaľ čo na úrovni X. horizontu vystupuje jedna žila, na úrovni XII. horizontu sú už 2 vetvy, z ktorých sa južnejšia pokladá za vlastnú žilu Droždiak a severnejšia je časťou tzv. strednej štruktúry. Tá sa s narastajúcou hĺbkou rozvetvuje ďalej (XVI. horizont). V dôsledku postupného vetvenia, ktoré sa prejavuje aj v smerovom priebehu a čiastočne aj v zmene smeru, sa smerom na východ severnejšie vetvy od vlastnej žily Droždiak postupne vzdalujú.

Vetvenie žily Droždiak je jej charakteristickou črtou. Na základe toho môžeme strednú štruktúru interpretovať nie ako samostatnú žilu, ale ako zložitú vetvu žily Droždiak, ktorá od nej odbieha do podložia. Ak tzv. stredná štruktúra nie je samostatnou štruktúrou (s ťažiskom významu v hĺbke), ale je vetvou žily Droždiak, potom by pre jej hĺbkový vývoj mali platiť tie isté zákonitosti ako pre iné časti, resp. vetvy žily Droždiak, t. z. postupné ponáranie sa západným smerom do hĺbky a vykliňovanie vo vrchných fylitických častiach rakoveckého vývoja staršieho paleozoika, resp. v spodných častiach karbónu tam, kde karbón preberá stavebné prvky podložia. Nevylučuje sa opätovné nasadenie v hĺbke vo vhodnom horninovom prostredí.

Doteraz realizované technické práce potvrdzujú, že zatiaľ čo táto žila vo východnej časti vykliňuje pod XVI. obzorom (okolo 150 m n.m.), v západnej časti, kde je báza karbónu hlbšie, je mineralizácia dokázaná na dvoch podložných žilách, ktoré súvisia s vetvením žily Droždiak v hĺbke okolo 0 až 100 m n.m.

Uvedené údaje a úvahy dovofujú prikloniť sa k predstave, že hĺbkový vývoj hlavných rudnian-ských tektonických štruktúr je kontinuálny, pričom tieto hlavné zlomové a následné mineralizované štruktúry sa vetvia systémom sperených strižných puklín 2. radu a ich priestorový dosah je neporovnateľne menší ako dosah hlavných žíl.

Príklady vývoja mineralizovaných sperených zlomov odbiehajúcich od hlavných zlomových štruktúr sú vo svetovej literatúre dosť časté, napr. v rudnom rajóne Coeur d'Alene v štáte Idaho (in Ch. F. PARK—R. A. MACDIARMID 1964).

Klenbovitá stavba je tu veľmi ťažko preukázateľná a podobne aj s ňou súvisiaci vývoj mineralizovaných zlomových štruktúr. Opísané gabroidné horniny nemajú charakter intruzívnych hornín, ale sú najskôr produktom granitizačných metasomatických premien pôvodných geosynklinálnych produktov v období alpínskej orogenézy.

Doručené: 15. 3. 1973
Odporučil: Ján Litavec

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. Geol. práce, Spr. 20, 5—49.
GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, 3.
KONEČNÝ, S. 1969: Štruktúrny výskum širšieho okolia Rudnian. Manuskript-archív GÚDŠ Bratislava.
HUĐÁČEK, J. 1971: Záverečná správa Zlatník. Manuskript—archív Geol. prieskumu Spišská Nová Ves.
PARK, CH. F.—MACDIARMID, R. A.: Rudnyje mestoroždenija. Izd. Mir Moskva, 544 s.
POPŘEŇÁK, J. 1964: Poznámky o vplyve litológie na morfológiu rudných žíl v oblasti Rudnian. Zpr. geol. výsk. v roku 1964 (Bratislava), s. 43—44.

To the problem of structure and development of veins in Rudňany (Spišsko-gemerské rudohorie)

JÁN POPŘEŇÁK—PAVOL GRECULA—JÁN MIHALOV

The deposit Rudňany belongs among the largest exploited vein deposits of complex ores (Fe, Cu, Hg, Ba). At present its depth and strike solution is topical. For this sake the character of the tectonic structure and its influence on distribution of deposits, also relation between the lithological environment and development of veins as well as the role of magmatism in formation of the structure of the area and of metallogenetic development are being studied.

In the lower deposit parts gabbroid rocks, to which an intrusive character and a distinct vault structure due to intruding rocks was attributed, were mined in the last years. In the article it is said that these gabbroid rocks represent plutonized Devonian and Carboniferous basic volcanics and graywacke rocks, originated during Upper Cretaceous granitization. So the determining influence of intrusion on formation of the vault structure is excluded. On the contrary, a gentle anticlinal structure is supposed there, with the mineralized structure of the Droždiak and Zlatník veins developed on its limbs. These veins are the principal veins of the Rudňany ore district. Other veins are only mineralized pinnate faults, (mostly shear, less of the tension faults of IInd order). So also their subordinate importance in solution of continuation at depth and in strike is being explained. The influence of the lithological environment on development of veins is conspicuous. The ore mineralization is well developed in the competent environment of diabase rocks and Carboniferous conglomerates, whilst in phyllite complexes it disappears or intensely ramifies being of a very irregular lensoidal character. Therefore also a great importance is attributed to lithostratigraphical investigation.

Výskyt neskehonitu a hydromagnezitu v pôdach intoxikovaných Mg-exhalátmi

(4 obr. v texte)

ANTON MIHÁLIK*

L'occurrence de nesquehonit et de hydromagnésium dans les sols intoxiqués d'exhalaisons de magnésium

Des émissions de magnésium compactes qui dans le voisinage des usines de magnésium en Slovaquie déposent sur les sols, mais aussi sur les arbres des croûtes dures, contiennent certains minéraux autochtones de Mg, à savoir: le Nesquehonit — $\text{MgCO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ et le hydromagnésium $4 \text{MgCO}_3 - \text{Mg(OH)} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$. Leur présence fut prouvée par l'analyse de Rayons alpha ainsi que DTA. Elles sont le produit de changements mentaux chimiques et minéralogiques du MgO amorphe hautement actif qui forme environ 30—40 % dans les émissions.

Úvod

V okolí magnezitových závodů je půdní fond zasiahnutý Dg-exhalátmi, ktoré v blízkosti zdroja úplne znehodnocujú a vo väčšej vzdialenosti znižujú produkčnú schopnosť pôdy tzv. horečnatým zasolením. Podľa BUBLINCA (1971) z piatich magnezitových závodů na území SSR uniká do ovzdušia priemerne 12 800 ton pevných emisií za rok. Prevádzka niektorých závodů trvá už niekoľko desiatok rokov a za toto obdobie sa vytvorila z emisií po kontaminácii s pôdou miestami až 10 cm hrubá pevná kôra. Takéto spevnené imisie nachádzame aj na drevinách vo forme 0,2 až 0,5 cm pevnej krusty, ktorá sa vyskytuje vždy na strane smerom k zdroju imisie.

Pri sledovaní mineralogických zmien pevných imisií pred kontamináciou s pôdou (resp. s porastom) a po nej zistili sme značné mineralogické zmeny. Produktmi týchto zmien sú aj v spevnených imisiách autochtónne vzniknuté minerály, a to neskehonit — $\text{MgCO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ a hydromagnezit, ktorý má podľa REMYHO (1961) vzorec $4 \text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$. Podobne aj MAC KENZIE (1957) uvádza vzorec $5 \text{Mg(CO}_3)_4 \cdot \text{OH} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$.

Metodika a vzorkový materiál

Na zistenie mineralogického zloženia sme použili röntgenovú difraktometriu a DTA, prístroj Mikrometa 2 s goniometrom a integrátorom, žiarenie Cu α_1 , 35 kV, 16 mA, cl 2/3. Vzorky sa opatrne rozdrobili a nalisovali do držíaka konštantným tlakom 700 kp.

Krivky DTA sme získali na automatickom prístroji zn. Derivatograph MOM s gradientom 12 °C/min. Chemickú analýzu emisií sme vykonali v laboratóriu Magnezitových závodů v Lovinobani.

* Ing. Anton Mihálik, CSc., Katedra pedológie a geológie, Vysoká škola lesnícka a drevárska, 960 01 Zvolen.

Vzorkový materiál, ktorým sú tri vzorky emisií a tri vzorky pevných imisíí zo stromov, resp. z pôdy, má nasledujúce označenie:

- A — emisie z rotačnej pece (Lubeník),
- B — emisie zo šachtovej pece (Lubeník),
- C — emisie zo šachtovej pece (Lovinobaňa),
- D — pevná krusta imisíí na drevinách (Jelšava),
- E — pevná krusta imisíí na pôde (Jelšava),
- F — pevná krusta imisíí na pôde (Hačava).

Podľa pracovníkov laboratória v Lubeníku je chemické a mineralogické zloženie emisií v Jelšave veľmi podobné zloženiu v Lubeníku. Aj emisie v Hačave sú svojím zložením podobné emisiám v Lovinobani.

Výsledky a diskusia

Magnezitové emisie závodu Hačava majú podľa STAROŠA (in E. BUBLINEC 1971) nasledujúce chemické zloženie:

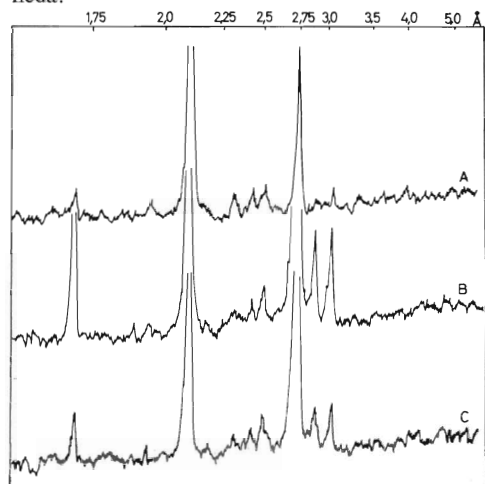
65,0—80,0 % MgO, 1,5—2,5 CaO, 5,0—6,6 % Fe₂O₃, 1,5—3,5 SiO₂, 0,5—1,5 Al₂O₃ a 12,0 až 22,0 % strata žiňaním. Podľa BUBLINCA (1971) na mineralogickom zložení Mg-emisíí sa zúčastňuje: MgO — amorfny (kausticky žieravý kyslíčník), MgO — kryštalický periklas, nevypálený MgCO₃, CaCO₃ a určité množstvo CaO.

Emisie zo šachtových pecí v Lovinobani podľa chemického rozboru urobeného v ich laboratóriu majú toto chemické zloženie: 63,1 % MgO, 2,60 % CaO, 5,6 % Fe₂O₃, 0,90 % SiO₂, 0,5 % Al₂O₃ a 27,3 % strata žiňaním. Pretože strata žiňaním môže predstavovať len únik CO₂ pri termickej disociácii MgCO₃ (zanedbateľná strata kalcitu a dolomitu), jej prepočet na MgCO₃ je cca 52 %. V 52 % MgCO₃ je viazané cca 25 % MgO a ostatok, teda 63 — 25 = 38 je súčet amorfnej (ktorá prevláda) a kryštalickej (periklas) formy MgO.

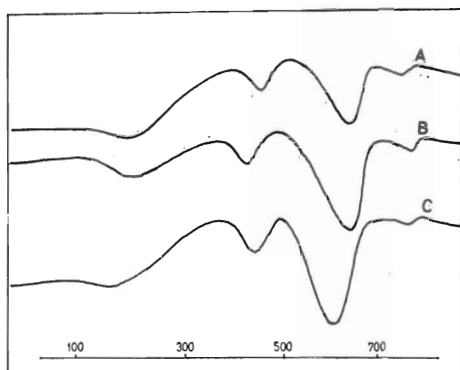
Podľa röntgenovej analýzy (obr. 1) prevláda vo všetkých vzorkách emisií MgCO₃ — reflexy 2,74; 2,10; 1,70 Å. Prítomnosť dolomitu (reflex 2,87 Å) a kalcitu (reflex 3,02 Å) je malá, pričom v emisiách v šachtových peciach je o niečo vyššia. Prítomnosť periklasu kryštalického MgO je zrejmá z reflexov 2,43 Å, v prípade emisií z rotačnej pece aj reflex 2,10 Å, ktorý prislúcha MgCO₃, no jeho intenzita je vyššia ako intenzita reflexu 2,74, aj keď podľa tabuliek má byť nižšia. Možno to vysvetliť tým, že na intenzite 2,10 Å reflexu sa zúčastňuje okrem MgCO₃ aj periklas.

Krivky DTA (obr. 2) urobené v atmosfére CO₂ zodpovedajú štandardným krivkám magnezitu za rovnakých podmienok.

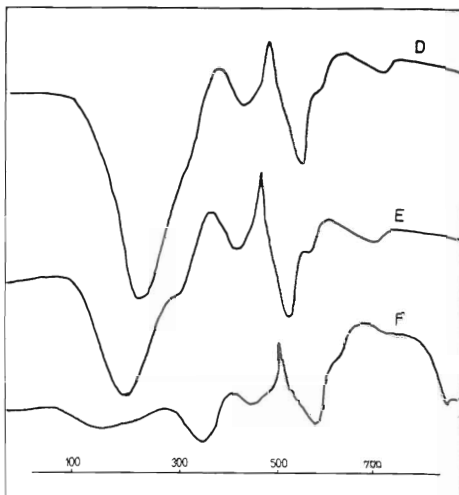
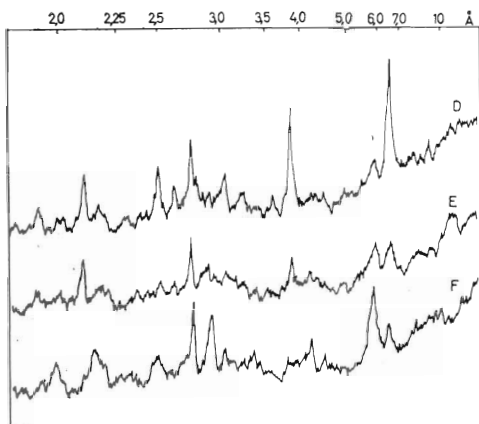
Amorfny podiel reprezentovaný hlavne amorfny MgO sa uvedenými metódami identifikovať nedá.



Obr. 1
←



Obr. 2



Podstatne iné mineralogické zloženie sme zistili v imisiách (obr. 3, 4), ktoré sa za niekoľko desiatok rokov spevnili a vytvorili tvrdú kôru, v ktorej nachádzame nové — autochtónne minerály.

Pevná kôra na stromoch obsahuje prevažne hydratovaný uhličitan horečnatý — $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — neskevehonit. Na rtg difraktograme má identifikačné reflexy 6,50; 3,86; 2,61; 2,51 Å. Na krivke DTA pripisuje R. C. MACKENZIE (1957) pri prvej endoterme stratu dvoch molekúl vody, druhej pri 400—450 °C, stratu tretej molekuly vody. Tretia endoterma pri 500—600 °C podľa citovaného autora prináleží úniku CO_2 pri termickej disociácii uhličitanov. Exoterma prislúcha kryštalizácii amorfneho MgO . Teto minerál má prevahu len vo vzorke D, aj keď jeho prítomnosť je značná vo vzorke E a F.

Prevahu ďalšieho novovzniknutého minerálu — hydromagnezitu — sme našli vo vzorke F v pevnej kruste na pôde v Hačave, kde ho identifikoval aj J. ČURLÍK (1971) opticky spolu s kalcitom a pokladá ich za autochtónne formy minerálov. Uvedený autor opisuje v kruste aj výskyt brucitu — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ a magnezitu. Aj vo vzorke z pôdy v Jelšave je hydromagnezit značne zastúpený.

Jeho identifikačné reflexy na röntgenovom difraktograme sú 5,80; 2,90; 2,15 Å.

Krivka DTA hydromagnezitu (obr. 4, vz. F) na rozdiel od neskevehonitu má trochu iný priebeh. Kryštalickú vodu stráca podľa MACKENZIEHO (1957) pri teplote okolo 350 °C.

Strata hydroxylovej vody (OH) nastáva okolo 450 °C a únik CO_2 okolo 500—600 °C. Exoterma okolo 500 °C sa pripisuje kryštalizácii amorfneho MgO na kubickú sústavu. Naše krivky DTA súhlasia s uvedeným opisom a potvrdzujú výsledky röntgenovej analýzy. Podľa nášho názoru vznik neskevehonitu a hydromagnezitu možno odvodiť od vysokoaktívneho amorfneho MgO , ktorého obsah v pevných emisiách sa odhaduje na 30—40 %. Zvýšený obsah CO_2 v pôde (10-násobne oproti atmosférickému), ako aj H_2O túto premenu umožňujú a vznik uvedených autochtónnych minerálov podporujú.

Okrem uvedených minerálov v značnom množstve je prítomný aj magnezit — reflexy 2,74; 2,50; 2,10; 1,70 Å. Prímes tvorí dolomit. Kalcit (3,03 Å) je zastúpený ešte v menšej miere ako dolomit.

Záver

Spevnené Mg-emisie, ktoré v okolí magnezitových závodov na Slovensku tvoria v pôdach, ale aj na drevinách tvrdé krusty, obsahujú niektoré autochtónne minerály Mg, a to neskevehonit —

$\text{MgO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ a hydromagnezit $4 \text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$. Ich přítomnost dokázala röntgenová analýza, ako aj DTA. Sú produktom chemicko-mineralogických zmien vysoko aktívneho amorfneho MgO , ktorý tvorí v emisiách cca 30—40 %.

Doručené 11. XII. 1972
Odporučil: Ivan Kraus

Katedra pedológie a geológie VŠLD
Zvolen

RECENZIA

Rudolf Rost: **Vltavíny a tektity**. Sbíрка „Cesta k vědění“. Vydala Academia, Praha, 1972

Rukopis knihy byl v podstatě dokončen v r. 1966. Poslední kapitoly zkorigoval autor v r. 1972, kde jsou shrnuty — ve speciální kapitole — hlavní novinky o tektitech z let 1967—1971, zvláště problém mikrotektitů.

Ačkoliv jde o zdánlivě popularizující monografii, je to práce originální, shrnující vlastní pozorování současně i kritický referát, působený širšímu publiku přírodovědců, mineralogů, geologů, astronomů, jaderných fyziků i amatérských sběratelů vltavinů, kterých není u nás málo. Naše vltavíny jsou totiž nejen evropskou, ale světovou specialitou.

V prvním oddílu jsou generalia týkající se tektitů vůbec, po chemické i fyzikální stránce, jejich morfologie, skulptace povrchu, uzavření v tektitech a rozsahu spádových polí. V druhém oddíle jsou popsána jednotlivá naleziště tektitů a jejich izolované nehojné lokality na světě. Jádrem knihy, vzhledem k našim čtenářům, jsou československé tektity — vltavíny (moldavity), které byly objeveny téměř před 200 lety v Čechách a před 100 lety na Moravě. Je zde podrobně popsáno jejich mineralogické i chemické složení (četné tabulky), geologie vltavinových sedimentů i diskuse jejich stáří, zkratka vše, co je do r. 1971 o vltavínech známo.

Ostatní kapitoly zahrnující tektity jihovýchodní Asie (Vietnam, Laos, Kambodža, Thajsko, Indonésie, Filipíny), nehojné tektity z Pobřeží slonoviny v Africe a hlavně tektity z Austrálie, odlišné (i stářím) ode všech ostatních. Dále jsou to tektity z USA, skla z meteorických

kráterů (Canyon Diablo v USA), meteorický kráter ze Saudské Arábie, z Austrálie, hlavně pak suevity a sklo z obrovského meteorického kráteru Riess v Bavorsku, který je podrobně popsán a diskutován už proto, že někteří autoři od něj odvozují pád našich vltavinů. Dále jsou to křemitá skla z Libye, Darwinovo sklo z Tasmánie a skla pokusných atomových výbuchů.

Pro širší čtenářskou obec bude nejzajímavější oddíl o teoriích vzniku a původu tektitů a jejich diskuse, jde-li o hmotu, při níž došlo ke srážce (impaktu) s kometou nebo velkým meteoritem nebo jiným kosmickým tělesem či dopadem antihmoty.

Je zajímavé, že za lidské paměti nebyl pozorován pád těchto záhadných skel, z nichž nejstarší jsou eocenní. Naše, ze západní Moravy a jižních Čech, jsou z mladých třetihor. Většinou, v jižní Asii, Indonésii a Austrálii, jsou pleistocenní až recentní. Ve starších geologických útvech nebyly tektity dosud nalezeny. Také nedovedeme dosud s určitostí říci, zda tektity vznikly na Zemi nebo na Měsíci nebo jinde v kosmickém prostoru, ale v hlavních rysech víme, za jakých podmínek mohlo dojít ke vzniku tektitů. Ačkoli je autor velmi kritický, zastává jako nejpravděpodobnější pozemský původ (pravděpodobná srážka meteoritu nebo komety se Zemí). Ovšem, diskuse pokračuje.

Knihy s obsáhlou bibliografií (279 položek!) je velmi úpravná. Zvláště velmi podařené jsou fotografie tektitů, mikrofotografie, pérovky i mapa nalezišť vltavinů v Československu. Je to dobrá a užitečná kniha.

Jaromír Koutek

Príspevok geofyziky k vyhľadávaniu hydrogeologických štruktúr v oblasti stredoslovenských neovulkanitov

(3 obr. v texte)

LUBOMÍR ZBOŘIL — JÚLIUS MÁJOVSKÝ — MÁRIA PAULOVIČOVÁ — VIKTOR VALTR*

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov sa donedávna považovala z hľadiska podchytenia výdatných zdrojov podzemných vôd za neperspektívnu (O. Hynie 1961), resp. menej významnú (V. Böh—S. Klír—P. Ostrolucký 1964). Až hydrogeologické výskumy v poslednom období (L. Škvarka 1970, P. Ostrolucký 1971) priniesli rad závažných poznatkov o možnosti získať výdatné a trvalé zdroje podzemných vôd. Výdatné zdroje sú viazané na významné tektonické zóny, ktoré sú zvyčajne vyvinuté na rozhraní morfológických elevácií a depresí skrytého neovulkanického substrátu, pričom prechádzajú z podložia do nadložného neovulkanického komplexu. Osobitne významné sú také tektonické štruktúry, kde zlomový systém oddeľuje priepustný komplex od nepriepustného, napr. akumulácie hrubozrnných pyroklastík alebo tektonicky porušených lávových prúdov od pelitických sedimentov.

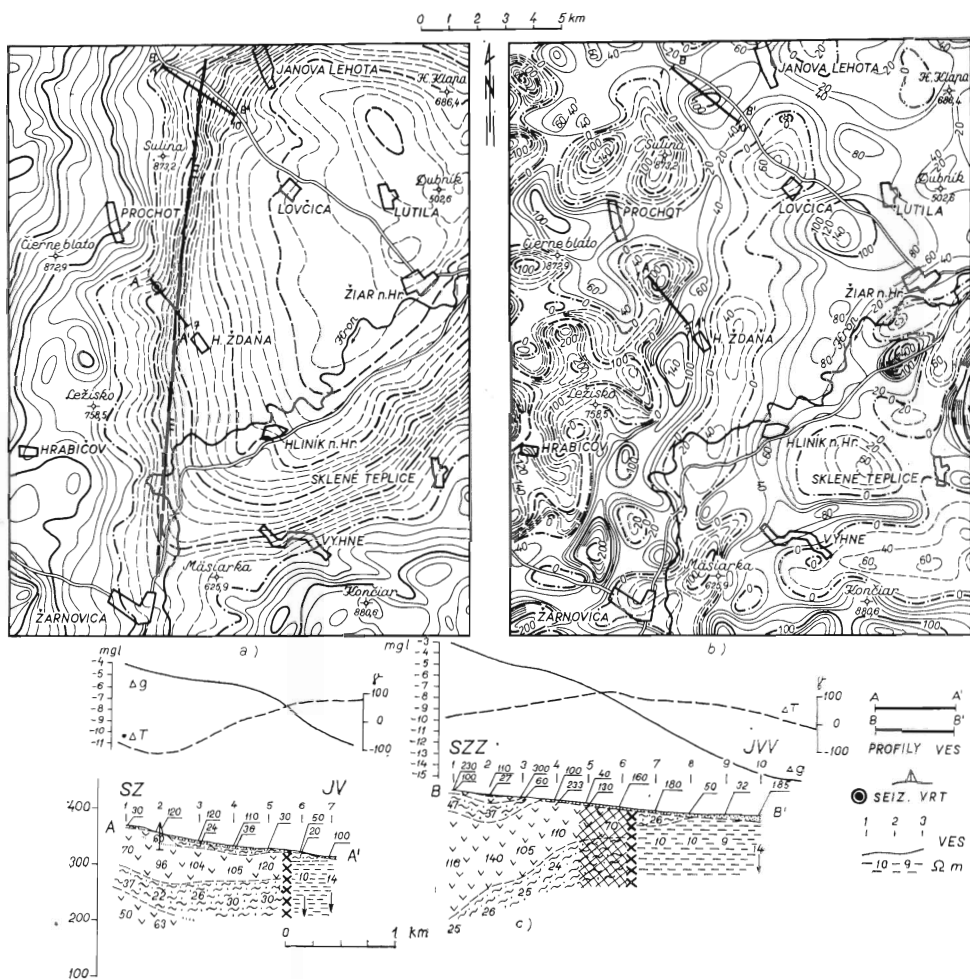
Porézne neovulkanické sedimenty v oblastiach bez regionálnych zlomových systémov vytvárajú miestami súvislé horizonty podzemných vôd, avšak menšej výdatnosti; 1—5 l/s (V. Böh—S. Klír—O. Ostrolucký 1964). Zóny tzv. zvýšenej puklinavosti vo vrchnej časti neovulkanického komplexu majú obyčajne menšiu výdatnosť ako 1 l/s. Štruktúry podmienené hlbinnými tektonickými systémami, ktoré oddeľuje vulkanický komplex od nepriepustných sedimentárnych horizontov vo výplni intravulkanických depresí, sú na podchytenie výdatných zdrojov užitočných vôd zvlášť výhodné, pretože v komplexe neovulkanických hornín za nepriepustnou tektonickou poruchou môže dôjsť ku koncentrácii podzemných vôd a ich prúdeniu v smere poruchovej zóny (L. Škvarka 1970).

Z hľadiska geofyziky je podstatné, že práve tieto štruktúry môžu byť detekované komplexom geofyzikálnych metód (gravimetria, aeromagnetika, geoelektrika). Gravimetria sledovaním lineárneho priebehu intenzívnych horizontálnych gradientov Δg určuje priebeh a amplitúdu vertikálneho posunu hydrogeologicky významných zlomových línií; magnetometria¹ detektuje prítomnosť subvulkanických telies, resp. priestorovú akumuláciu lávových prúdov a pyroklastík, geoelektrika spresňuje poznatky gravimetrie najmä presnejším vymedzením tektonických línií, ak vytvárajú rozhranie odporovo kontrastných prostredí, resp. vymedzuje i polohy odlišných litofácií v sedimentárnych a vulkanicko-sedimentárnych komplexoch.

Jednou z uvedených priaznivých hydrogeologických štruktúr je *poruchová zóna oddeľujúca západný okraj žiarskej intravulkanickej depresie od handlovského chrbta*, ktorý vytvára výraznú hrast predterciérneho podložia skrytého pod neovulkanickým komplexom pohoria Vtáčnik. Táto zóna, predstavujúca západnú vetvu zázrivsko-budapeštianskeho zlomového systému (D. Kubiny 1962), prejavuje sa výrazne na schéme úplných Bouguerových anomálií (obr. 1a). V priestore opisovanej poruchovej zóny, vymedzenej ťažovým mapovaním a magnetometriou detekovaných akumulácií lávových prúdov a pyroklastík (obr. 1b), t. j. v hydrogeologicky priaznivom prostredí sa aplikovalo geoelektrické meranie v modifikácii vertikálnej sondáže, ktorého cieľom okrem mapovania litofaciálne odlišných komplexov bolo bližšie určiť tektonický styk neovulkanického komplexu pohoria Vtáčnik so sedimentárnymi a vulkanicko-sedimentárnymi útvarmi žiarskej intravulkanickej depresie — obr. 1c (J. Májovský 1970).

Z hľadiska hydrogeológie je dôležité, že západne od zlomového systému vystupujú k povrchu akumulácie lávových prúdov a pyroklastík, naopak pri okraji depresie sú vyvinuté polohy peliticko-

* RNDr. Lubomír Zbořil CSc.—RNDr. Július Májovský—prom. geológ Mária Paulovičová, Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava; prom. geológ Viktor Valtr, Geofyzika, n. p., Brno, závod Výskum, Brno.



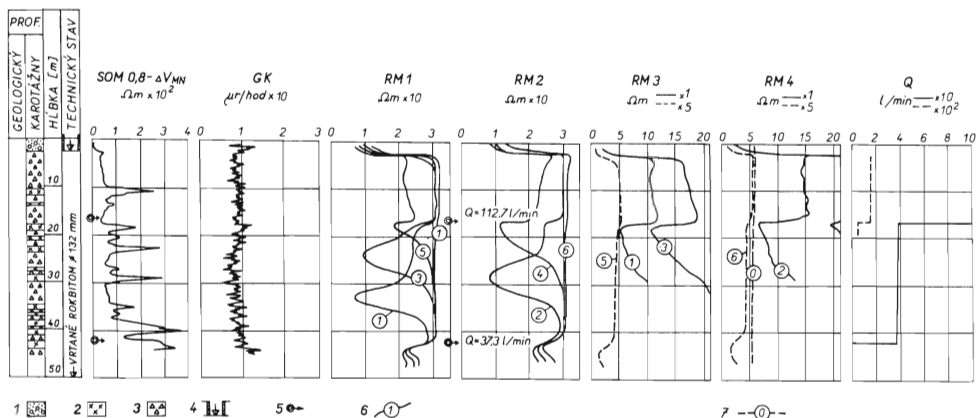
Obr. 1. Schéma mapy úplných Bouguerových anomálií (a), mapa izonomál ΔT (b), schematické geoelektrické rezy podľa VES (c).

Fig. 1. Scheme of the map of complete Bourguer's anomalies (a), map of isonomals ΔT (b) and schematic geological sections according to VES(c).

psamitických hornín s podradne zastúpenou vulkanickou frakciou (tufty). Opisovaná tektonická porucha meridiálneho smeru (obr. 1a) vytvára výstupovú cestu a detektuje okraj priestoru s akumuláciou podzemných vôd. Táto tektonická línia určuje tiež litologické rozhranie, ktoré je tesniacim elementom pre cirkuláciu podzemných vôd v smere horizontálnom, t. j. do depresie.

V priestore zmapovaných štruktúr perspektívnych pre výskyt väčších zdrojov podzemnej vody boli v rámci seizmických prác v širšom regióne Žiarskej kotliny (R. Pešák 1971) lokalizované plytké vrty do hĺbky až 60 m, v ktorých sa urobilo karotážne meranie orientované na určenie špecifických hydrogeologických parametrov — obr. 2 (V. Valtr 1970).

Pri okraji geoelektrického profilu A — A' (obr. 1c) bol uskutočnený vrt do hĺbky 52 m (priemer 132 mm; obr. 1, 2). Vo vrte sa urobilo karotážne meranie, ktorým boli určované niektoré hydrogeologické parametre (V. Valtr 1970; obr. 2). Okrem odporových meraní sa merala intenzita



Obr. 2. Vrt Horná Žďaňa — karotážne meranie.

1 — hlina a suť, 2 — andezity, 3 — andezitové pyroklastiká, 4 — pažnice, 5 — prítok podzemnej vody do vrtu, 6 — číslo krivky RM, 7 — krivka RM pred solením vrtu

Fig. 2. Borehole Horná Žďaňa — well logging measurement.

1 — Loam and scree, 2 — andesites, 3 — andesite pyroclastics, 4 — casing, 5 — inflow of groundwater into the borehole, 6 — number of RM curve, 7 — RM curve before salting of borehole

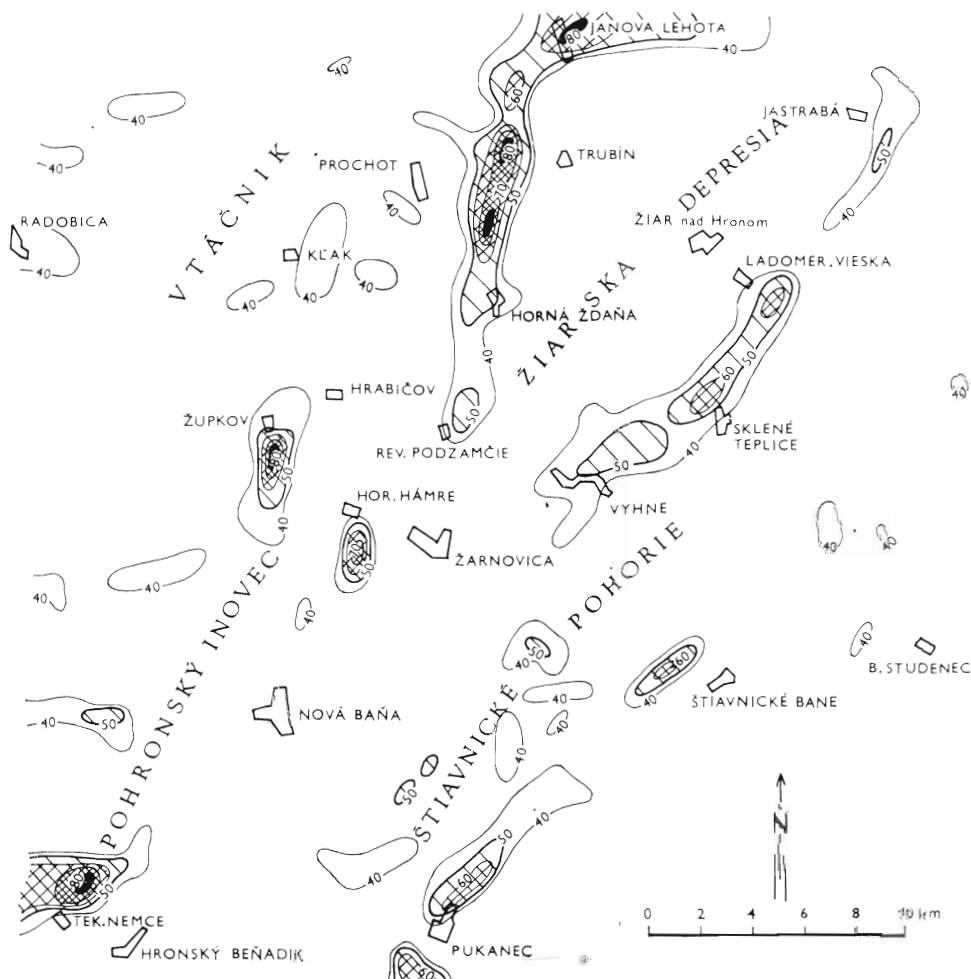
prírodného gama žiarenia a modifikácie metódy riadenia označenej kvapaliny pri použití resistivimetrie (RM) na určenie miesta a výdatnosti prítoku podzemnej vody. V hĺbke 16,8 m bol určený horizont s prítokom cca 2 l/s a v hĺbke 42,3 m prítok cca 0,5 l/s (merný elektrický odpor podzemnej vody je podľa kriviek RM asi 132 Ωm , čo zodpovedá mineralizácii cca 0,17 g/l NaCl).

Podľa uvedených výsledkov geofyzikálnych prác sme predpokladali, že vrtom väčšieho priemeru a pri príslušne zníženej hladine môžeme získať ešte výdatnejší prítok podzemnej vody. Z tohto dôvodu tu bol na základe výsledkov geofyzikálnych meraní situovaný hydrogeologický vrt (severne od obce Horná Žďaňa), pričom sa získal prítok podzemnej vody cca 5,7 l/s. Z ekonomického hľadiska je podstatné, že prítok bol získaný v oblasti veľmi chudobnej na výdatné a trvalé zdroje podzemných vôd a môže sa výhodne využiť na zásobovanie okolitých obcí.

Analogické štruktúrne pomery boli geofyzikou zistené severne od opisovanej lokality, JJZ od obce Janova Lehota (obr. 2). Do tohto priestoru pokračuje dosť výrazný zlomový systém podmienajúci hydrogeologicky priaznivú štruktúru s predpokladanou akumuláciou podzemných vôd. Z poznatkov geofyzikálnych meraní vyplýva, že pri lokalizácii hydrogeologického vrtu a pri splnení ostatných hydrogeologických, resp. hydraulických podmienok, môžeme z tejto lokality tiež získať zdroj podzemnej vody.

Ako sme už uviedli, na orientáciu podrobnejších geofyzikálnych prác pre väčšinu odporových geoelektrických meraní využívame poznatky gravimetrie, pričom prihliadame na výsledky aeromagnetiky. Priestorové rozloženie hydrogeologicky vhodných štruktúr najlepšie zobrazuje mapa maximálnych horizontálnych tiažových gradientov odvodená z mapy úplných Bouguerových anomálií ($\sigma = 2,2 \text{ g/cm}^3$) (obr. 3). Na nej najintenzívnejšie anomálie jednak detekujú priebeh zlomových línií veľkých amplitúd vertikálneho posunu, jednak výrazné hustotné rozhrania v smere horizontálnom (zvyčajne styk priepustných a nepriepustných horninových komplexov), čo je pre určenie hydrogeologických štruktúr podstatné.

V priestore zobrazenom na mape maximálnych horizontálnych tiažových gradientov (obr. 3), t. j. v západnej časti stredoslovenského neovulkanického komplexu, možno vymedziť okrem už opisovanej hydrogeologickej štruktúry vystupujúcej na styku pohoria Ťačník so žiarskou intravulkanickou depresiou (Janova Lehota—Trubín—Horná Žďaňa—Revištské Podzámčie) ďalšie, i keď relatívne menej intenzívne anomálie, taktiež významné pre orientáciu podrobnejších geofyzikálnych prác, ktorých cieľom je vymedziť hydrogeologické štruktúry. Je to predovšetkým *tektonický styk severozápadného okraja štíavnického ostrova so žiarskou depresiou* (Ladomerská Vieska—Skléné Teplice—Vyhně), ďalej *anomália pri severovýchodnom okraji obce Pukanec*, detekujúca intenzívny zlomový systém oddeľujúci ťažšie vulkanické komplexy Štiavnického pohoria (rudniansky chrbát) od relatívne ľahkých hornín sedimentárnej výplne pukanskej depresie, a *anomália*



Obr. 3. Mapa maximálnych horizontálnych tiažových gradientov.

Fig. 3. Map of maximum horizontal gravity gradients

severne od obce Tekovské Nemce, určujúca tektonický styk Pohronskeho Inovca s mocným sedimentárnym komplexom zlatomoravského zálivu. Menej výraznou sa javí anomália vystupujúca západne od Banského Studenca.

Opisované štruktúry podľa vyššie uvedených kritérií sú hydrogeologicky významné a sú alebo budú po doplnujúcom geofyzikálnom meraní (väčšinou v modifikácii VES a odporového geoelektrického profilovania) overené vrtmi.

Z uvedených poznatkov vyplýva vhodná metodika geofyzikálneho prieskumu hydrogeologických štruktúr platná nielen pre širšiu oblasť stredoslovenských neovulkanitov, ale tiež pre iné neovulkanické pohoria s obdobnou geologickou stavbou (napr. východoslovenské a severomaďarské neovulkanity).

Doručené 29. VI. 1972

Odporúčil: Ladislav Škvarka

Geofyzika, n. p., Brno
závod Bratislava

- BŮHM, V.—KLÍR, S.—OSTROLUCKÝ, P. 1964: Hydrogeologické pomery v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov a Krupinskej vrchoviny, Geol. práce, Správy 32 (Bratislava), s. 47—55.
- HYNIE, O. 1961: Hydrogeologie ČSSR — I, Prosté vody, Praha, Vydav. ČSAV, 529 s.
- KUBÍNÝ, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, zoš. 39 (Bratislava), s. 31—36.
- MÁJOVSKÝ, J. 1970: Výsledky geoelektrických meraní z širšej oblasti žiarskej intravulkanickej depresie. Manuscript-archív Geofyzika, n. p., Bratislava, 12 s.
- OSTROLUCKÝ, P. 1971: Súbor správ o hydrogeologických výskumoch, uskutočnených v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (výsledky hydrogeologických pozorovaní z jednotlivých vrtoch). Manuscript-archív IGHP, Bratislava.
- ŠKVARKA, L. 1970: Nové poznatky o podzemných vodách v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska. Manuscript-archív GÚDŠ, Bratislava, 59 s.
- PEŠÁK, R. 1971: Predbežná správa o výsledkoch seizmických meraní v oblasti Žiarskej kotliny. Manuscript-archív ÚGF, Brno, 20 s.
- VALTR, V. 1970: Správa o meraní filtračných vlastností hornín vo vrtoch v žiarskej intravulkanickej depresii. Manuscript-archív Geofyziky, n. p., Brno, 19 s.

Contribution of geophysics to search for hydrogeological structure in the neovolcanic region of central Slovakia

LUBOMÍR ZBOŘIL — JÚLIUS MAJOVSKÝ — MÁRIA PAULOVICOVÁ — VIKTOR VALTR

In search for hydrogeological structures in the neovolcanic region of central Slovakia geophysical methods are applied more and more. In regional hydrogeological investigation of the studied area the particular suitability of application of the complex of geophysical methods has been shown, as gravimetry, aeromagnetism and for closer delimitation of structures also geoelectricity in resistivity modifications.

Gravity measurements determine the course and intensity of dislocation zones representing ascending ways of ground water on the one hand and the boundary between permeable-volcanic and impermeable-sedimentary environment on the other hand. Aeromagnetism contributes to detection of effusive complexes favourable hydrogeologically and to distinguishing of extrusive — intrusive (subvolcanic) forms unfavourable hydrogeologically, mainly important for location of hydrogeological drilling. Geoelectricity makes information of gravimetry and aeromagnetism more precise, especially in determination of boundaries between permeable and impermeable rock environment conditioned by tectonics. It also roughly delimits various permeable volcanic facies in the area of a hydrogeological structure.

For orientation of more detailed geophysical measurements, mainly geoelectricity and in the terminal stage of investigation also for directing drilling works, treatment of gravimetric information in the form of a map of maximum horizontal gravity gradients (fig. 3) appears to be suitable. The latter distinctly illustrates the course of hydrogeologically significant fault structures/larger amplitude of vertical shift (and detects the contact of lithological environments of various density permeable volcanic, impermeable sedimentary complex). When the structure suits to both the above mentioned conditions, usually it is shown in the map of horizontal gravity gradients by most intensive anomalies (fig. 1). At some shallow drillings of small diameter, realized in the frame of seismic measurements in the wider environments of the Žiar intravolcanic depression, well logging (fig. 2) was carried out, focused on determination of specific hydrogeological parameters. The mentioned theoretical preconditions are usually tested by technical works; in areas deficit in economic and potable waters sources of relatively considerable yield have been obtained.

The above mentioned information has resulted in suitable methods of geophysical investigation of hydrogeological structures, not only in the neovolcanic region of central Slovakia but also in other regions with analogous geological structure.

Translated by J. Pevný

P. J. Wyllie: *The Dynamic Earth* (Textbook in Geosciences) John Wiley & Sons, Inc. New York—London—Sydney—Toronto, 1971, p. 7—416.

P. J. Wyllie, známý odborník v ultrabazických horninách a v jejich geologické problematice, zorganizoval v r. 1967 na Chicagské univerzitě přednáškový cyklus, který se nazýval „The Solid Earth“. Přednášky tohoto cyklu se staly základem jeho knihy „The Dynamic Earth“. Když se v r. 1970 ukázalo, že věda učinila za krátkou dobu výrazný krok dopředu v dynamických směrech geologie, zaměřil Wyllie svou knihu především ke genetickým, vývojovým a obecně dynamickým problémům zemského tělesa a zejména jeho zemské kůry a pláště.

První kapitola knihy je věnována úlohám moderní geologie a charakteristice vývoje geologických věd.

Od druhé kapitoly, v níž je podána fyzikální charakteristika zemského povrchu, je věnována pozornost zejména rozdílu mezi oblastmi oceanickými a pevninskými. V této stati jsou velmi cenné souhrnné poznatky: — jsou v ní např. udány plošné rozsahy platform, jednotlivých orogénů, abysálních a epikontinentálních částí oceánů, středooceánských hřbetů, ostrovních oblouků, dále hypsometrie různých typů oceánské dna, distribuce riftů, vulkanických fenoménů, zemětřesných oblastí ve vztahu ke globální tektonice apod.

Ve třetí stati jsou uvedeny základní fyzikální parametry zemského nitra, zvláště zonálnost Země odvozená ze seismiky a další poznatky, které byly získány nepřímou ze studia zemětřesných vln, jako poznatky o zóně snížených seismických rychlostí, elastických vlastnostech, hustotě, tlaku, laterální variace fyzikální stavby pláště atd. Jsou uvedeny též základní údaje o zemském teple a tepelném toku, magnetismu, o zemském gravitačním poli.

V další stati jsou uvedeny geologické cykly a charakteristiky fázových změn v magmatických a v metamorfovaných horninách. Velmi cenné jsou diagramy a grafy znázorňující pole stabilit nerostů za různých podmínek tlaku a teploty s ohledem na specifické poměry v zemské kůře a ve svrchním zemském pláští.

Pátá stať je věnována problému petrografického rozhraní mezi kůrou a pláštěm („Moho“ jako chemická diskontinuita nebo fázový přechod) a modelování podmínek přechodu gabrové a eklogitové vrstvy.

Mimofádná pozornost je zaměřena na otázku složení zemského pláště. Úvod k této otázce tvoří tabulka obsahu prvků ve vesmíru, v slunečním systému a v chondritech, a k ní připo-

jený slovní výklad. Následuje pak přehled názorů o chemickém složení zemského pláště a jeho petrografické povaze a geologické úvahy o pronikání pláštového materiálu do zemské kůry. Grafické znázornění těchto představ je poněkud přehnaně schematické (např. obr. 6—6, nebo 6—7) a nemá příliš vysokou úroveň. Následující kapitoly, zaměřené na látkové složení pláště, doprovázené chemickými variačními diagramy a výsledky experimentálních výzkumů fázových změn, jsou však zpracovány mimořádně kvalitně. Jsou v ní shrnuty všechny základní úvahy (např. Ringwoodovy, Wyllieho, etc.) a z textu je patrné, že to je sektor, který je autorovi nejbližší.

Sedmá stať knihy se zabývá zemskou kůrou a tektonickou klasifikací jejích hlavních částí (podle Bruneho). Vnitřní struktura zemské kůry je zpracována v souladu s geofyzikálními „vrstvami“, kterým je přisuzován příslušný chemismus. Tab. 7—4 uvádí např. průměrný chemismus sedimentární vrstvy, granitické vrstvy, bazaltické vrstvy, dvou typů oceanických vrstev a oceanického typu bazaltické vrstvy. Kontinentální typy strukturních jednotek jsou charakterizovány dalšími tabulkami chemismu. Jsou také uvedeny příklady map geologických jednotek rozdělených podle absolutního stáří.

Zvláštní stať je v knize věnována magmatu, a to jak primárnímu, tak odvozenému. Velká pozornost je věnována úloze vody v magmatu, která se v zemské kůře jeví jako jedna z řídících složek, určujících vývoj magmatu.

Vývoj paleo-geosynklinál je podán převážně podle prací Aubouina, recentní geosynklinály pacifického typu podle Crooka. Je to pravděpodobně první konfrontace atlantického a pacifického typu geosynklinál. Do této stati je také zahrnuta problematika metamorfózy — v poměru k ostatním problémům neúměrně stručně.

Jedním z hlavních úkolů, který řeší současná geologie, je vypracování logického modelu zemské kůry. Tato otázka je věnována desáta stať, nazvaná „Tektonický význam fázových přechodů“. Je v ní použito poprvé i matematických vyjádření. Dosud nikde nebyl sestaven tak úplný seznam publikovaných modelů.

Kontinentální drift, kterému je také věnována samostatná stať, je v knize označen jako „debata století“. Jsou prezentovány různé aspekty tohoto problému, i když ne zcela vyčerpávajícím způsobem. (Od r. 1970 bylo již publikováno několik úplnějších souborů.)

Velmi obsažně je zpracována stať o paleomagnetismu, putování pólů a rozpínání oceánské dna. Na tuto stať navazuje neméně důkladně zpracovaná kapitola o magnetických anomáliích v oceanických oblastech, v níž jsou interpretovány všechny objevy, které byly

pokračovanie na str. 308

REFERÁT

Vztah zrudnění k magmatismu a tektonice

(3 obr., 1 tab. v textu)

LIBUŠE ČEŠKOVÁ

Certains problèmes concernant l'étude des champs géochimiques secondaires, lors de la métallographie de l'éluvion

L'étude des champs géochimiques secondaires (le sol ainsi que la végétation et leur rapport aux champs primaires dans le voisinage des gisements de minerai de sidérite-sulfuré complexes dans les roches cristallines, de minerai d'antimoine dans les granitoïdes et de minerai de plomb-zinc dans les roches carboniques du Mésozoïque, avait montré, en accord avec les données de la littérature, l'influence différenciée des procédés de la hypergenèse sur la structure du champs géochimique (la distribution de la teinte en éléments et la corrélation entre eux), ce qui peut conduire au rétrécissement de la sphère des éléments qui conviennent à la prospection géochimique. Les complications s'accroissent proportionnellement au nombre des sphères de la migration (sol-végétation). Ces faits doivent être mis au jour dans l'étape expérimentale de la prospection géochimique et pris en considération lors de son application en masse.

Přibližně od 30 let našeho století se začaly v názorech na vznik hydrotermálních rudních ložisek odrazet vlivy rychlého rozvoje geologických vědních disciplín. Ve větší míře se při studiu rudních ložisek uplatňují metody fyzikálně-chemické, geochemické, metody výzkumu izotopického složení některých prvků a metody experimentální. Četné práce sledují závislost vzniku ložisek na jednotlivých fázích vývoje geosynklinály a jejího magmatismu, na procesech granitise a asimilace, na hlubinné tektonice a na různých stupních metamorfózy. Nový pohled na genesi rudních ložisek a na metalogenesi skýtá bloková tektonika a nová koncepce vývoje zemské kůry — globální tektonika (plate tectonics). Stále častěji se objevují názory na polygenní původ hydrotermálních ložisek, zejména ložisek stratiformního typu.

Podle současného stavu znalostí lze představy o zdroji rudního materiálu hydrotermálních ložisek rozdělit do několika skupin. V tomto příspěvku jsou shrnuty názory na vztah rudních ložisek k magmatismu a tektonice.

Představy o genetické závislosti hydrotermálních rudních ložisek na magmatických procesech*Přínos experimentální petrologie*

Názory „magmatistů“, spjatí s tímto zdrojem kovů hydrotermálních rudních ložisek ve vyvěřelých horninách a jejich magmatech, byly ve 30 letech našeho století značně ovlivněny řadou experimentálních petrologických prací. V západoevropské geologické škole je zřejmý vliv P. NIGGLIHO v Sovětském svazu ZAVARICKÉHO (1926). Představy amerických ložiskových geologů vycházejí ze studií Bowena a Fennera, věnovaných převážně studiu rovnovážných stavů v „suchých“, křemičitanových taveninách. Podobně jako NIGGLI (1929) v Evropě, uvažovali oba američtí petrologové též taveniny s těkavými složkami. BOWEN (1928) a FENER (1933) přinesli argumenty proti obecné platnosti injekční hypotézy, vznik rudního magmatu považují za jev zcela ojedinělý.

NIGGLI (1929) aplikoval své úvahy teoretické i práce experimentální na procesy vzniku rudních ložisek, které geneticky odvozoval od magmatu. Při tuhutí magmatu v podmínkách vysokého tlaku (hloubka 2000 m a více) mohou vznikat rudy ve třech stádiích. V prvním, typicky plutonickém, označeném Niggliem jako stadium ortomagmatické, vzniká typická asociace vyvřelých hornin se specifickými ložisky (diamantů, Pt, Cr, Fe, Ti, Ni, Cu). V dalších dvou stádiích probíhá krystalisace ze zbytkové taveniny složené z velké části z těkavých složek — hlavně vody a prvků, které nevstupují do krystalové mřížky křemičitanů. Stadium druhé, pegmatitové až pneumatolytické, tvoří plynulý přechod od stadia ortomagmatického k hydrotermálnímu. Ve třetím stadiu, hydrotermálním, je tvorba rud spojena s krystalisací ze zbytkového roztoku, obsahujícího vysoký podíl těkavých složek. Poslední dvě stadia produkují většinu rudních ložisek. Niggliho práce teoretické a pozoruhodné výsledky experimentální (NIGGLI, MOREY 1913) měly značný vliv zejména na evropskou školu rudní geologie.

V Americe se FENNER (1933) podrobně zabýval pneumatolytickými procesy a vymezením samého pojmu. Uvedl v pochybnost Niggliho pojetí pneumatolytického stadia jako intervalu, během něhož je zbytkový roztok v pokročilém stadiu krystalisace magmatu nad svou kritickou teplotou. Fenner usoudil, že oddělování plynů začíná ihned po intruzi plutonického magmatu a pokračuje dále při krystalisaci. Plynne emanace jsou nejdůležitějšími činiteli primární separace minerálů z magmatu a jejich přemísťování do okolních hornin. Plynům přikládal i schopnost působit významné metamorfni a matasomatické procesy v samé vyvřelé hornině i v kontaktní zóně a vyvolávat rekrystalisaci. V této souvislosti je nutno uvést výsledky některých současných autorů (ŠTEMPROKA 1963, INGERSONA 1965), kteří naopak zdůvodňují neúčelnost vydělování skupiny pneumatolytických ložisek v klasifikacích vzhledem k tomu, že pneumatolytické stadium nelze jako samostatné odlišit a že mnohé jevy považované dříve za výsledky působení plynů mohou vznikat při hydrotermálních procesech. Ingerson navrhl omezit termín „pneumatolýza“, a „pneumatolytický“, jen na jejich původní význam, tj. na rozklad pomocí plynů (pyrolýza, elektrolyza a.).

Rozvoj analytických metod umožnil stanovení stopových prvků v různých horninových typech a využití těchto dat pro metalogenetické účely. Řada úvah vycházela z Goldschmidtových zákonů (GOLDSCHMIDT 1933, 1954) založených na představě, že vyvřelé horniny se tvořily postupnou krystalisační diferenciací bazaltického magmatu. Podle výzkumu Turekiana a Higazy (KRAUSKOPF 1967) lze však tentýž charakter rozmístění prvků očekávat i v případě vzniku vyvřelých hornin v důsledku pomalého prohřívání materiálů zemské kůry. Kvantitativní zhodnocení výskytu obvyklých kovů rudních ložisek v hlavních typech vyvřelých hornin je dáno v pracích Turekiana—Wedepohla a Vinogradova. Výsledky autorů jsou Krauskopfem shrnuty v přehledné tabulce (tab. 1.) z níž vyplývá, že v ultrabazických a bazických horninách je obsah některých kovů (Pt, Cr, Ni—Cu—Co v ultrabazických a Fe, Ti, Cu a V v bazických) nápadně zvýšen ve srovnání s kyselějšími vyvřelými horninami. Velké koncentrace rud zjištěné v některých intruzích ultrabazického a bazického složení jsou obvykle spjaty s procesy segregace a likvace v primárním magmatu, zatímco hydrotermální činnost je slabá. Wells (in KRAUSKOPF 1967) vidí příčinu v malém množství vody v primárním bazaltickém magmatu. Magma takového složení by mohlo produkovat hydrotermální fluida pouze v případě asimilace kyselější horniny, obsahující vodu. KADÍK et al. (1971) došli na základě termodynamických a experimentálních studií rozpustnosti vody v magmatických taveninách k závěru, že v tlakových podmínkách zemské kůry a svrchního pláště se může magma různého složení (od kyselého do ultrabazického) stát kolektorem vody, již může obsahovat do 20—30 váhových procent. U magmatických těles značných rozměrů předpokládají možnost přenosu vody ze spodních částí taveniny, kde je voda při asimilaci okolních hornin pohlcována, do svrchních partií, kde se tavenina difúzí „tokem“, vody opět zbavuje. KRAUSKOPF (1967) považuje v soulase s dalšími autory materiál většiny balzátů za juvenilní v tom smyslu, že se nikdy dříve nenacházel v blízkosti zemského povrchu. Platí to i pro dolerity a gabra, deriváty podkorového materiálu utuhleného již v zemské kůře.

Ocenit kyselé a intermediární horniny jako zdroj rudních složek je úkol mnohem složitější a zcela ještě neřešený. Souvisí úže s celkovým problémem vzniku těchto hornin. Někteří autoři uznávají potencionální rudonosnost jakéhokoliv granitického magmatu a předpokládají, že magma získává rudní a těkavé složky asimilací okolních hornin (ABDULAEV, KROPOTKIN — in BILIBIN 1955 OVČINIKOV 1967 aj.). BORCHERT (1967), V. I. SMIRNOV (1968) aj. přikládají granitoidům palinogenní původ z hornin spodních částí zemského sedimentárního obalu. Také podle KRAUSKOPFA

Tab. 1

	TW	V	TW	V	TW	V	TW	V	TW
Li	0.X	0.5	17	15	24	20	40	40	28
Be	0.X	0.2	1	0.4	2	1.8	3	5.5	1
Ti	300	300	13800	9000	3400	8000	2300	2300	3500
V	40	40	250	200	88	100	44	40	30
Cr	1600	2000	170	200	22	50	4.1	25	2
Mn	1620	1500	1500	2000	540	1200	390	600	850
Co	150	200	48	45	7	10	1	5	1
Ni	2000	2000	130	160	15	55	4.5	8	4
Cu	10	20	87	100	30	35	10	20	5
Zn	50	30	105	130	60	72	39	60	130
As	1	0.5	2	2	1.9	2.4	1.5	1.5	1.4
Se	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Zr	45	30	140	100	100	140	260	200	500
Nb	16	1	19	20	20	20	21	20	35
Mo	0.3	0.2	1.5	1.4	1.0	0.9	1.3	1	0.6
Ag	0.06	0.05	0.11	0.1	0.05	0.07	0.04	0.05	0.0X
Cd	0.X	0.05	0.22	0.19	0.13		0.13	0.1	0.13
Sn	0.5	0.5	1.5	1.5	1.5		3	3	X
Sb	0.1	0.1	0.2	1	0.2	0.2	0.2	0.26	0.X
Ce	0.X		48	4.5	81	92	100	100	161
Ta	1.0	0.02	1.1	0.5	3.6	0.7	4.2	3.5	2.
W	0.77	0.1	1	1.3	1	2.2	1.5	1.5	1.3
Au	0.006	0.005	0.004	0.004	0.04		0.004	0.005	0.0X
Hg	0.0X	0.01	0.09	0.09	0.08		0.08	0.08	0.0X
Tl	0.06	0.01	0.21	0.2	0.72	0.05	2.3	1.5	1.4
Pb	1	0.1	6	8	15	15	19	20	12
Bi		0.001	0.007	0.007		0.01	0.01	0.01	
Th	0.004	0.005	4	3	8.5	7	17	18	13
U	0.001	0.003	1	0.5	3.0	1.8	3.0	3.5	3.0
S	300	100	300	300	300	200	300	400	300

Obsahy obvyklých kovů rudních ložisek ve vyvřelých horninách (KRAUSKOPF 1967). TW — údaje Turekiana a Wedepohla, V — údaje Vinogradova. Granodiority jsou TW zahrnuty do intermediárních hornin, V do granitických. Obsahy jsou uvedeny v %.

(1967) tvořil původní materiál granitoidních hornin již dříve součást zemské kůry a strukturní zvláštnosti, vlastní vyvřelým horninám získal v důsledku ultrametamorfózy (v pojetí HOLMÓUSTOVĚ — in MEHNERT 1968 — jde o vysoký stupeň metamorfózy s částečným nebo úplným překrystalováním, popř. počátečním natavením kůry) nebo úplného roztavení. Rudonosnost je tedy závislá na výchozím materiálu.

Jak vyplývá z tabulky 1, není koncentrace kovů v uvedených horninách velká, Krauskopf ji však považuje za dostačující i pro vznik velkých ložisek vezememe-li v úvahu značné rozměry intruzí. Uvádí např., že k nahromadění 1 mil. tun kovu v rudním tělese (pro Cu-Pb-Zn-rudy jsou to ložiska velkých rozměrů) je zapotřebí bloku žuly o objemu 100 km³ za předpokladu, že jsou vyneseny pouze 3 g/t kovu, rozptýleného ve vyvřelině. Ložisko Mo nebo W o velikosti 10 000 t kovu může vzniknout ze stejného objemu při výnosu 0,03 g/t. Z tabulky 1 je zřejmé, že průměrné obsahy těchto prvků jsou mnohem vyšší. Na základě těchto údajů považuje autor vyvřelé horniny a jejich magmata za jeden z možných zdrojů kovů rudních ložisek.

Probíhající diskusi o genetické, případně paragenetické souvislosti zrudnění s některými kyselými intermediárními vyvřelými horninami lze shrnout do několika hlavních bodů:

Vztah ložisek k intruzím

a) U některých typů ložisek je sepětí s horninami určitého chemismu příznačné (rudy Sn, W, Mo aj.). Rudní akumulace bývají rozmístěny přednostně v blízkosti kontaktů intruze, k níž mají genetický vztah. Existují námitky, že může jít pouze o zvýšenou propustnost kontaktní zóny pro hydrotermální fluida vystupující z hloubky.

b) V literatuře jsou uváděny asociace některých kovů s určitými varietami kyselých hornin. Koncentrace těžkých kovů v kyselých nebo intermediárních horninách jsou si podobné a jen u některých sledujeme nevýrazné zvyšování směrem k žulovým horninám (např. Sn a W). Řada autorů se zabývá stanovením petrometalogenetických řad intruzí a rudních ložisek (ABDULAEV 1960, ROUTHIER 1963, a příkladu čs. části Českého masívu SATTRAN a KLOMÍNSKÝ 1970 aj.).

Nejenom zvýšená, ale i snižena koncentrace kovů v dané intruzi může být důkazem, že intruze mohla být zdrojem rudní mineralisace. V případech zvýšených obsahů mohla ložiska vznikat z magmatu, které mělo zvýšený obsah kovů, v případech snížení lze proces považovat za zvláštní způsob diferenciací magmatu, při níž se kovy koncentrují.

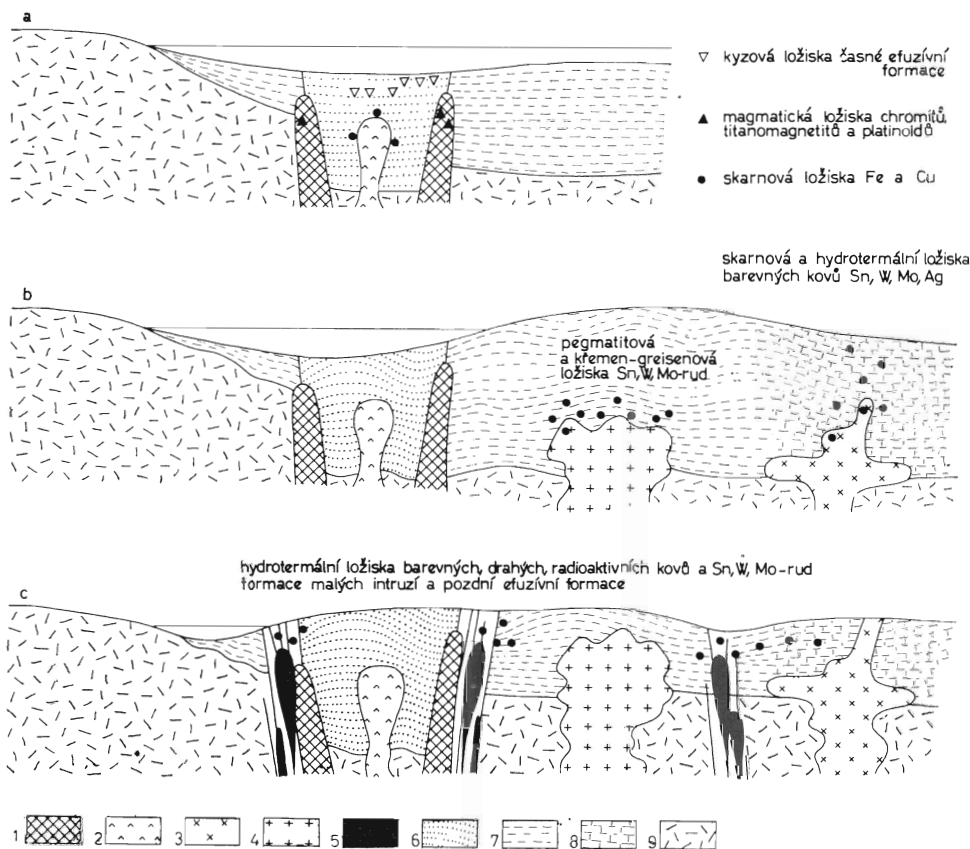
c) Obecně se předpokládá, že kovy i prvky hlušiny zastoupené na žilách se nahromadily v magmatech a byly jím vypoceny během finálního stadia diferenciací. BOYLE (1970) však konstatuje naopak kvantitativní redukci některých prvků (Cu, Zn, Ca, S, Fe) s postupem diferenciací od bazických magmat ke kyselým. Pegmatity, jako poslední extrakt kyselého magmatu (předpokládáme-li u nich magmatický původ), jsou obecně zbaveny sulfidů (mimo sulfidy Mo a Bi) a jsou zřetelně chudé na prvky, které se často vyskytují na žilách. V současné době se stále více prosazují názory, podle nichž nejsou pegmatity produktem magmatu, ale vznikají při metamorfne sekrečních procesech, nebo jsou výsledkem difuze složek ze žul.

d) Rudní zonálnost, projevující se na některých ložiskách, bývá kladena do genetické souvislosti s intruzivními tělesy. KRAUSKOPF (1967) upozorňuje na nesprávnost tohoto hlediska, neboť může jít jen o zákonitě se měnící fyzikálněchemické procesy. Zonálnost může ukazovat na pohyb fluida ve směru od některého centra aktivity, jímž může být střed nebo kontakt intruze stejně dobře jako některé „ohnisko“, metamorfózy, v jehož okolí se intruze vůbec nevyskytují.

Vztah zrudnění k tzv. malým intruzím

V posledních letech se pozornost ložiskových geologů obracela též k tzv. malým intruzím, s nimiž jsou často geneticky spojovány rudy kyzů, mědi, olova, zinku nebo zlata. V. I. SMIRNOV (1965) mezi nimi rozlišil „pně“, (nejčastěji složení žula—syenit, křemenný diorit, gabrodiorit, křemenné gabro) a žíly (nejrůznějšího složení od kyselého do bazického chemismu). EMMONS (1933) považoval tato tělesa za okrajové části batolitových těles, od nichž vskutku v mnohých případech jsou těžko odlišitelná (některá kritéria stanovil V. I. SMIRNOV (1965)). V otázkách malých intruzí a jejich rudodárnosti existují různé názory. Bývají řazeny do skupiny hypabysálních těles, vznikajících v pozdních (závěrečných) stádiích vývoje geosynklinál (KREJTER 1960, V. I. SMIRNOV 1965 — viz obr. 1), často však jim bývá přisuzován neznámý hlubinný zdroj, z něhož vystupují k povrchu podél hlubokých zlomů podkorového dosahu, ev. z různých částí profilu. Závislost zrudnění na malých intruzích může zde být paragenetická, rudní roztoky se opoždují za malými intruzemi (ŠIPULIN 1963, FAVORSKAJA, TOMSON et al. 1969). Podle SUDOVIKOVA (1960) vznikají malé intruze v regresivním stadiu metamorfózy, geneticky s nimi zrudnění nesouvisí.

Rozbor některých otázek týkajících se genetické závislosti zrudnění na granitoidních tělesech ukazuje, že hypotéza „magmatistů“, může být sotva přijata bez výhrad jako hypotéza universální. Geologická pozorování jsou v některých případech nejlepší metodou zjištění vztahů zrudnění k intruzi (určení relativního stáří zrudnění vzhledem k intruzi a okolním horninám). Určitých výsledků je někdy dosaženo určením absolutního stáří zrudnění a vyvřelé horniny, nutno však uvažovat spolehlivost této metody. Přínosem k pochopení hydrotermálních procesů jsou četné práce experimentální. Stoupá zájem o výzkum charakteru vodných roztoků při vysokých tlacích a teplotách, mnohé genetické otázky jsou řešeny za pomoci fyzikálněchemických metod (výzkum plynokapalných uzavření v minerálech, studium rozmístění prvků mikrosondou a aplikacími spektroskopických, röntgen-spektroskopických a neutronových aktivačních metod), izotopickými analýzami aj.



Obr. 1. Schema závislosti rudních ložisek na magmatických formacích a stádiích vývoje geosynklí-nály (a — časné stadium, b — střední, c — pozdní) podle V. I. Smirnova (1965).

1. Formace peridotitových a gabro-pyroxen-dunitových hornin a patinoidů; 2. Formace plagiogranit-syenitů se skarnovými ložisky železa a mědi; 3. Formace granodioritů se skarnovými a hydrotermálními ložisky vzácných, barevných kovů a zlata; 4. Formace žul s pegmatitovými a greiseno-křemennými hydrotermálními ložisky vzácných kovů; 5. Formace malých intruzí s hydrotermálními ložisky barevných, drahých a radioaktivních kovů; 6. Formace submarinních vulkanických spilito-keratofyrových i porfyrityvých hornin s hydrotermálními s hydrotermálně-sedimentárními ložisky barevných kovů a kyslíč-níků železa a manganu; 7. Sedimentární, převážně terigenní horniny; 8. Sedimentární horniny se značným podílem karbonátových sedimentů; 9. Horniny substrátu.

Prínos hypotézy granitisační a geotektonických studií

Nové názory na vznik rudních ložisek v souvislosti s procesy granitisačními vyslovil SULLIVAN (1948), GOODSPEED (1952), READ (1954), problém vzniku žul a zrudněním s nimi souvisejícím se zabýval MARNO (1959), migrací prvků při granitisační PETRASCHKE (1968), MILOVSKIJ a MAT-VEVA (1970) aj.

Představy SULLIVANA (1968) jsou významné zejména z hlediska historického. Granitisační považoval Sullivan za protíváhu vulkanické aktivity narušující primární geochemickou rovnováhu zemské kůry. Rudní ložiska rozdělil do dvou skupin: 1. Ložiskový doprovod granitických hornin, vznikajících v sialu ze sedimentů a jiných hornin granitisační. 2. Rudy abysálního původu, asociující s „vul-

*Podmínky vzniku rudních ložisek v závislosti na bodu tání prvků.
Podle Sullivana (1954).*

bod tání prvku	sulfofilní prvky	oxifilní prvky	
		podstatné	zčásti sulfo- filní
0—500 °C prvky se mohou koncentrovat bez granitisece	Se, S teletermální rudy Cd-Zn-Pb (Tl) a žíly Pb-Zn-Sb (Te)	Ga	In, Sn, Bi
500—1500 °C prvky se mohou koncentrovat při granitiscaci	žíly Pb-Ag-Au, rudy Ag-Au a Au-Cu	La, Nb, Be	Ge, U
1500—3000 °C prvky se koncentrují hlavně při tuhnutí bazického magmatu	rudy Ni, Co, Fe, Pd, Cr, V, Pt, Rh, Ir, Os, Ru	Th, Ta, Cb	Mo, W

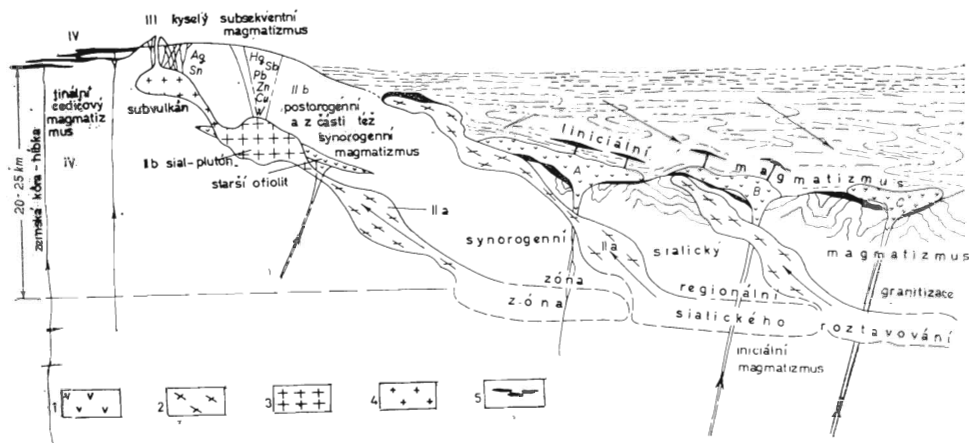
kanickými, horninami (ve smyslu READA 1943—44) včetně čediče, doleritu, gabra a možná i jejich kyselých diferenciatů, vznikajících pod sialem. „Vulkanické“, horniny a s nimi spjaté rudy jsou „dodatkem“, k primárnímu materiálu kůry. Rudní ložiska obou skupin jsou zásadně odlišná. Ve srovnání s ložisky vzniklými při granitiscaci vykazují „vulkanická“, ložiska nedostatek lithofilních prvků a poměrně vysoký obsah síry a jejich rudy jsou zónálně uspořádány. V dalších pracích rozdělil SULLIVAN (1954, 1957) chemické prvky na základě geochemické koncepce RANKAMVYO a SAHAMOVY (1949) na oxifilní a sulfofilní. Podle bodů tání sulfofilních prvků a teplot sulfidů vyčlenil tři skupiny podmínek vzniku rudních ložisek (tab. 2). Rudodárným roztokům přikládal Sullivan jen omezenou roli.

Sullivanova hypotéza byla předmětem kritiky některých autorů (VOLFSON 1953). Věcné námítky vyvodil z práce KRAUSKOPFA (1957) který zjistil, že neexistuje možnost korelace mezi body tání kovů, hodnotami tlaků jejich plynů a maximálními možnými obsahy prvků v těchto plynech. Z toho vyvodil, že nelze korelovat body tání prvků s jejich pohyblivostí.

V poslední době se problém migrace prvků při vzniku palingenních a metasomatických žul zabýval PETRASCHECK (1968). Pro tvorbu ložisek považuje za nejpriznivější případy, kdy granitiscaci podléhají tmavé jílovité břidlice nebo některé písčito-detritické uloženiny. Významné jsou výzkumy MILOVSKÉHO a MATVĚVY (1970), kteří na základě řady konkrétních výpočtů došli k závěru, že při granitiscaci dochází k přemísťování chemických prvků (stanovili směr pohybu některých prvků) a ke vzniku příhodných podmínek pro tvorbu rudních akumulací.

V celku představy o vzniku rudních ložisek při procesech granitisačních dosud nenašly v metalogenetických úvahách praktické použití. Přinesly však nové myšlenky a náměty, které našly svoje uplatnění zejména v hypotéze metamorfogení.

V západoevropské a sovětské geologické škole bylo v posledních letech věnováno mnoho pozornosti zkoumání závislosti vzniku ložisek na jednotlivých fázích vývoje geosynklinály a jejího magmatismu — na tektonomagmatických cyklech (STILLE 1924, 1944, 1950, SCHNEIDERHÖHN 1955, BILLIBIN 1955, MAGAKJAN 1959 aj.). Převážná většina ložisek hydrotermální genese je časově vztahována k fázi pozdněorogenní (k intruzím granitoidů) a dále k fázi subsekventního vulkanismu převážně intermediárního a kyselého chemismu. S fází iniciálního magmatismu, s jejím submariním spilito-keratofyrovým a porfyrityvým vulkanismem jsou geneticky spojována pouze některá hydrotermálně-sedimentární ložiska kyzových a železných rud. Je zdůrazňován význam asimilace, palingenese a granitisece pro složení magmatu a jeho rudodárnost. Velmi instruktivně i když dosti schematicky jsou uvedené vztahy znázorněny na schématech Borcherta (obr. 2) a Smirnova (obr.



Obr. 2. Schematické znázornění časové a prostorové posloupnosti vzniku simatického a sialického magmatismu (podle Borcherta 1967).

1 — iniciální simatický (ofiolitický) magmatismus, 2 — sialický synorogenní (II a) magmatismus, 3 — postorogenní (II b) magmatismus, 4 — sialický subsekventní magmatismus, 5 — finální čedičový magmatismus.

1). Nástin specifiky metalogenese platform (intruzivní komplexy a s nimi spjatou endogenní mineralisaci) předložili BILLIBIN (1955 a MAGAKJAN (1959).

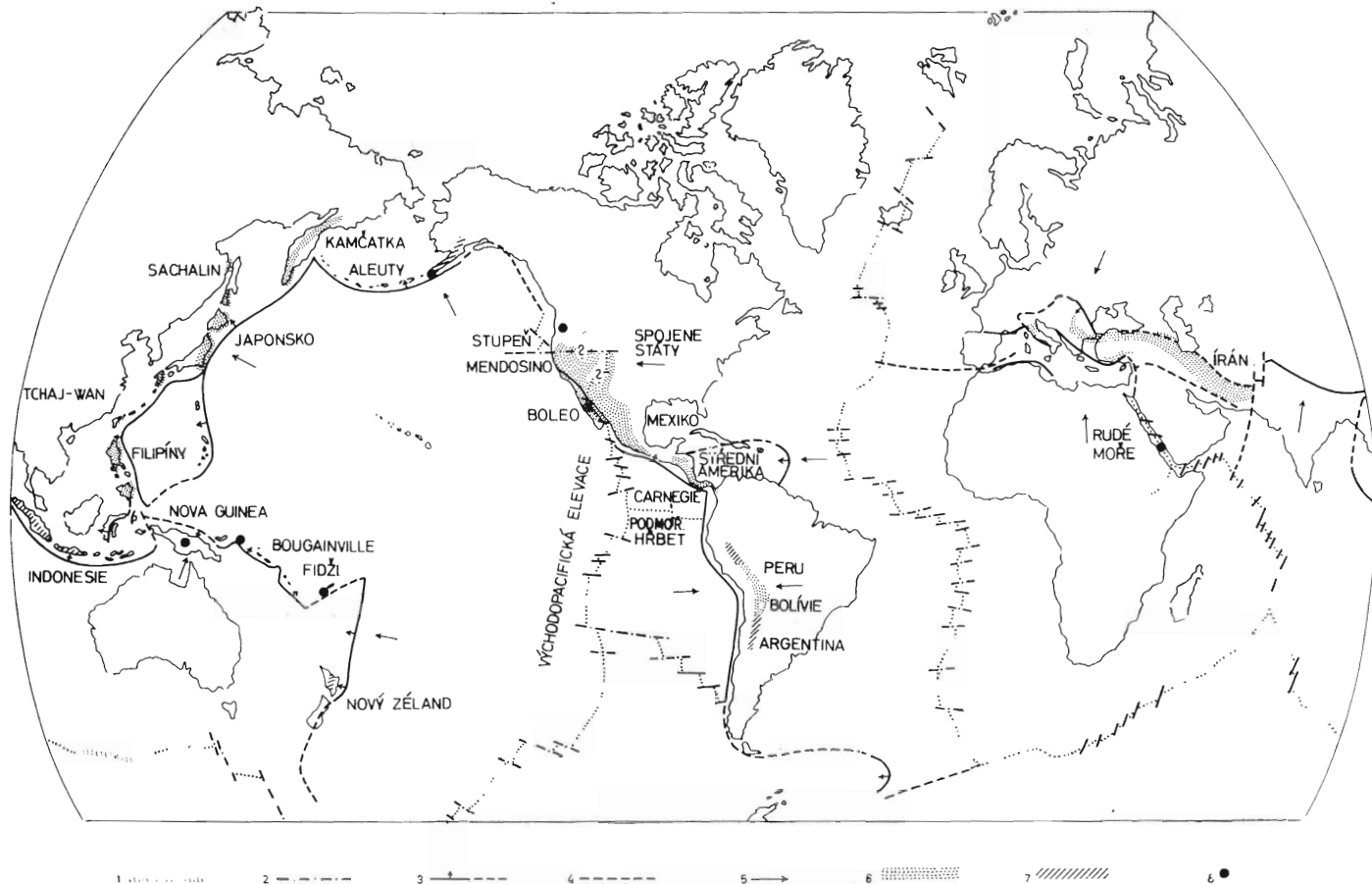
Při regionálních metalogenetických studiích převládala dosud metoda geotektonická — rudní a magmatické zóny různého stáří byly spojovány s určitými etapami vývoje geosynklinálních a platformních struktur. V posledních letech dochází ke stále častější nejednotné interpretaci některých částí zemské kůry (např. jsou řazeny současně k určitým etapám geosynklinálního vývoje i zónám aktivisace) vzhledem k tomu, že řada autorů se pokouší použít při metalogenetických studiích metody analýzy dynamiky tektonických pohybů. Nové poznatky nutně přinesou určitou revizi dosavadních geotektonických schémat.

Představy o podkorovém původu hydrotermálních rudních ložisek (závislost zrudnění na hlubinné blokové a globální tektonice)

Skutečnost, že genetická závislost hydrotermálních rudních ložisek na magmatických tělesech není vždy prokazatelná, přivedla mnohé badatele ke snaze hledat zdroj rudního materiálu ve velkých hloubkách až v podkorových oblastech. Tyto hypotézy byly S. S. SMIRNOVEM (1947) označeny ako „ultratektonické,.. Navazují v podstatě na představy POŠEPNÉHO (1893) a byly rozvíjeny zvláště HULINEM, LOCKEM, BILLINGSLEYEM, SCHMIDTEM, HOLMESEM, SULLIVANEM, v posledních letech též západoevropskými a sovětskými badateli: Borchertem, Friedrichem, Tomsonem, Favorskou aj. Charakteristiku prvních „ultratektonických,, hypotéz uvedl Vol'fson (1953), nověji VONDROVÁ (1963), která některé z myšlenek aplikovala na oblast Českého masívu.

HULIN (1929) založil své představy na studiu vztahů mezi stářím lamprofyrových žil, jež považoval za produkt nederencovaného čedičového magmatu, a hydrotermálních žil, které v naprosté většině jím sledovaných případů byly mladšími. Z toho usoudil, že obojí (lamprofyry i rudy na žilách) mají svůj původ v podkorových oblastech. LOCKE, BILLINGSLEY a SCHMIDT (1934) přikládali rozhodující význam hlubinným zlomům s podkorovým dosahem a dlouhou životností. Zlomy sloužily jakýmsi vodiči tepelné energie, potřebné k roztavování hornin kůry v jejich blízkosti a tím ke vzniku zdrojů vyvěřelých hornin. Uvedené procesy jsou doprovázeny migrací rudních prvků původně rozptýlených v horninách a jejich koncentrací v rudní ložiska. HOLMES (1938) dokazoval na základě studia izotopů olova podkorový původ některých minerálů rudních žil.

Představy „ultratektonistů,, se v posledních letech stále častěji v různých obměnách objevují v geologických pracích. Některé názory dříve odmítané jako nepodložené a spekulativní (S. S.



Obr. 3. Hlavní poocenní endogenní metalogenetické provincie světa ve vztahu k hlavním blokům (Guild 1972).

1. Narůstající okraj bloku; 2. Příčné posuny, porušující okraje bloků; 3. Asimilace okraje bloků s vyznačením směru jejich ponořování; 4. Hranice neurčitého charakteru a (nebo) lokalizace; 5. Relativní pohyb bloku; 6. Oblast mineralizace poocenního stáří; 7. Menší nebo možné poocenní mineralizace; 8. Ojedinelá větší nebo pozoruhodná ložiska poocenního stáří.

SMIRNOVEM 1947, VOL'FSONEM 1953) jsou dokládány výsledky geofyzikálních výzkumů, absoulnti geochronologii, studiem izotopického složení některých prvků atd.

Nejucelenější představy o závislostech magmatismu a metalogenese na tektonice a zvláště blokové tektonice byly předloženy skupinou sovětských geologů („Skrytye rudokontrolirujuščie glubinnye razlomy, Sbor., Moskva 1962, Favorskaja, Tomson et al. 1966). Jejich koncepce je založena z velké části na výsledcích geochronologie a vyháží ze zjištění, že rudní mineralisace souvisí nikoliv s tektonomagmatickými cykly (geotektonickými cykly Stilleho) ale s obdobími (impulzy) zvýšené tektonické a magmatické aktivity v zónách aktivisace. Vznik těchto zón spojují s dosud nevysvětlenými procesy v podkorových oblastech narušujícími izostatickou rovnováhu. V souvislosti s projevy endogenní a zvláště hydrotermální mineralisace autoři podtrhují význam tzv. „průběžných struktur,, („skvoznyje struktury“, Chainovy příčné struktury — CHAIN 1964). Tyto struktury mají podkorový dosah a na povrchu skrytý charakter. Omezují velké strukturní jednotky — megabloky a určují ráz mineralisace. Autoři uvádějí, že zvláštní aktivity dosahuje tvorba rud v místech překrývání blokových struktur se „strukturami zemské kůry,, (geosynklinalními a platformními). Nejbouřlivější činnost odpovídá období „přetváření a přestavby“ strukturních megabloků. Ve vztahu k magmatismu vydělují Favorskaja a Tomson tři skupiny ložisek: 1. Ložiska geneticky spjatá s magmatickými tělesy (přímou závislost lze stanovit např. u vysoko-teplotních typů rud). 2. Ložiska spjatá s vyvřelými horninami parageneticky. Pod vlivem podkorových procesů může docházet ke vzniku magmatických krbů, rozmístěných na různých hloubkách. S nimi, stejně jako s procesy kontaminace, asimilace a palingenese je prostorově i časově spjat vznik rud. Autoři uvádějí příklady různého zdroje rudního materiálu ložiska molybden-zlatých rud v Zabajkalsku. Do této skupiny zahrnují též malé intruze. 3. Ložiska amagmatická, vznikající zřejmě pod vlivem endogenních emanačních toků, pronikajících po nejhlubších průběžných zlomech. Podle AVĚRJEVA (1966) mohou proudy přehřáté páry vést ke vzniku krbů paligenního magmatu. Tento poznatek by dovoloval závěr, že zdroj rudního materiálu (nebo alespoň jeho části) může být hlubinný i v případech, kdy závislost zrudnění na magmatických tělesech je zcela zřejmá. Podle uvedených autorů mají pro minerogenesi největší význam endogenní procesy, periodicky probíhající v rozmezí svrchního pláště a doprovázení „preskupiváním,, hmot a uvolňováním energie. V obdobích aktivisace se mohou některé „průběžné struktury,, stát vodiči nejen hlubinných magmatických tavenin a tepelných toků, ale i endogenních emanací.

Úvahami o hlubinných zdrojích kovů se zabývali též KRAUSKOPF (1967) a BOYLE (1970). Oba se shodují na tom, že přes nedostatek konkrétních údajů je nutno hypotézy, odvozující materiál rudních ložisek z hlubinných sfér brát vážně v úvahu. Bazalty, vystupující z hlubinných zón, uložených níže Mohorovičičova rozhraní, mohou k povrchu vynášet také nové dávky kovů. Někteří autoři předpokládají možnost jakési diferenciace nebo segregace kovů v samém plášti, do zemské kůry pak kovy postupují již v koncentrovaném množství. BROWN (in KRAUSKOPF 1967) předpokládá existenci vrstvy sulfidů v plášti, odkud materiál při tektonických pohybech postupuje po trhlínách do kůry (podobnou ideu nacházíme již u Descarta).

Představy o hlubinných zdrojích rudního materiálu, zastávané stoupenci blokové tektoniky zapadají též dobře do nové koncepce vývoje zemské kůry — globální tektoniky (plate tectonics — MENARD 1969, DICKINSON 1971 aj.). Aktivní riftové zóny se mohou stát přírodním drahým pro horninový i rudní materiál ze spodní kůry a svrchního pláště. Riftové zóny, označené VINOGRADOVEM et al. (1969) deskriptivním termínem „georiftogenaly,, (tektonické systémy zvláštního typu se specifickou formací „serpentinit-bazaltovou,,), jsou charakterisovány ultrabazickými horninami poměrně nízkého stupně diferenciace, což je spojeno zřejmě s neznámými teplotními podmínkami v hloubkách větších 20 km, kde přicházejí v úvahu procesy zonálního tavení pláště. Údaje o geochemii a petrologii „georiftogenních,, perioditů přivedli DMITRIEVA et al. 1971() k závěru, že rozmístění stopových prvků v těchto horninách je určováno dvěma procesy: migrací prvků během protoplanetárního stadia diferenciace pláště a redistribucí při jejich transportu plyny a hydrotermami, souvisejícími s degazací pláště. Údaje o hydrotermálním transportu některých chalkofilních a litofilních prvků byly zjištěny na „Karlsberg Ridge,, v Indickém oceánu. Některé jevy zde svědčí o fumarolové aktivitě z podkorových zdrojů, významné nejen pro transport kovů, ale pravděpodobně i pro tvorbu palingenní kyselá taveniny. Z četných dalších prací jsou zajímavé např. výsledky výzkumů GUILDA (1972), který vydělil základní poecenní endogenní metalogenetické

provincie světa ve vztahu k hlavním blokům (obr. 4), dále práce BEDERKE (1970), zabývající se vývojem evropských riftů aj. Význam fosilních riftových zón při metalogenetických studiích zdůraznil KUKAL (1971).

Přínosem k řešení zdrojů rudního materiálu je studium izotopického složení některých prvků. Předchůdcem mnohých pozdějších badatelů o izotopech byl HOLMES (1938). Jeho výsledky byly sice kritikovány řadou autorů (GRATON 1938), zájem o tuto problematiku však dále vzrůstal. V posledních letech je studium izotopů jednou ze základních metod geofyziky, geochemie a geologie. Jsou sledovány izotopy Pb^{206} a Pb^{207} vznikající rozpadem uranu, izotop Pb^{208} vznikající rozpadem thoria a neradiogenní izotop Pb^{204} . Poměr izotopů olova z homogenního pláště se liší podstatně od poměru izotopů z heterogenní zemské kůry. Při srovnávání se vychází z předpokladu že v eugeosynklinálních podmínkách, kdy sialická kůra byla tenká, se vytvořily příznivé podmínky pro vznik olova s izotopickými vztahy velmi podobnými vlastnímu podkorovému zdroji (SLAWSON, RUSSELL 1967). Metoda zkoumání izotopického složení olova nedovoluje dosud jasně stanovit zda je určitý vzorek příkladem primárních izotopických vztahů či nikoliv a tím je také ztížena interpretace výsledků. Studium izotopů uhlíku, poměru C^{12}/C^{13} , byly získány údaje o genesi diamantů v kimberlitech Jakutska a o genesi karbonátů. Obojí pocházejí z podkorového zdroje (V. I. SMIRNOV 1969). Od roku 1949 je při posuzování genese sulfidů na ložiskách používáno studium přírodních stabilních izotopů síry (S^{32} , S^{33} , S^{34} , S^{36}) a jejich vzájemných vztahů. Metoda má svoje omezení v tom, že zdroj kovu a síry v sulfidech může být různý; získáváme tedy údaje jen o původu síry. Výzkumy izotopického složení síry v syntetizovaných sulfidech, u nichž jsou známy podmínky vzniku izotopického složení výchozího materiálu budou přínosem k této problematice (JENSEN 1967). K určení genese hydrotermálních fluid (jejich charakteru, stanovení vztahu mezi kyslíčky v dané asociaci) jsou zkoumány též vztahy izotopů O^{18}/O^{16} v přírodních asociacích, zejména na středně a nízkoteplotních ložiskách (TAYLOR 1967).

Problémem hlubinného zdroje rudního materiálu se zabývá stále větší okruh badatelů. Mnoho zásadních otázek o charakteru látek spodní části zemské kůry a svrchního pláště zůstává sice dosud nezodpovězeno, množství znalostí se však postupně zvětšuje a řada údajů nabývá jistě průkaznosti.

Závěr

Od 30 let našeho století byly sledovány zejména vztahy hydrotermální mineralisace k magmatickým horninám různého složení a rozměrů (plutonům i malým intruzím). S ultrabazickými horninami podkorového původu může být zřejmě vynášena řada prvků, které při procesech segregace, příp. likvace (?) mohou vytvářet ložiska intramagmatického typu. Tvorba hydrotermálních roztoků z těchto magmat je pravděpodobně zanedbatelná ve srovnání s korovými kyselějšími magmaty. Vzhledem k tomu, že granitoidním magmatům je v současné době převážně přikládán palinogenní původ, závisí jejich rudní doprovod zřejmě ve značné míře na chemismu výchozích hornin. Značně rudonosná mohou být podle Krauskopfa (1967) magmata, vzniklá vytavením sedimentů, obohacených rudními prvky při zvětřovacích procesech.

LITERATURA

- ABDULAEV, CH. M. 1960: O petrometalogenetických řadách magmatických porodí i endogenných mestoroždenij. Sov. Geol. (Moskva), 3, 5, 3—13.
- AYERJEV, V. V. 1966: Gidrotermalnyj process v vulkaničeskich oblastjach i jego svjaz' s magmaticeskoj dejatel'nostju. Sbor. Sovremennyj vulkanizm, 2. Vsesojuz. vulkan. sověšč., Moskva.
- BEDERKE, E. 1970: Razvitie evropejskich riftov. Sistema riftov Zemli, Trudy Symp. Ottawa, Canada 1965. Moskva, 74—91.
- BILBIN, J. A. 1955: Metallogenetičeskije provincii i metallogenetičeskije epochy. Kijev.
- BORCHERT, H. 1967: Vulkanismus und oberer Erdmantel in ihrer Beziehung zum Äusseren Erdkern und zur Geotektonik. Boll. Geof. Teor. Appl., 9, 35, 194—213.
- BOWEN, N. L. 1928: The evolution of the igneous rocks. New York.
- BOYLE, R. W. 1970: Source of metals and gangue elements in hydrothermal deposits. Probl. hydroterm. ore depos., Stuttgart, Budapest, 3—6.
- DICKINSON, W. R. 1971: Plate tectonics. Geotimes (Washington), 16, 21—22.

- DMITRIEV, L.—BARSUKOV, V.—UDINTSEV, G. 1971: Rift-zones of the ocean and the problem of ore-formation. *Proceedings of the IMA-IAGOD Meetings' 70*. The Soc. Min. Geol. of Japan, spec. issue, Tokyo-Kyoto, 3, 65—69.
- EMMONS, W. H. 1933: On the mechanism of deposition of certain metalliferous lode systems associated with granitic gabbro. *Ore deposits of the Western States*. New York.
- FAVORSKAYA, M. A.—Tomson, I. N.—Ivanov, R. G.—Baskina, V. A.—Volčanskaja, I. K.—Dězin, J. P.—Kraevcov, V. S.—Frich-Char, D. I. 1969: Svaz magmatizma i endogennoj mineralizacii s blokovej tektonikoj. Moskva.
- FENNER, C. N. 1933: Pneumatolytic process in the formation of minerals and ores. *Ore deposits of the Western States*. New York, 58—106.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1933: Grundlagen der quantitativen Geochemie. *Fortschr. Mineral. Kristallogr. Petrogr.* (Jena), 17, 112.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1954: *Geochemistry*. Oxford.
- GOODSPEED, G. E. 1952: Mineralization related to granitization. *Econ. Geol.* (Lancaster Pa.), 47, 2, 146—168.
- GRATON, L. C. 1938: Ores: from magma or deeper? A reply to Arthur Holmes. *Econ. Geol.* (Lancaster Pa.), 33, 251—286.
- GUILD, P. W. 1972: Metallogeny and the new global tectonics. *IGC*, 24th sess., Canada 1972, sect. 4 Mineral deposits, Montreal, 17—24.
- HOLMES, A. 1937, 1938: The origin of primary lead ores. *Econ. geol.* (Lancaster Pa.), 32, 33, 763—782, 829—867.
- HULIN, C. D. 1929: Metallization from basic magmas. A theory of genesis for hydrothermal and emanation types of ore deposits. *Geol. Sci. Bull.*, 18, 9.
- CHAIN, V. E. 1964: *Obščaja geotektonika*. Moskva.
- INGERSON, E. 1965: The concept of a separable pneumatolytic stage in post-magmatic ore formation. *Sympos. Post. magm. ore depos.*, 2, 463—471.
- JENSEN, M. L. 1967: Sulphur isotopes and mineral genesis. — *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, London, 143—164.
- KADIK, A. A.—LEBEDEV, J. B.—CHITAROV, N. J. 1971: Voda v magmatičeskich rasplavach. Moskva.
- KRAUSKOPF, 1957: The heavy metal content of magmatic vapor at 600 °C. *Econ. Geol.* (Lancaster Pa.), 52, 786—807.
- KRAUSKOPF 1967: Source rocks for metal-bearing fluids. — *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, London, 1—33.
- KREJTER, V. M. 1960: *Poiski i razvodka mestoroždenij poleznykh iskopaemykh*. 1. Moskva.
- KUKAL, Z. 1971: Kontinentální drift, globální bloková tektonika a nerostné suroviny. *Geol. Przk.* 13, 4, 97—100.
- LOCKE, A.—Billingsley, P.—Schmitt, D. 1934: Some ideas on the occurrence of ore in the Western United States. *Econ. Geol.* (Lancaster Pa.), 29, 560—576.
- MAGAKIAN, I. G. 1959: *Osnovy metalogenii metarifov*. Jerevan.
- MARMO, V. 1959: Graniten und Erzbildung. *Freiberg. Forsch.—H.*, R. C 57, 34—47.
- MEHNERT, K. R. 1968: Migmatity i proischoždenie granitov. Moskva.
- MENARD, H. W. 1969: The deep-ocean floor. *The Ocean*, San Francisco, 55—63.
- MILOVSKIJ, A. V.—MATVEEVA S. S. 1970: Povědenie elementov v processe granitizacii porod. *Geol. rud. Mestorožd.* (Moskva), 3, 3—22.
- NIGGLI, P.—MOREY, G. W. 1913: Die hydrothermale Silikatbildung. *Zeitschr. Anorg. Chemie*, Leipzig-Hamburg, 369—416.
- NIGGLI, P. 1929: Ore deposits of magmatic origin. Their genesis and natural classification. New York.
- OVČINNIKOV, L. N. 1967: Granitic melt as a source of metals of sialic plutogenic hydrothermal deposits. *IAGOD Sympos.* Univ. of St. Andrews 1967, Extr. from *Transact.* (Sec. B of the *Instit.* of Min. and Metall., 76, 13.
- PETRÁSCHEK, W. E. 1968: Die Entstehung der Erzlagertstätten. Sonderdruck aus *Vom Erdkern bis zur Magnetosphäre* (H. Murawski) Frankfurt, 191—204.
- POŠEPNÝ, F. 1893: *The genesis of ore deposits*. New York.
- RANKAMA, K.—SAHAMA, T. G. 1949: *Geochemistry*. Chicago.
- READ, H. H. 1943—1944: Meditations on granite I. and II. *Proc. Geologist. Assoc. London*, 64—85, 45—93.
- READ, H. H. 1954: Granitization and mineralization. — *Geol. en Mijnw.* 16, 95—99.
- ROUTHIER, P. 1963: *Les Gisements Métallifères: Géologie et Principes de Recherche*. Paris.
- SATTRAN, V.—KLOMÍNSKÝ, J. 1970: Petro-metallogenetic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian massif. *Sbor. geol. Věd, Ř. LG*, 12, 65—154.

- SCHNEIDERHÖHN, H. 1955: Erzlagestätten Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena.
- SLAWSON, W. F.—RUSSELL, R. D. 1967: Common lead isotope abundances. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York, London, 77—106.
- SMIRNOV, V. I. 1965: Geologija poleznych iskopaemych. Moskva.
- SMIRNOV, V. I. 1968: Problemy gidrotermalnogo rudoobrazovaniya. Symposium v Šotlandii. — Věst. Akad. Nauk SSSR, 1, 81—84.
- SMIRNOV, V. I. 1969: Ob istočnikach veščstva endogennykh mestoroždenij poleznych iskopaemych. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.; Fiz. Zemli, 3, 3—17.
- SMIRNOV, S. S. 1947: O sovremennom sostojanii teorii obrazovaniya magmatogennykh rudnykh mestoroždenij. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 76, 1.
- STILLE, H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- STILLE, H. 1944: Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Abh. Pr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 3.
- STILLE, H. 1950: Der „subsequente“ Magmatismus. Berlin.
- SULLIVAN, C. J. 1948: Ore and granitization. Econ. Geol. (Lancaster Pa.), 43, 471—498.
- SULLIVAN, C. J. 1954: Metallic melting point and ore deposition. Econ. Geol. (Lancaster Pa.), 49, 555—574.
- SULLIVAN, C. J. 1957: Heat and temperature in ore deposition. Econ. Geol. (Lancaster Pa.), 52, 5—24.
- ŠIPULIN, F. K. 1963: Někotorye voprosy genezisa gidrotermalnogo sulfidnogo orudněnija a asocirovannogo s samostoatel'nymi malymi intruzijami. — Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 2, 3—27.
- ŠTEMPEK, M. 1963: A pneumatolytic phase in the classification of ore deposits. Sympos. Probl. Postm. Ore Depos., Praha, 1, 497—501.
- TAYLOR, H. P. 1967: Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York, London, 109—140.
- VINOGRADOV, A. P.—UDINCEV, G. B.—DMITRIEV, L. V.—KANAEV, V. F.—NEPROČNOV, J. P.—PETROVA, G. N.—RYKUNOV, L. N.—KOGAN, L. I. 1969: Stroenie riftovo zony Indijskogo okeana i ego mesto v mirovoj sisteme riftov. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.; Fiz. Zeml., 10, 3—27.
- VOLFSON, F. J. 1953: Problemy izučeniya gidrotermal'nykh mestoroždenij. Moskva.
- VONDROVÁ, N. 1963: Hlubinné tektonické zóny v Českém masívu a jejich význam pro metalogenesi. Geol. Průzk., 5, 4, 161—164.
- ZAVARICKÝ, A. N. 1926: Fiziko-chimičeskije osnovy petrografii izveržennykh gornych porod. Leningrad.

Pokračovanie recenzie zo str. 296

v tomto smere učiněny od r. 1958 do r. 1970. Z výsledků jsou odvozeny závěry týkající se globální tektoniky, a to zejména ve smyslu plošné tektoniky („plate tectonics“), která je velmi široce charakterizována včetně teplotních jevů v oblastech subdukce ploten a strukturních modelů, kterých bylo použito k výkladu plošné tektoniky.

Závěr knihy tvoří diskuse mezi různými směry moderní fyzikální geologie — např. diskuse mezi V. V. Belousovem a J. T. Wilsonem o vzniku oceánů, diskuse o stáří oceánů a kontinentálních bloků apod. Autor proklamuje selekci údajů a je pro selektivní interpretace. Jeho kniha končí ovšem otázníkem, neboť

dynamika naší Země je již sice v principu známa ale jak a kdy působila a co bylo skutečným výsledkem jejího působení, je dosud v mnohých případech nezodpovězenou otázkou.

Ve srovnání s jinými knihami, které v poslední době vyšly, je větší důraz kladen na endogenní dynamiku a málo je v knize uvedeno o exogenních činitelích. Autorův úmysl byl však spíše vycházet z hlubinných geologických procesů, které pokládá za primární, proto otázky vývoje atmosféry, vlivů paleoklimatu, života apod. nechává stranou. Kniha přináší inspirující data i úvahy, z nichž mnohé jsou dosud u nás neznámé.

Zdeněk Pouba

DISKUSIA

Ešte raz o klasifikácii eruptívnych hornín

(2 obr. a 2 tab. v texte)

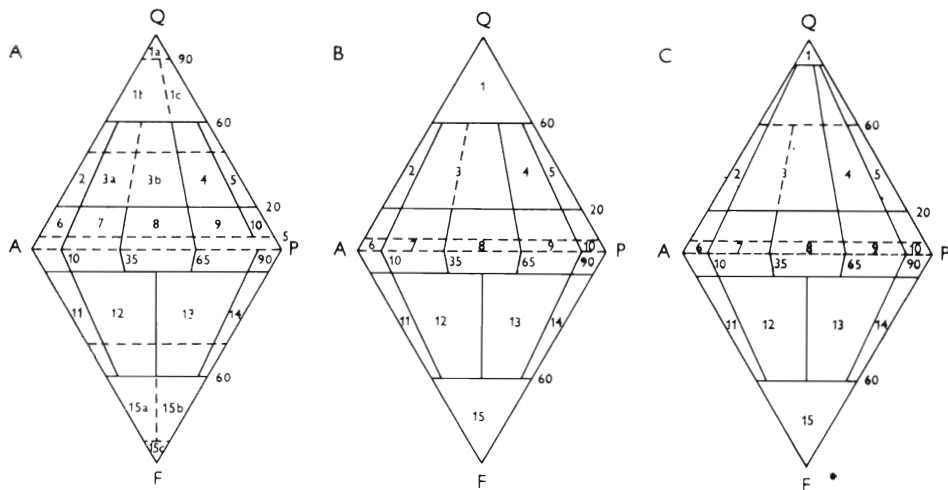
DUŠAN HOVORKA*

V 15. čísle tohto časopisu pokúsil som sa podať prehľad Streckeisenovej klasifikácie (1967) eruptívnych hornín, prípadne poukázať na niektoré problémy slovenskej petrografickej terminológie a nomenklatúry eruptív. Považujem si preto za povinnosť informovať čitateľov aj o najnovšom vývoji tejto problematiky, tak ako sa vyvinula v priebehu roka 1972.

Terminológiu a nomenklatúru eruptívnych hornín ovplyvnili najmä zasadnutia Medzinárodnej pracovnej komisie pre systematiku a nomenklatúru eruptívnych hornín. Zasadnutie komisie bolo v apríli 1972 v Berne pod predsedníctvom prof. Streckeisena. Niektoré úpravy boli prijaté na zasadnutí terminologickej komisie na XXIV. IGC v Montreale v auguste 1972. Na obidvoch zasadnutiach sa zúčastnili zástupcovia mnohých národných terminologických komisií. Je preto žiadúce, aby sa uznesenia komisií realizovali aj v prácach našich autorov.

Na tomto mieste treba uviesť, že obidve zasadnutia sa zaoberali kvantitatívno-minerálnymi klasifikáciami eruptívnych hornín. Z toho je zrejmé, že i v najbližších rokoch treba počítať s možným zložením ako vedúcim klasifikačným kritériom eruptívnych hornín.

Oproti Streckeisenovmu návrhu (1967) v priebehu minulého roka došlo k niektorým zmenám názvov i variačných širok polí hlbinných hornín. Zmeny sú zobrazené na obr. 1, na ktorom sú vyznačené polia hornín s $M < 90\%$. Na klasifikačné účely hornín s $M > 90\%$ sa používa osobitná trojuholníková projekcia (obr. 2 — A, D).



Obr. 1. Grafické zobrazenie hlbinných hornín

A = A. Streckeisen (1967); B = Návrh Terminologickej komisie (Bern, 1972); Návrh Terminologickej komisie (Montreal 1972)

* Doc. RNDr. DUŠAN HOVORKA, CSc., Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, Gottwaldovo nám. 2, Bratislava.

A, D ultramafity	B, E gabroidné horniny	C charnockity
1 olivinit (dunit)	anortozit	alkalicko-živcový charnockit
2 harzburgit (saxonit)	troktolit	charnockit
3 lherzolit	oliv. gabro, oliv. norit	charnoenderbit
4 wehrlit	gabro, norit	anderbit
5 ortopyroxenit	plag. olivinit	alk.-živcový hypersténový syenit
6 websterit	plag. peridotit	hypersténový syenit
7 klinopyroxenit	plag. pyroxenit	hyperstén. monzonit
		8 hyperstén. monzo- diorit, hyperstén. monzonorit
		9 hyperstén. diorit, hyperstén. norit

Na zasadnutí terminologickej komisie v Berne bola rozpracovaná najmä problematika klasifikácie a nomenklatury ultramafických (ultrabázických) hornín, hornín skupiny gabra a charnockitov. Príslušné návrhy so zmenami po XXIV. IGC v Montreale sú na obr. 2.

Ultramafické horniny (t. j. horniny s M 90 %), ktorých projekčné body sa nachádzajú v horných častiach polí 5, 6, 7 (obsahujúc viac ako 10 % olivínu), sa označujú ako „olivínické“ (olivínické ortopyroxenity a pod.).

Pri gabrových horninách (trojuholník B, E) v hornej časti polí 2, 3, 4 sa nachádzajú horniny so 65 až 90 % plagioklasu. Pred rodovým názvom prijímajú adjektívum „leukokratický“ (leukokratický troktolit a pod.). Horniny nachádzajúce sa v spodných častiach uvedených polí (obsahujú 10—35 % plagioklasu) prijímajú adjektívum „melanokratický“ (melanokratický troktolit a pod.). Používanie uvedených adjektív v uvedenom zmysle odporučilo i zasadnutie terminologickej komisie v Montreale.

Nutnou podmienkou zadelenia hornín do skupiny charnockitov je prítomnosť modálneho hypersténu.

Doručené: 2. II. 1973

Katedra petrografií: PFUK Bratislava

RECENZIA

Preston Cloud, red.: **Adventures in Earth History**. — W. A. Freeman and Co, San Francisco, 1015 p., 1970.

„Vývoj Země jako dobrodružství poznání“ by se dal volně přeložit název sborníku vybraných článků o kosmologii, geologii, klimatologii, vývoji organického světa a o dalších oborech důležitých pro pochopení postavení Země, její biosféry a člověka v prostoru a čase. První část — Trídění v historii Země — začíná statí o vývoji vědy od starého Řecka do začátku novověku. Vznik geologie je kladen do roku 1669, kdy vyšlo dílo Nielse Stensena Prodomus. V něm byl např. definován základní geologický zákon — zákon superpozice. Důležitost zkoumání geologických jevů metodou několika pracovních hypotéz dokázal Gilbert při studiu poruch postihujících terasy jezera Bonneville v USA. K. Krauskopf v článku nazvaném Příběh deseti plutonů upozorňuje na nebezpečí nesprávného objevování zákonitostí tam, kde vládne nahodilost. Říká, že „nahodilost nebo

anarchie je do určité míry přírodní zákon. Řád, který se někdy domníváme vidět, je jen sen našeho rozumu“.

Druhá část sborníku pojednává o vzniku Vesmíru, sluneční soustavy a planet. „Na počátku bylo Slovo, to slovo bylo „Vodík“, počet jeho atomů na začátku věků lze vyjádřit číslem se 79 nulami s dvojkou na začátku“ (Shapley). Složitou cestou vznikl z vodíku Vesmír, jehož nejbližší části se od nás vzdalují nejrychleji. Hranice Vesmíru jsou od nás vzdáleny 13 miliard světelných let. Za tuto hranici člověk nikdy neprojde žádným způsobem, dokud budou platit dosavadní fyzikální zákony (Coleman). Země a ostatní planety vznikly kondenzací částic rozptýlených v plynných vírech okolo prvotního Slunce (Urey).

Třetí část O stáří Země a o jeho geologických dokladech začíná Darwinovou statí z jeho díla O původu druhů z roku 1859, v níž se autor zabývá neúplností historicko-geologického datování. Moderní metody radiometrického datování odstraňují tento nedostatek (Woodford).

Aplikace těchto metod na určování stáří meteoritů vedla k zjištění, že jsou stejně staré jako Země: $4,55 \dots 0,07 \times 10^9$ let (Patterson). Datování metodou radioaktivního uhlíku (Libby) bylo ověřeno na organických materiálech, jejichž stáří je známe (např. obal svitků s knihou Izaiášovou z jeskyně u Mrtvého moře je starý 1917 ... 200 let). Přírůstkové vrstvy schráněk devonských korálů ukazují, že den trval v devonu jen 22 hodin (Runcorn). Čtvrtá část Vzduch, voda a podnebí Země je uvedena statí anglického filosofa minulého století Herberta Spencera o vzájemné závislosti rostlinného a živočišného světa v geologických dobách. Degazací Země vznikl prvotní oceán, který měl pH 8 až 9, a prvotní atmosféra, složená z CO₂, CO, N₂ a H₂. Pro vznik živé hmoty byly důležité reakce kyanovodíku, serinu a pyruvatu, jež vedou ke vzniku aminokyselin (Abelson). Proudění v atmosféře a oceánech je vysvětleno mj. též aplikací Coriolisova efektu (Strahler, Lorenz, Munk).

V páté části Diferenciace pevného tělesa zemského jsou uvedeny důkazy koncentrické zonárnosti Země, které poskytuje studium zemětřasných vln (Bullen). V detailu je otázka sledování na příkladu zemské kůry (Woolard). Konvekční proudy v pláští (rychlost asi 1 cm za rok) patrně způsobují kontinentální drift (Brancazio, Hess). Změny orientace magnetického pole jsou fixovány v efuzivních horninách (Cox, Dalrymple, Doell). Období posledních čtyř miliónů let je rozděleno do dvou „normálních“ (orientace magnetického pole shodná se současnou) a dvou „obrátených“ epoch (orientace mag. pole opačná vzhledem k dnešní). Výsledky této paleomagnetické metody podporují teorii kontinentálního driftu (Hurley).

Vzájemné působení vývoje biosféry, atmosféry a litosféry v prekambriu je předmětem šesté části sborníku. V úvodu je stať T.—H. Huxleye z roku 1870 o biogenezi (o vzniku živé hmoty jen z jiné živé hmoty) a abiogenezi (o vzniku živé hmoty z neživé hmoty). Všechny současné teorie vzniku života jsou abiogenetické. Předpokládají chemický vývoj hmoty trvající více než první miliardu let existence Země. Organické molekuly mohou vznikat bez účasti živé hmoty. Jejich dehydrataci vznikají polysacharidy, polypeptidy, proteiny, polynukleotidy a nukleové kyseliny — stavební jednotky živé hmoty (Celvin). Život vznikl pravděpodobně více způsoby asi před 3,2 miliardami let v prostředí chudém kyslíkem (Haldane), v němž nebyly organické molekuly ničeny oxidací. Podmínky pro vznik života: 1. atmosféra propouštějící některé záření a pohlcující např. paprsky o vlnové délce menší než 3000 angströmů jež ničí biologické makromolekuly; 2. teplota, za níž voda je kapalná; 3. zmrzlá voda musí

mít menší objemovou hmotnost než voda; 4. vnější zdroj energie (Wald). I v jiných galaxiích bude mít život podobné formy jako na Zemi, neboť hlavní prvky života H, O, N, C nemůže nahradit žádná jiná kombinace (např. Si, S, P), vodu nemůže nahradit čpavek, který je kapalný mezi —33,4 °C a —77,7 °C a zmrzlý má větší obj. hmotnost než kapalný. Bazaltové a peridotitové lávy v nejstarších sedimentech na Zemi (3,2—3,5 miliardy let) v Barbertonské hornatině v jižní Africe, považované za důkazy existence starých ostrovních oblouků s horninami ze svrchního pláště, nasvědčují tomu, že už tehdy byla Země diferencovaná v jádro, plášť a kůru (Engel). Hlavní pochody diferenciace zemského nitra, vznik atmosféry a hydrosféry spadá do doby asi před 3,6 miliardami let (Cloud). Na začátku paleozoika vznikla Metazoa (mnohobuněčné organismy) pravděpodobně nejprve jako plankton v hloubce 50 až 150 m (Weyl). Prekambrium lze stratigraficky dělit podle fosilních zbytků primitivních rostlin, mikroplanktonu a stromatolitů. První fosilní zbytky měkkých živočišných těl jsou 700—800 miliónů let staré (Glaessner).

V sedmé části nazvané Výběr z phanerozoické historie je charakterizován geologický vývoj některých uzlových oblastí USA.

Pohledy na phanerozoický život je název osmé části. Články se týkají vývojových řad několika skupin živočichů (Newell), nejstarších živočichů a rostlin (Raymond), vývojového postavení ordovického mlže rodu Bábinka (McAlester), silurských mořských společenstev (Ziegler), biogenních sedimentárních struktur (Seilacher), hlavních etap ve vývoji obratlovců (Romer), vývoje dinosaurů (Colbert), vývoje savců (Olson) a fytopaleontologických důkazů klimatických změn (Barghoorn).

V deváté kapitole se sleduje vývoj živých organismů (Mayr), vliv prostředí na organismy (Hutchinson), příčiny vymírání organismů (Simpson), kritická fáze ve vývoji amonitů na rozhraní triasu a jury (Diener), hromadné vymírání organismů na konci mesozoika (Bramlette), paleobiogeografie mořského prostředí (Cloud), paleoklimatologie na základě organismů (Durham), zoogeografie permu a její vztah k podnebí (Stehli), svrchnopaleozoické zalednění v jižní Africe a v jižní Austrálii (Hamilton, Krinsley).

Poslední, desátá část je věnována vývoji, přítomnosti a budoucnosti člověka. Tři články (Öpik, Deevey, Hunt) se zabývají ledovými dobami a stratigrafií kvartéru. Tématy dalších článků jsou paleotemperatura (Emiliani), absolutní datování vývoje člověka (Pecora, Rubin), nové nálezy fosilních primátů (Simons), vývoj lidských plemen a jejich rozšíření (Howells), biologická podstata člověka (Simpson), populační exploze (Davis) a prostředí, v němž člověk žije (Bates).

Miloš Kužvart

Automatická analýza makrozložiek silikátových hornín pomocou röntgenfluorescenčného kvantometra ARL 72 000

(2 tab. v texte)

RUDOLF DEMOVIČ*

Kvantometer ARL 72 000 je viackanálový prístroj, ktorý poskytuje chemickú analýzu fyzikálnou cestou. Pre každý prvok, ktorý sa stanovuje pomocou kvantometra, je v ňom zabudovaný vlastný monochromátor. Všetky monochromátory prijímajú súčasne fluorescenčné žiarenie z analyzovanej vzorky. Všetky stavebné prvky monochromátora sú individuálne konštruované pre najpriaznivejšie čiar analyzovaných prvkov a pevne justované. Na rozšírenie použiteľnosti prístroja je zabudovaný špeciálny monochromátor, tzv. scanner, ktorý pracuje podľa potreby buď pomocou LiF, alebo ADP kryštálu, a dajú sa ním nastaviť ľubovoľné spektrálne čiar (ďalších prvkov, ktoré chceme stanoviť a nemajú pevný kanál, resp. pre nastavenie čiar prvkov — vnútorné štandardy). Možno ho tiež použiť na zaznamenanie kvalitatívnych profilových analýz.

Všetky analyzované prvky sú stanovené súčasne, každý prvok sa meria za optimálnych podmienok a tým sa za predpokladanej presnosti dosiahne najkratšie možné trvanie analýzy. Na rozdiel od obvyklého impulzného počítača sú signály detektora integrované v kondenzátoroch a po uplynutí časovej integrácie postupne udané príslušné hodnoty intenzít. Výsledok pre stanovené prvky sa odčíta na jednotlivých kanáloch v milivotoch na digitálnom voltmetri, alebo cez programový prvok môže byť v žiadanom poradí zachytený dialnopisom a súčasne nadierkovaný na dierovacej páske. Dialnopis môže byť priamo napojený na počítačový stroj. Program počítača (v našom prípade v jazyku Fortran) kalibračnú krivku ako vyrovnávaciu parabolu a používa jej rovnicu na zistenie koncentrácie neznámej vzorky. Pretože kalibračnú krivku treba stále kontrolovať, resp. zlepšovať, odpadá jej mechanické kreslenie v dôsledku získania kalibračnej krivky pomocou počítačového systému na základe programu pre kresliace zariadenie, ktoré vynáša koncentrácie graficky.

Röntgenfluorescenčný kvantometer ARL 72 000 má pevné kanály pre týchto 20 prvkov: sodík, horčík, hliník, kremík, fosfor, síru, chlór, draslík, vápnik, titán, chróm, mangán, železo, nikel, meď, zinok, rubidium, stroncium, zirkónium a molybdeen. Kanály pre všetkých 20 prvkov sú justované pre čiar $K\alpha$. V monochromátoroch sa používajú monokryštály RAP, ADP, EDdt, Ge, NaClCa LiF. Kanály pre Na, Mg, Al, Si, P a S sú vybavené pulzovým diskriminátorom. Pre Na sa používa prietokový proporcionálny počítač so zmesou plynov Ar-CH₄ ako referenčným plynom a pre Mg, Al, Si, P, S a Cl proporcionálny počítač s Ne-náplňou. Všetky prvky s pevnými kanálmi sú dôležité z hľadiska geochemického, resp. sa najčastejšie vyskytujú v horninách, a to v koncentráciách, ktoré ležia nad hranicou medze dôkazu prístroja. Medza dôkazu prístroja je podľa A. SCHNEIDERA (osobné oznámenie) pre jednotlivé prvky nasledovná:

1 ppm pre Mn, Fe, Ni, Cu, Zn a Sr

10 ppm pre S a Cr

20 ppm pre Cl

Medza dôkazu pre Si, Al, Mg a Na nebola síce presne stanovená, ale tieto prvky sa vyskytujú v horninách zriedka pod hranicou 100 ppm (u Na₂O bola medza dôkazu až 0,5 %, možno ju však podstatne zlepšiť). Všeobecne možno na základe optimálne zaostrených monochromátov a priaznivej kombinácie kryštálu a röntgenovej lampy získať veľmi dobré výsledky.

* RNDr. Rudolf DEMOVIČ, Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Bratislava, Štefánikova 41

Tab. 1

	Zentrales geologisches Institut, Berlin (ZGI)		
	Granit GM	Basalt BM	Tonschiefer TB
SiO ₂	74,24 (73,55) ¹	50,30 (49,60) ¹	60,64 (60,30) ¹
Al ₂ O ₃	13,54 (13,50)	16,38 (16,20)	20,48 (20,55)
Fe ₂ O ₃	1,99 (2,00)	10,30 (9,65)	7,13 (6,94)
CaO	0,81 (1,00)	7,03 (6,40)	0,26 (0,30)
MgO	0,29 (0,37)	7,21 (7,47)	1,73 (1,94)
Na ₂ O	3,41 (3,76)	4,63 (4,68)	0,92 (1,30)
K ₂ O	4,66 (4,73)	0,12 (0,23)	4,00 (3,85)
TiO ₂	0,21 (0,21)	1,24 (1,15)	0,93 (0,94)
MnO	0,05 (0,043)	0,16 (0,144)	0,05 (0,054)
P ₂ O ₅	0,06 (0,065)	0,12 (0,11)	0,10 (0,098)

Pokračovanie tab. 1

	U. S. Geological Survey (USGS)		
	Granite G-2	Granodiorite GSP-1	Andesite AGV-1
SiO ₂	69,95 (69,192) ³	67,69 (67,278) ³	59,37 (58,997) ³
Al ₂ O ₃	15,41 (15,345)	15,05 (15,115)	17,10 (17,014)
Fe ₂ O ₃	2,81 (2,768)	4,16 (4,334)	6,66 (6,804)
CaO	1,90 (1,988)	1,81 (2,034)	4,70 (4,982)
MgO	0,74 (0,782)	1,14 (0,957)	1,45 (1,492)
Na ₂ O	4,08 (4,156)	2,62 (2,884)	4,26 (4,334)
K ₂ O	4,45 (4,510)	5,17 (5,488)	3,00 (2,898)
TiO ₂	0,51 (0,531)	0,66 (0,699)	1,04 (1,082)
MnO	0,04 (0,037)	0,04 (0,044)	0,09 (0,098)
P ₂ O ₅	0,13 (0,141)	0,28 (0,285)	0,51 (0,487)

Pokračovanie tab. 1

	Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy (CRPG)			
	Granite GA	Granite GH	Basalte BR	Biotite Mica-Fe
SiO ₂	70,29 (69,90) ³	74,94 (75,80) ³	38,07 (38,20) ³	34,27 (34,40) ³
Al ₂ O ₃	14,71 (14,50)	12,70 (12,50)	9,90 (10,20)	19,15 (19,40)
Fe ₂ O ₃	2,98 (2,86)	1,39 (1,33)	11,74 (12,92)	12,29 (25,58)
CaO	2,02 (2,45)	0,70 (0,65)	12,90 (13,74)	0,50 (0,50)
MgO	0,92 (0,95)	0,2 (0,03)	13,28(13,28)	4,61 (4,55)
Na ₂ O	3,32 (3,55)	3,48 (3,80)	3,21 (3,05)	< 0,50 (0,25)
K ₂ O	4,49 (4,03)	4,70 (4,78)	1,32 (1,40)	8,34 (8,80)
TiO ₂	0,41 (0,38)	0,10 (0,09)	2,39 (2,62)	2,48 (2,55)
MnO	0,09 (0,09)	0,05 (0,05)	0,18 (0,21)	0,35 (0,37)
P ₂ O ₅	0,12 (0,12)	0,01 (0,01)	1,03 (1,04)	0,46 (0,50)

	USGS		
	Peridotite PCC-1	Dunite DTS-1	Basalt BCR-1
SiO ₂	42,42 (41,872) ³	41,08 (40,455) ³	54,24 (54,485) ³
Al ₂ O ₃	0,89 (0,856)	0,50 (0,552)	13,40 (13,657)
Fe ₂ O ₃	8,71 (8,537)	9,11 (8,850)	13,23 (13,508)
CaO	0,76 (0,534)	0,16 (0,158)	7,02 (6,952)
MgO	43,48 (43,562)	49,67 (49,805)	3,43 (3,281)
Na ₂ O	<0,50 (0,053)	<0,50 (0,046)	3,43 (3,313)
K ₂ O	0,019 (0,019)	0,014 (0,023)	1,89 (1,684)
TiO ₂	0,02 (0,023)	0,02 (0,023)	2,20 (2,234)
MnO	0,12 (0,122)	0,13 (0,126)	0,18 (0,176)
P ₂ O ₅	0,01 (0,014)	0,01 (0,013)	0,37 (0,363)

	USGS (zmesi)		
	BCR-1/PCC-1 1 : 1	BCR-1/PCC-1 1 : 2	BCR-1/PCC-1 4 : 1
SiO ₂	48,80 (48,18) ³	45,45 (46,08) ³	52,69 (51,96) ³
Al ₂ O ₃	7,23 (7,26)	5,02 (5,12)	11,02 (11,10)
Fe ₂ O ₃	10,68 (11,02)	10,24 (10,19)	11,72 (12,51)
CaO	3,77 (3,74)	2,88 (2,67)	5,75 (5,67)
MgO	23,70 (23,42)	30,15 30,14)	11,51 (11,34)
Na ₂ O	1,87 (1,68)	1,43 (1,14)	2,76 (2,66)
K ₂ O	0,74 (0,85)	0,53 (0,57)	1,27 (1,35)
TiO ₂	1,13 (1,13)	0,79 (0,76)	1,70 (1,79)
MnO	0,15 (0,15)	0,14 (0,14)	0,16 (0,16)
P ₂ O ₅	0,19 (0,19)	0,13 (0,13)	0,31 (0,29)

Tab. 2

Prvok	Čiara	Kryštál	Počítač	Pulzový diskriminátor
Na	K α	RAP	prietok. propor.	áno
Mg	K α	ADP	Ne propor. exatron	áno
Al	K α	EDdt	Ne propor. exatron	áno
Si	K α	EDdt	Ne propor. exatron	áno
P	K α	Ge	Ne propor. exatron	áno
K	K α	EDdt	Ne multitron	nie
Ca	K α	LiF	Ne multitron	nie
Ti	K α	LiF	Ne multitron	nie
Mn	K α	LiF	Ne multitron	nie
Mn	K α	LiF	Ar multitron	nie
Fe	K α	LiF	Ar multitron	nie
Porovnávací prvok				
Sr	L α	EDdt	Ne propor. exatron	áno
Sr	K α	LiF	Kr propor. exatron	áno

Príprava vzoriek

Na stanovenie hlavných prvkov silikátovej analýzy sa použila príprava vzoriek podľa C. SAVELLIHO (1967), ktorý ju aplikoval pre stanovenie Si a Al röntgenfluorescenčne. 300 mg vzorky + 100 mg SrCO_3 (Sr ako porovnávaci prvok) + 1600 mg $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ (ako tavidlo) sa tavelo 10 minút pri teplote 1100°C v grafitových téglikoch v muflovej peci. Vychladnutá tavenina sa rozomlela, zlisovala v celulózovej objímke do tvaru tabletky a potom merala vždy $3 \times$ z dvoch osobitných návažiek. Pre stanovované makrozložky štandardných vzoriek silikátových hornín je relatívna štandardná odchýlka z 10 tabliet jedného bazaltu (s výnimkou Na_2O) menšia ako $\pm 1\%$. Hoci príprava týmto spôsobom je veľmi spoľahlivá, je časove náročná, a preto sa prešlo na prípravu vzoriek vo forme tavených tabliet. Tieto sa získali tavením v Pt-Au téglikoch pomocou univerzálneho taviaceho prístroja fy-LABOR SCHOEPS. Bližšie o tejto metodike je v práci R. DEMOVIČ at. al. (1973). Týmto spôsobom možno prípravu vzoriek urýchliť a tým lepšie využiť mernú kapacitu röntgenfluorescenčného kvantometra, ktorá je 100—300 kompletných analýz denne.

Použité vzorky medzinárodných štandardných porovnávacích materiálov (SRM)

Vypracovanie novej metodiky stanovenia makrozložiek silikátovej analýzy pomocou Sr ako vnútorného porovnávacieho prvku (bez FeO , H_2O a CO_2 , ktoré nie je možno urobiť týmto spôsobom), ako i presnosť stanovenia novej metodiky sa vykonali použitím 13 medzinárodných štandardov.

Experimentálna časť

Kalibračné krivky pre jednotlivé stanovované makrozložky sa stanovili na základe odporúčaných hodnôt pre medzinárodné štandardné porovnávacie materiály (resp. ich zmesi). Meraním prípravných tabliet sa spätne kontrolovala odchýlka od odporúčaných hodnôt pre medzinárodné štandardy. Pre stanovenie množstva SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , P_2O_5 sa ako porovnávaci prvok použila L-čiara Sr a pre stanovenie Fe_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 a MnO K-čiara Sr. Skutočnosť, že sa i napriek veľkým koncentračným rozsahom jednotlivých makrozložiek dosiahlí okrem malých výnimiek výsledky, ktoré sú vo veľmi dobrej zhode s údajmi literatúry (ako to vyplýva z tab. 1), svedčí o tom, že pri danej metóde sa neprejavuje vplyv tretích zložiek — matrixefekt. Pri sekvenčnej röntgenfluorescenčnej analýze hrá mechanická stabilita prístroja pre reprodukovateľnosť merania dôležitú úlohu. Pri röntgenfluorescenčnom kvantometri s pevne justovanými kanálmi tento zdroj chýb odpadá, keďže sa všetky čiary merajú súčasne. Z tohto dôvodu nie je potrebné vo vzorkách osobitne merať a počítať korekciu na pozadie, resp. na vplyv tretích zložiek.

Na meranie sa použila ródiová röntgenová lampa. Pracovalo sa pri výkone 2 kw, t. j. pri napätí 50 kV a intenzite 40 mA. Čas integrácie bol 60 sek. Prvky sa stanovovali za podmienok, ktoré sú uvedené v tab. 2. Získané výsledky sú v tab. 1 (všetky údaje vo váhových %) spolu s odporúčanými údajmi (v zátvorke) pre medzinárodné štandardy (H. ROCHE — K. GOVINDARAJU 1969, F. J. FLANA-GAN 1969, ZWEITE Zusammenstellung — 1969).

Záver

Ako vyplýva z hore uvedeného, možno použitím 21-kanálového röntgenfluorescenčného kvantometra ARL 72 000 získať za pomerne krátky čas veľké množstvo geochemických údajov. O tom svedčia i výsledky získané za použitia 13 medzinárodných štandardov, umožňujúce analyzovať hodnoty silikátových makrozložiek s dostatočnou presnosťou.

Autor vykonal túto prácu z prostriedkov Humboldtovho štipendia a ďakuje i touto cestou za jeho poskytnutie. Rovnaká vďaka patrí i prof. dr. K. H. WEDEPOHLovi, ktorý mi umožnil na tomto prístroji pracovať, ako i dr. A. SCHNEIDER za cenné rady a konzultácie.

Doručené 19. 1. 1973
Doporučil: E. Pliško

Geologický ústav
Slovenskej akadémie vied
Bratislava

RECENZIE

<i>R. A. Berner: Principles of chemical sedimentology (B. Kříbek)</i>	245
<i>R. Rost: Vltavíny a tektity (J. Koutek)</i>	290
<i>P. J. Wyllie: The Dynamic Earth (Z. Pouba)</i>	296
<i>P. Cloud: Adventures in Earth History (M. Kužvart)</i>	311

MINERALIA SLOVACA, roč. 5, č. 3 (19)

Vydavateľ a nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Redakcia: Stará Spišská cesta, pošt. pr. A—21, 040 51 Košice 1

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne Košice v auguste 1973, AH 6,00, VH 9,34. Rukopis odovzdaný do tlačiarne v máji 1973

Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs. Ročne sa vydávajú 4 čísla.

Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements should be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 11, 896 26 Bratislava.

If you are interested in Mineralia slovaca on a basis institutional exchange, your correspondence should be sent to Geoprieskum Mineralia slovaca, P. O. Box A—21, 040 51 Košice 1, Czechoslovakia.

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

