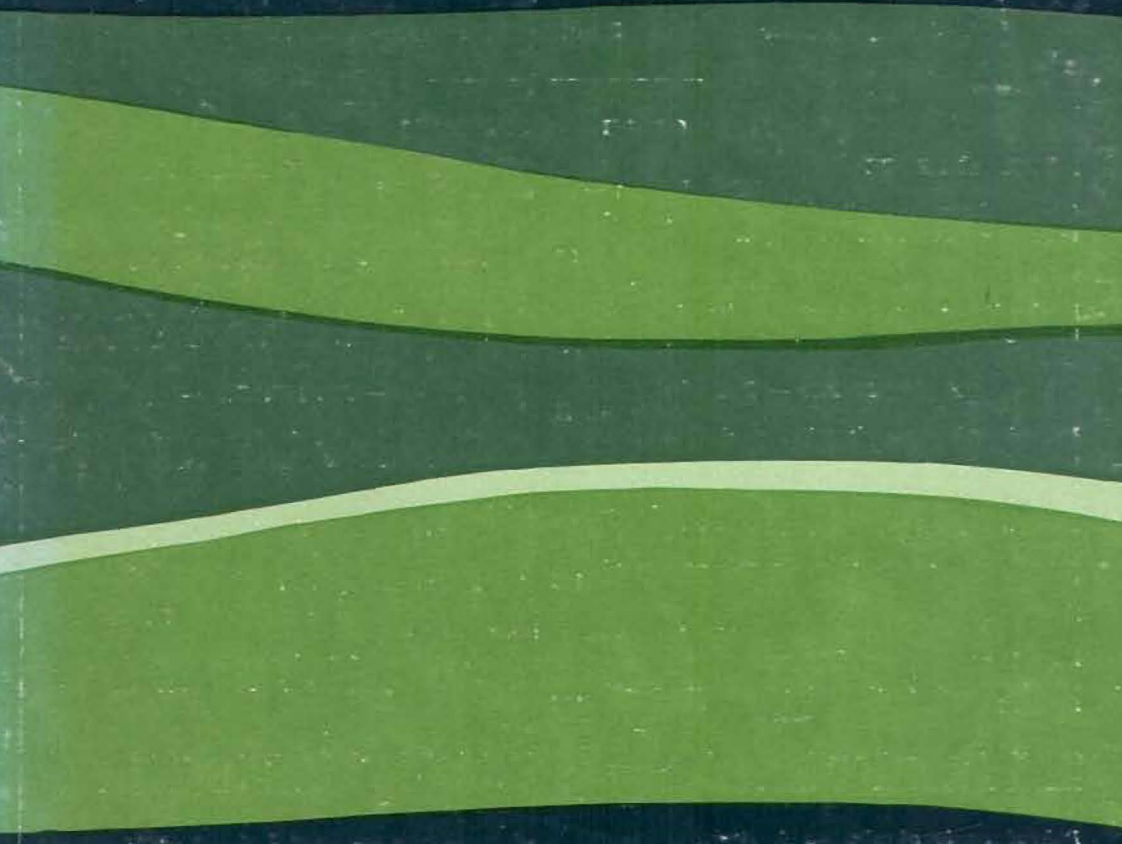


MINERALIA SLOVACA

17

1985

2

The lower half of the cover features several horizontal, wavy bands of different shades of green, creating a layered, landscape-like effect against the dark background.

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor: **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarik, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Tápák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

Technický redaktor

RNDr. Pavol Malachovský

Technical editor

OBSAH

CONTENTS

PÔVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Milan Fabian — Jakub Kamenický
Geologicko-petrografické pomery kryštalinika západnej časti Čiernej hory
97 Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

Jozef Hricko
Regionálne merania vertikálneho elektrického sondovania (VES) v Liptovskej kotline
121 kotlina basin

*Andrej Steiner — Ľudovít Kucharič — Ivan Pavlík — Ján Mikuška —
Mojmír Kandrik*
Komplexné spracúvanie geofyzikálnych údajov na prognózovanie nerastných surovín
139

Viliam Nevický
Poznatky z prieskumu a geologického dozoru prečerpávacej vodnej elektrárne Čierny Váh
153 hydroplant Čierny Váh

SPRÁVY

REPORTS

Ján Spišiak — Dušan Hovorka
Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum Gemickej)

Rudolf Kušík
Stratifikácia sedimentárneho komplexu Zlatna v Štiavnických vrchoch
175 (Middle Slovakia)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Geologicko-petrografické pomery kryštálinika západnej časti Čiernej hory

MILAN FABIAN*, JAKUB KAMENICKÝ**

* Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, 052 01 Spišská Nová Ves

** Súťažná 13, 821 08 Bratislava

(15 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 28. 3. 1984

Геологическо-петрографические условия кристаллика западной части Чёрной горы (Восточная Словакия)

Кристалликум западной части Чёрной горы сложен только из кристаллических сланцев, которые перед метаморфными процессами имели сложную флишевидной свиты с преимущественно глинистых и глинистопесчаных сланцев с пачками дроб и аксесорической примесью битуминозного пигмента. Сингенетическим членом осадочной свиты являются и неравномерно встречающиеся излияния толситических базальтов, которые сопровождают примеси пирокластического материала. Имеет часто полиметаморфное развитие а также региональные изменения связанные с каденским орогенезом а также часто замечаются действия варийской и альпийской диафторезы. Региональные изменения, которые происходили в условиях гранатических амфиболитов были осадки супракрустальной серии изменённые в парagneiss и синкинематические мигматиты и основные вулканы приобрели свойства амфиболитов. Эти опять диафторитическими изменениями превратились в диафторитические гнейсы, филониты или диафторизированные амфиболиты. Литостратиграфически кристаллические сланцы Чёрной горы очень похожи бистрянской субсерии ярабской серии, которая относится прокембрию и вместе со своими палеозойско-мезозойскими упаковками является восточным продолжением северных поясов вепорика.

Geological and petrographical conditions of crystalline in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

Crystalline units in the western part of the Čierna hora Mts. consist exclusively of crystalline schists and represent, in their pre-metamorphic state, a flyschoid sequence where argillaceous to argillaceous-arenaceous shales predominated over greywacke layers and accessory amounts of bituminous pigment. Syngenetic member of the sedimentary sequence is represented by sporadic effusions of tholeiitic basalt with frequent pyroclastics. The crystalline frequently is of polymetamorphic development where also Variscan and Alpine diaphrotic processes are documented beside the regional prograde metamorphism induced by the Cadomian

orogeny. The regional metamorphism occurred under the conditions of the garnet amphibolite subfacies and altered the original sediments of the supracrustal sequence into paragneiss to synkinematic migmatite whereas basic volcanites progressed into amphibolite. Diaphthoritic alternations produced diaphthoritic mica-schists, phyllonite or diaphthoritized amphibolite. From the lithostratigraphical point of view, the crystalline schists of the Čierna hora Mts. are very similar to the Veporic Bystrá Subgroup in the Jarabá Group which is of Precambrian age and represent so the eastern continuation of the northern Veporic zones.

Západnou časťou Čiernej hory medzi Dolinským potokom a Bystrou dolinou sa zaoberala iba diplomová práca P. Kulicha (1968) a rigorózna práca L. Divinca (1978). Stručné údaje o geologickej stavbe tohto územia sú aj v práci F. Rösinga (1947), J. Ptáka (1956) a L. Kamenického (1956). Názory na tektonické postavenie Čiernej hory, Sľubice a Braniska nie sú jednotné. V. Uhlig (1903) zaradil Branisko a Čiernu horu do jadrových horstiev a pokladá ich za východné pokračovanie vysokotatranského pásma. K tomuto náhľadu sa priklonil aj A. Matějka — D. Andrusov (1931) a D. Andrusov (1938, 1943), ale F. Rabowski (1926) považuje Branisko, Sľubicu a Čiernu horu za pokračovanie Ľumbierskeho pásma a F. Rösing (1947) zaradil Branisko do vysokotatranského a Sľubicu s Čiernou horou do Ľumbierskeho pásma. A napokon M. Máška — V. Zoubek (1960) začlenili Čiernu horu do kohútskeho a J. Kamenický (1967) do krakovského pásma.

V úsilí riešiť nastolenú otázku sme vykonali petrograficko-geologický výskum západnej časti Čiernej hory a litologickú koreláciu tunajšieho kryštalinika s kryštalinikom susedných segmentov Západných Karpát. Výsledky nášho bádania zhrňa táto štúdia.

Geologické pomery

Západná časť Čiernej hory je geologicky spájacím článkom medzi masívom Sľubi-

ce, centrálnou a východnou časťou Čiernej hory. Má svojráznu geologickú stavbu, čiastočne odlišnú nielen od masívu Sľubice, ale aj od centrálnej a východnej časti Čiernej hory. Týka sa to nie iba vývoja kryštalinika, ale aj zastúpenia mladších útvarov.

Ako vyplynulo z geologického mapovania (obr. 4), na stavbe sledovanej oblasti sa najvýraznejšie zúčastňuje veporikum, ale v menšej miere aj gemerikum a sedimenty centrálnokarpatského paleogénu.

Centrálnokarpatský paleogén vyplňa Kluknavskú kotlinu a leží transgresívne na obalovom mezozoiku ružínskej série, miestami na súvrství gemerického permu alebo karbónu. Má konglomerátovo-pieskovcový vývoj a patrí do stredného až vrchného eocénu.

Gemerikum do študovaného územia zasahuje len severným okrajom a zastupuje ho iba súvrstvie vrchného karbónu a vrchného permu. Perm má terigénny vývoj a tvorí ho pestrofarebné súvrstvie bridlice s polohami drôb, konglomerátov a s výlevmi ryolitov hojne sprevádzaných pyroklastikom. Na rozdiel od neho má karbón plytkomorský vývoj a je zo sivej až tmavosivej drobovej kridlice a drôb s polohami konglomerátov.

Veporikum buduje centrálnu a severnú časť mapovaného územia a zastupuje ho kryštalinikum, obalový perm a mezozoikum.

Mezozoikum vystupujúce v tomto území

patrí do dvoch sérií, hrabkovskej a ružínskej (Mahel — Buday et al., 1968). Hrabkovská séria má stratigrafické rozpätie spodný trias — neokóm a je súčasťou harakovskej synklinály (Rösing, 1947). Patrí pravdepodobne do krížňanského mezozoika, ktoré je tu v subautochtónnej pozícii. Ružínska séria má autochtónnu až subautochtónnu pozíciu, patrí do obalu veporického kryštalinika, v mapovanom území má len rudimentárny vývoj a zastupuje ju súvrstvie spodnotriasového kremenca so zvyškami strednotriasového dolomitu.

Obalový perm vystupuje v západnej časti Čiernej hory len pri jej severnom okraji. Má kontinentálny vývoj a vytvára dva samostatné pruhy, ktoré oddeľuje pruh mezozoika. Južný pruh má arkózovitý vývoj a leží autochtónne až subautochtónne na kryštaliniku, a preto patrí do jeho obalu. Severný pruh permu mal sčasti odlišný vývoj a okrem arkóz a arkózovitých bridlíc má vo vrchnej časti aj polohy pestrofarebnej bridlice. Jeho vzťah k južnému pruhu je doteraz neistý.

Kryštalinikum v skúmanej oblasti nad ostatnými útvarmi absolútne prevláda a tvoria ho len kryštalické bridlice. Typické ortoruly kryštalinika Slubice ani intruzívne granodiority, hojne rozšírené v centrálnej a východnej časti Čiernej hory, v západnej časti Čiernej hory nie sú zastúpené.

Metamorfity sú najčastejšie polymetamorfne a okrem regionálnej premeny, pokračujúcej miestami až po ultrametamorfózu, ich často postihovala aj diaforéza. Z petrografickej povahy a chemického zloženia vychádza, že v predmetamorfnom vývoji ich prevažne tvorili ílovité a ílovito-piesčité bridlice striedajúce sa s poťahami drôb s akcesorickým podielom bituminóznych členov, najčastejšie charakteristických iba prítomnosťou uhoľnatého pigmentu. Sedimentácia flyšoidného súvrstvia sprevádzali aj sporadické výlevy tho-

leiitických bazaltov s hojným pyroklastikom.

Flyšoidný vývoj sedimentov, prejavy bázičného vulkanizmu, ale aj obsah niektorých stopových prvkov v biotitických pararulách, najmä B (106 ppm), Sr (120 ppm), V (98 ppm), Y (40 ppm), Zr (303 ppm) a Ga (30 ppm), poukazujú na hlbokomorský vývoj suprakrustálnej série.

V minulosti sa kryštalické bridlice Čiernej hory pokladali za súčasť jarabskej série, tá sa z rozličných príčin zaraďovala do prekambria a jej regionálna premena sa spájala s dalslandským orogénom. Podľa novších predstáv (L. Kamenický — J. Kamenický, 1983) jarabská séria zodpovedá jarabskej skupine a metamorfity západnej časti Čiernej hory bystrianskej podskupine, ktorá metamorfovala za kadómskeho orogénu. Okrem dôvodov uvedených v citovaných prácach v prospech prekambričného veku sledovaných metamorfítov svedčí aj transgresia spodnotriasového kremenca ružínskej série na diafторitické svory Čiernej hory. Z toho vyplýva, že hlavná fáza diafторézy je tu variského veku, ale mohla ešte zosilnieť za alpínskeho vrásnenia. Z toho zároveň vychádza, že regionálna premena musela byť staršia, asi kadómska.

Regionálna premena, ktorá nastala v podmienkach granatických amfibolitov a miestami viedla až k ultrametamorfóze, sedimenty bystrianskej podskupiny metamorfovala na pararuly alebo synkinematické migmatity, a tak vulkanické členy radobudli povahu amfibolitov.

Z litostratigrafickej korelácie kryštalinika Čiernej hory a masívu Slubice s kryštalinikom najbližších segmentov Západných Karpát možno konštatovať, že každý z týchto segmentov má svojrázny vývoj. Medzi typické členy kryštalinika masívu Slubice patria ortoruly, synkinematické migmatity a ich diafторity, ktoré sú svojim predmetamorfickým vývojom aj po-

vahou metamorfózy nápadne príbuzné metamorfitom juhozápadnej časti Ľubietovského pásma, ale v porovnaní s Ľubietovským pásmom majú iba rudimentárny vývoj amfibolitov. Naproti tomu metamorfity západnej časti Čiernej hory, s absolútnou prevahou synkinematických migmatitov a diaforitov, sú príbuzné s metamorfitmi juhovýchodnej časti Ľubietovského pásma a odlišujú sa od nich iba podradným zastúpením amfibolitov. Napokon metamorfity centrálnej a východnej časti Čiernej hory, so silnou prevahou diaforitov a len so sporadickým výskytom pararúl a amfibolitov, veľmi pripomínajú metamorfity krakovského pásma. Z litologickej príbuznosti kryštalinika, ale aj z príbuzného litologického vývoja obalového permu a mezozoika v Ľubietovskom a mezozoika aj v krakovskom pásme na jednej a Slubice a Čiernej hory na druhej strane robíme záver, že Ľubietovské pásmo, vyклиňujúce v doline Hrona pri Podbrezovej, a krakovské pásmo, vyклиňujúce na severných svahoch Kráľovej hole, sa v Slubici a Čiernej hore opätovne vynárajú.

Petrografia metamorfitov

Metamorfity západnej časti Čiernej hory mali pomerne pestrý petrografický vývoj. Vyvolalo ho viac činiteľov — rozdielne predmetamorfne látkové zloženie a nerovnaký stupeň ich regionálnej premeny a diaforézy. Podľa pôvodu a povahy premeny v sledovanej oblasti vyčleňujeme tieto hlavné typy metamorfitov: pararuly, synkinematické migmatity, amfibolity a ich diafority.

Pararuly najčastejšie vystupujú iba vo forme paleosómu v stromatitických a oftalmitických migmatitoch, ale tvoria aj samostatné polohy mocné maximálne 40 m. Sú dobre odkryté napr. v skalných bralách Prostrednej a Hľbokej doliny, na východ-

nom svahu Bystrej doliny a i. Vznikli regionálnou premenou prevažne ilovito-piesčitých, v menšej miere aj ilovitých bridlíc a drôb. Sú sivé až tmavosivé, majú prevažne drobný a rovnomerne zrnitý vývoj a vyznačujú sa bridličnatou textúrou s rovnými a navzájom paralelnými plochami bridličnatosti.

Minerálne zloženie pararúl je: plagioklas $\leq$ kremeň, s vedľajším, miestami až podstatným zastúpením muskovitu a/alebo biotitu. Akcesóriou je apatit, zirkón, magnetit $\pm$ granát. Majú orientovane lepidogranoblastickú štruktúru.

Podľa zastúpenia vedľajších minerálov sme vyčlenili tri variety pararúl: muskoviticko-biotitické, dvojsľudné a biotitické. Navzájom sú spojené pozvoľnými prechodmi. V muskoviticko-biotitických pararulách biotit všeobecne prevláda nad muskovitom, v dvojsľudných je ich pomer približne 1 : 1 a v biotitických pararulách je zastúpený len alebo takmer len biotit.

Minerály pararúl sú regionálne metamorfného pôvodu, preto sú tvarovo usporiadané a dominujúcou plochou ležia v plochách metamorfnej bridličnatosti. Kremeň je lentikulárne zrnitý a plagioklas xenomorfne tabuľkovitý podľa M (019). Biotit a muskovit majú šupinkovitý vývoj a miestami sú paralelne poprerastané, čo dokazuje ich súčasnú blastézu. Biotit je červenohnedý a silne pleochroický (X = svetlohnedý, Z = červenohnedý), 2-osový neg., $2V_x = 15^\circ$ a podľa $n_z = 1,651$, ktorý sme stanovili refraktometricky, patrí meroxénu so 45 mol. % siderofylitu (Dudek — Fediuk — Palivcová, 1982). Muskovit podľa $n_z = 1,594$, ktorý sme tiež určili refraktometricky, patrí normálnemu muskovitu a má nepatrný podiel Fe (Tröger, 1952).

Muskoviticko-biotitické, dvojsľudné, a najmä biotitické pararuly často obsahujú svetlé očka kremeňa, plagioklasu a ortoklasu (priemerne veľké 2—5 μm) a s ich

pribúdanim prechádzajú do feldšpatitizovaných pararúl. Feldšpatitizované pararuly sú z dvoch generácií minerálov; regionálne metamorfného kremeňa I, plagioklasu I, muskovitu a/alebo biotitu a z ultramamorfného kremeňa II, plagioklasu II a ortoklasu. Regionálne metamorfné minerály majú drobnozrnný a ultramamorfné minerály porfyroblastický vývoj. Je zaujímavé, že plagioklas I a plagioklas II majú rovnakú bazicitu a patria do skupiny intermediárneho oligoklasu.

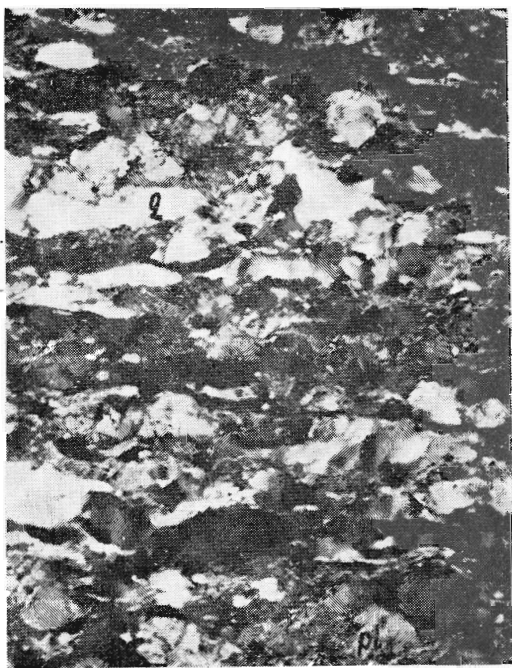
Synkinematické migmatity mohli pri nedostatku intruzívnych granitoidov v západnej časti Čiernej hory vzniknúť ultramamorfozou pararulového komplexu alebo pod vplyvom hlbšie ležiacej granitickej intrúzie, ktorá ešte nebola odkrytá denudáciou. Prvú interpretáciu pre ich regionálne rozšírenie pokladáme za pravdepodobnejšiu. Synkinematické migmatity patria do troch základných textúrnych typov — do stromatitických, oftalmitických a nebulitických migmatitov.

Stromatitické migmatity sú v skúmanom území najrozšírenejšie a budujú takmer celú severnú časť kryštalinika západnej časti Čiernej hory. Majú páskovanú textúru a vyznačujú sa striedaním paleosómu a neosómu v milimetrovej a centimetrovej mocnosti, pričom je častejšia silná prevaha paleosómu nad neosómom, resp. sú v pomere 1 : 1.

Paleosóm má také zloženie ako pararuly a je iba z regionálne metamorfných minerálov. Má sivú až tmavosivú farbu, drobný a rovnomerne zrnitý vývoj a výrazne bridličnatú textúru (priemerná veľkosť zrna je 0,3—1 mm).

Minerálne zloženie paleosómu je: plagioklas I $\geq$ kremeň I, s vedľajším až podstatným zastúpením biotitu $\pm$ muskovitu. Štruktúra je orientovane lepidogranoblastická.

Neosóm má svetlosivú až sivú farbu, masívnu textúru a tvoria ho ultrameta-



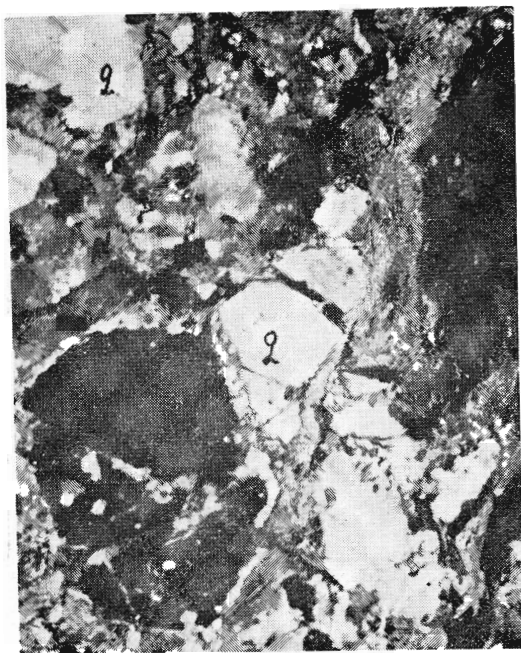
Obr. 1. Dislokačne metamorfovaná biotitická pararula; kremeň (q), plagioklas (pl) a biotit (bi). Lepidogranoblasticko-mylonitická štruktúra. Prostredná dolina. Zväčš. 28 $\times$, nik. $\times$

Fig. 1. Dislocation metamorphism of biotite paragneiss: quartz (q), plagioclase (pl) and biotite (bi), lepidogranoblastic-mylonitic texture. Prostredná dolina valley, magn. $\times 28$, crossed nicols, photo by L. Oswald

morfné minerály veľké priemerne 0,6—1,3 mm. Jeho minerálne zloženie je: kremeň II $\geq$ plagioklas > ortoklas, $\pm$ mikrokín. Má granoblastickú štruktúru.

Oftalmitické migmatity v porovnaní so stromatitickými migmatitmi predstavujú relatívne intenzívnejšie štádium migmatizácie. Prejavuje sa to nielen zvýšeným obsahom neosómu, ale aj jeho hrubozrnnejším vývojom.

Paleosóm v oftalmitických migmatitoch je rovnakej petrografickej povahy ako v pararulách a v stromatitických migmatitoch a takisto ho tvoria iba regionálne



Obr. 2. Dislokačne metamorfovaný oftalmický migmatit; porfyroblasty ultrametamorfneho kremeňa (q), plagioklasu (pl) a ortoklasu (or) v drobnozrnnej lepidogranoblastickej mezostáze. Oftalmicko-lepidogranoblastická štruktúra. Zaver Hľbokej doliny. Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 2. Dislocation metamorphism of ophiolitic migmatite: porphyroblasts of ultrametamorphic quartz (q), plagioclase (pl) and orthoclase (or) in fine-grained lepidogranoblastic mesostase. Ophiolitic-lepidogranoblastic texture. Headwater of the Hľboká dolina valley, magn. $\times 28$, crossed nicols, photo by L. Oswald

metamorfné minerály, ale neosóm má makroskopický tvar svetlých očiek (0,5—5 cm) vystupujúcich v drobnozrnnej pararulovej hmote.

Minerálne zloženie neosómu je: kremeň II $\leq$ plagioklas II > ortoklas $\pm$ mikroklin (obr. 2). Pri vzniku oftalmických migmatitov sa čiastočne uplatnila aj rekryštalizácia regionálne metamorfného biotitu, ktorý v nich tvorí drobné porfyroblasty (priemerne veľké 2 mm) alebo šupinkovité kumuloblasty (veľké do

6,5 mm) obtekajúce porfyroblasty kremeňa a živcov.

Nebulitické migmatity tvoria iba drobné polohy v oftalmických migmatitoch a sú produktmi extrémneho štádia migmatitizácie. Vyznačujú sa absolútnou prevahou neosómu (70—90 obj. %) nad paleosómom, ktorý je v nich zastúpený len vo forme tmavších, na biotit bohatších škvŕn. Biotit paleosómu má najčastejšie všesmernú orientáciu a iba miestami prejavuje tendenciu po tvarovom usporiadaní. Nebulitické migmatity majú relatívne väčšie zrná (priemerne 0,6—1,5 mm), ale aj relatívne väčší obsah ortoklasu.

Minerálne zloženie neosómu je: kremeň II $\leq$ plagioklas II > ortoklas $\pm$ mikroklin. Zvyšky regionálne metamorfných minerálov najčastejšie zastupuje kremeň I, plagioklas I a biotit. Štruktúra je granoblastická.

Anatektické leukokratné granity sú rozšírené len podradne a zistili sa napr. v závere Vyšnej doliny, kde tvoria drobné polohy v oftalmických a nebulitických migmatitoch. Sú to svetlosivé, drobné a rovnomerne zrnité masívne horniny homogénneho vývoja vzniknuté kryštalizáciou anatektickej magmy granitického zloženia.

Minerálne zloženie je: kremeň $\leq$ plagioklas > ortoklas s akcesorickým až vedľajším zastúpením muskovitu a biotitu. Akcesóriou je apatit a zirkón. Štruktúra je paridiomorfne zrnitá.

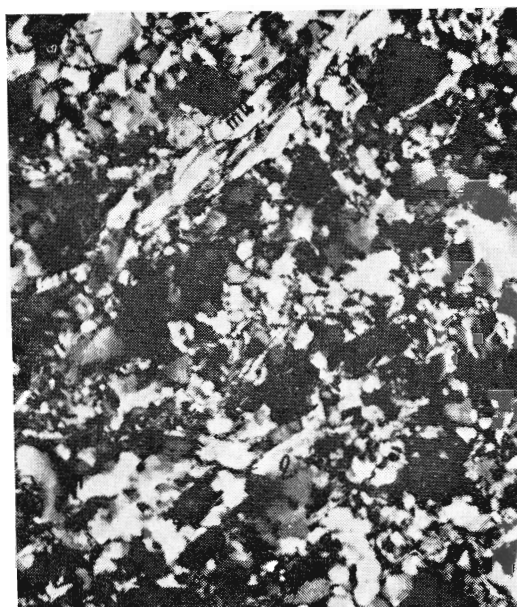
Fyzioграфию regionálne metamorfných minerálov sme opísali v kapitole o petrografii pararúl, a preto tu charakterizujeme len atribúty ultrametamorfných minerálov. Kremeň II má najčastejšie izometrický alebo šošovkovitý habitus, je relatívne väčší ako kremeň I (priemerná veľkosť 0,6—2 mm) a v oftalmických migmatitoch dosahuje 3—6 mm. Aj plagioklas II patrí intermediárnemu oligoklasu, tiež je najčastejšie albiticky lamelovaný, ale je relatívne väčší a pri oftalmických

migmatitoch dosahuje veľkosť 0,5—0,8 mm, maximálne až 5 cm. Ortoklas má kryptopertitický vývoj a rovnaký habitus ako plagioklas II. Mikroklín vystupuje len lokálne, má dymovú farbu a spolu s kremeňom III je produktom záverečného štádia migmatitizácie. S kremeňom II tvorí výplň žiliek, ktoré často prenikajú aj bridličnatosťou migmatitov.

Diafiority pararúl a synkinematických migmatitov. Ako sme už uviedli, diafioréza bola v sledovanom území rozšírená takmer regionálne a postihla všetky litologické typy kryštalinika, a preto pararuly a migmatity okrem prevládajúcich regionálnych, príp. ultrametamorfnych minerálov bežne obsahujú aj produkty diafiorézy, najmä sericit a chlorit. S postupným pribúdaním diafioritických minerálov prechádzajú diafioritizované pararuly a migmatity do typických diafioritov, ktoré sú len alebo takmer len z diafioritických minerálov.

V území vystupujú dva hlavné typy diafioritov: diafioritické svory a fylonity.

Diafioritické svory sú najrozšírenejším typom diafioritov v západnej časti Čiernej hory a budujú takmer celú južnú časť skúmaného kryštalinika. Skladajú sa len alebo takmer len z diafioritických minerálov, kremeňa, sericitu/muskovitu a chloritu $\pm$ albitu. Vyznačujú sa výrazne bridličnatou textúrou s nerovnými, hrboľčkovitými a silne sprehybanými plochami bridličnatosti. Tie sú posiate hojným sericitom/muskovitom, a preto majú striebritý lesk. Sú najčastejšie drobnosupinkovito-zrnitého a homeoblastického vývoja, ale lokálne ešte obsahujú zvyšky pôvodných minerálov, prevažne vo forme porfyroklastov kremeňa alebo živcov, inokedy drobné porfyroblasty diafioritického albitu. Podľa minerálneho zloženia vyčleňujeme tri variety diafioritických svorov: muskoviticko-kremenité, chloriticko-muskovitické a chloriticko-muskovitické svory



Obr. 3. Diafioritický muskoviticko-kremenitý svor; undulóznv kremeň (q) a muskovit (mu). Lepidogranoblasticko-diafioritická štruktúra. Predná dolina. Zväčš. 44 $\times$, nik. X

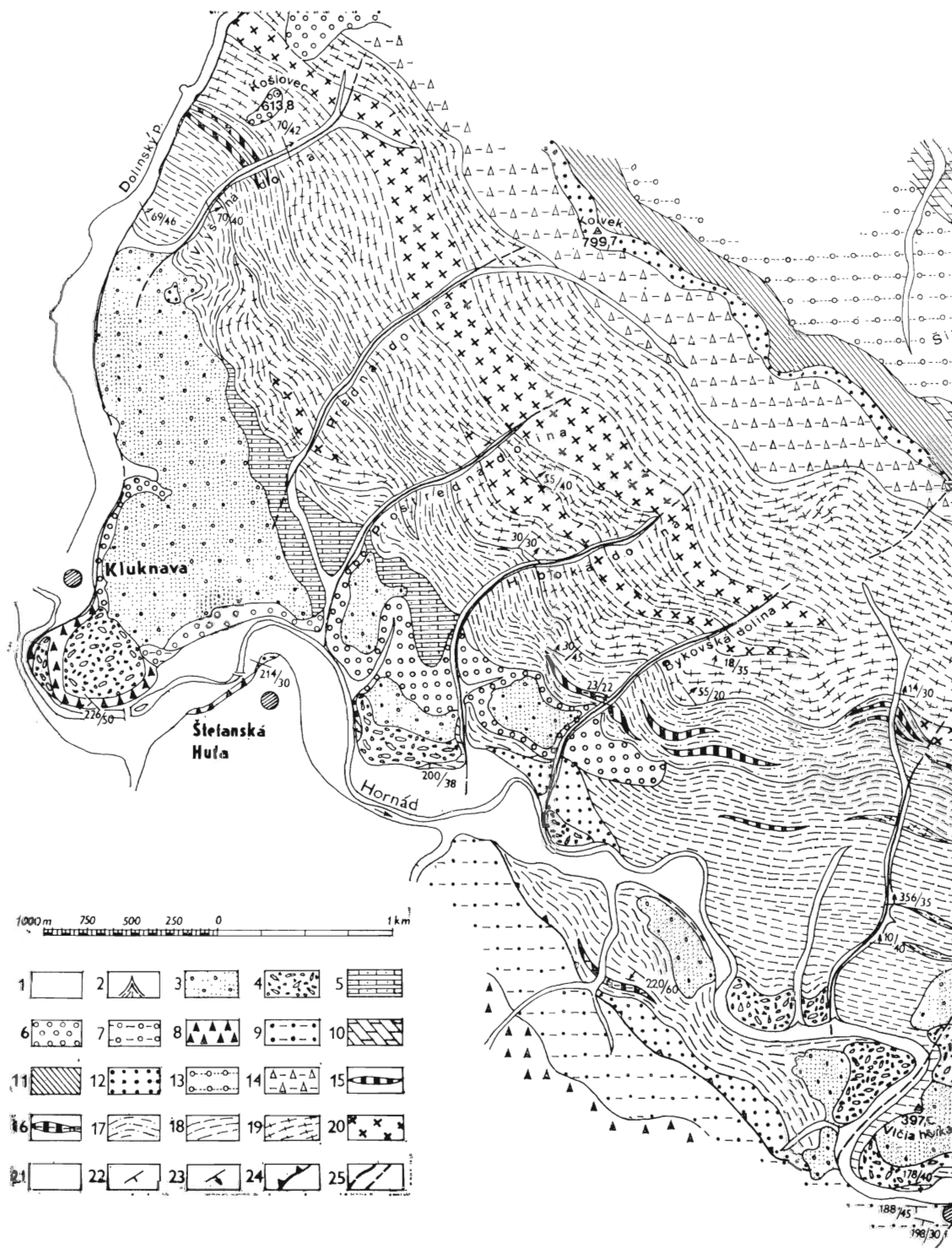
Fig. 3. Diaphoritic muscovite-quartz mica-schist: undulous quartz (q) and muscovite (mu), lepidogranoblastic-diaphoritic texture. Predná dolina valley, magn. $\times 44$, crossed nicols, photo by L. Oswald

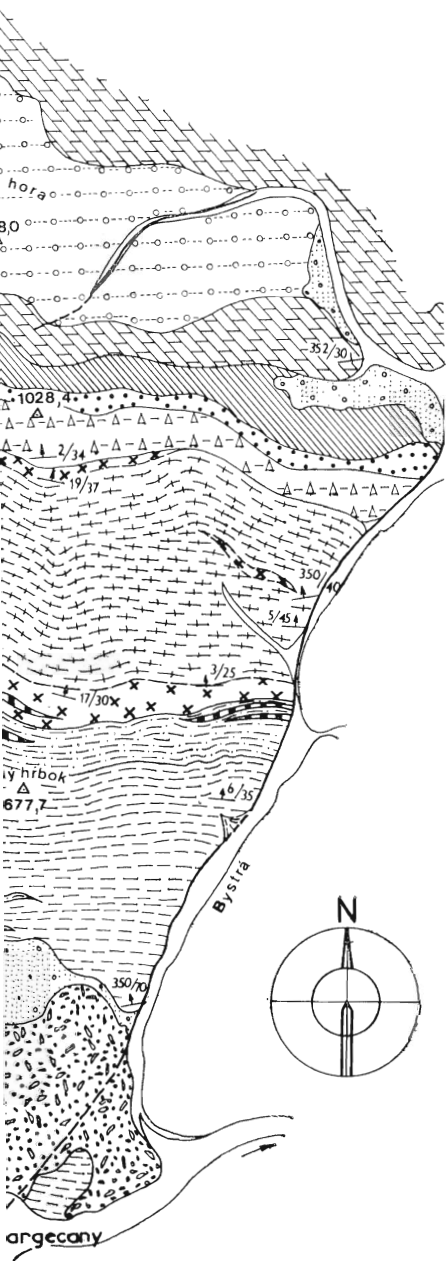
s porfyroblastmi albitu.

Muskoviticko-kremenité svory mohli vzniknúť len diafiorézou na kremeň bohatých pararúl, ktoré, ako sme už uviedli, vznikli regionálnou premenou piesčitých bridlic len so slabou ílovitou prímесou.

Minerálne zloženie je: kremeň >> sericit-muskovit, miestami s akcesorickým až vedľajším podielom porfyroklastov plagioklasu, ortoklasu a kremeňa. Akcesóriou je: apatit, zirkón a limonit. Kremeň v nich tvorí až 80—90 obj. % (obr. 3). Štruktúra je lepidogranoblastická.

Chloriticko-muskovitické svory vznikli diafiorézou pararúl a migmatitov a sú s nimi spojené pozvoľnými prechodmi.





Obr. 4. Geologická mapa západnej časti Čiernej hory (Fabian, 1977). Kvartér: 1 — aluviálne náplavy, 2 — dejekčný kužeľ, 3 — hĺina a sutina, 4 — riečne terasy — pleistocén; centrálno-karpatský paleogén: 5 — ílovec a pieskovec, 6 — konglomerát a pieskovec s vložkami ílovca (5–6 — stredný až vrchný eocén); gemerikum: 7 — peštrá bridlica, droba a konglomerát, 8 — rýolitový íuf a íufít (7–8 — vrchný perm), 9 — sivá a ímavá bridlica, droba a konglomerát (vrchný karbón); veporikum — obalové mezozoikum: 10 — sivý a svetlý dolomit (anis — ladin), 11 — peštrá bridlica (kampil), 12 — svetlý kremenec s polohami arkózovitého pieskovca (seis); obalový perm: 13 — pestrofarebná bridlica, droba a konglomerát s vložkami arkóz, 14 — svetlé arkózy s polohami pestrofarebnej bridlice (vrchný perm); kryštalínikum: 15 — amfibolít, 16 — diaítoritizovaný amfibolít, 17 — íhloríticko-muskovitický ívor, 18 — muskoviticko-kremenitý ívor, 19 — ítromatitický migmatit, 20 — íftalmitický migmatit (15–20 — prekambrium, 21 — mylonitizované pásma, 22 — smer a úklon vrstiev, 23 — smer a úklon íetamorfnej bridličníatosti, 24 — násunová línia, 25 — zistený a predpokladaný zlom

Fig. 4. Geological map of the Čierna hora Mts. western part. Quarternary: 1 — alluvial sediment, 2 — dejection cone, 3 — loam and debris, 4 — river terrace, Pleistocene, Central Carpathian Paleogene: 5 — claystone and sandstone, 6 — conglomerate and sandstone with claystone intercalations (5–6 — Middle to Upper Eocene), Gemeric unit: 7 — variegated shale, greywacke, conglomerate, 8 — rhyolite íuf and íufít (7–8 — Upper Permian), 9 — grey and dark slate, greywacke, conglomerate (Upper Carboniferous), Veporic unit, Mesozoic cover sequence: 10 — gray and light dolomite (Anisian to Ladinian), 11 — variegated shale (Campilian), 12 — light quartzite with íithic arenite layers (Seissian), Permian cover sequence: 13 — variegated slate, greywacke and conglomerate with arcose layers, 14 — light arcose with variegated slate intercalations (Upper Permian), Crýstalline: 15 — amfibolite, 16 — diaphítoritized amfibolite, 17 — íhlorite-muscovite mica-schist, 18 — muscovite-quartz mica-schist, 19 — ístromatitic migmatite, 20 — íoptalmitic migmatite (15–20 — Precambrian), 21 — mylonitized zone, 22 — strike and dip of ítrata, 23 — strike and dip of íetamorphic íoliation, 24 — íhrust line, 25 — íault íroved and íresumed



Obr. 5. Diaftoritický chloriticko-muskovitický svor: zvyšky regionálneho a ultrametamorfického kremeňa (q) a plagioklasu (pl) v diaftoritickej mezostáze z drobnozrnného kremeňa, chloritu (chl) a muskovitu (mu). Lepidogranoblasticko-diaftoritická štruktúra. Predná dolina. Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 5. Diaphthoritic chlorite-muscovite mica-schist: remnants of regional metamorphic and ultrametamorphic quartz (q) and plagioclase (pl) in diaphthoritic mesostase composed of fine-grained quartz, chlorite (chl) and muscovite (mu), lepidogranoblastic-diaphthoritic texture. Predná dolina valley, magn. $\times 28$, crossed nicols, photo by L. Oswald

Minerálne zloženie je: kremeň > muskovit/sericit $\geq$ chlorit. Akcesórie sú: apatit, zirkón a limonit. Okrem diaftoritických minerálov chloriticko-muskovitické svory lokálne obsahujú aj zvyšky pôvodných regionálnych alebo ultrametamorfických minerálov. Sú zastúpené v akcesorickom až vedľajšom množstve a majú najčastejšie porfyroklastický vývoj. Patrí medzi ne kremeň, plagioklas, ortoklas $\pm$ biotit (obr. 5). Štruktúra je granolepidoblasticko-diaftoritická až porfyroklasticko-granolepidoblastická.

Petrografickou osobitosťou chloriticko-muskovitických svorov sú horniny zložené takmer iba z muskovitu (až 90 obj. %) obsahujúce len vedľajší podiel chloritu. Kremeň v nich chýba, resp. je v nich len v akcesorickom množstve. Mohli vzniknúť z pôvodných ílovitých bridlíc chudobných na SiO₂, takže sa celé množstvo SiO₂ spotrebovalo na tvorbu silikátových minerálov.

Chloriticko-muskovitické svory s porfyroblastmi albitu sú produktmi extrémneho štádia diaftorézy, pri ktorom nastala dokonalá rekryštalizácia pôvodných minerálov a vznikli porfyroblasty albitu.



Obr. 6. Diaftoritický chloriticko-muskovitický svor s porfyroblastmi albitu (ab) s chloritom (chl), muskovitom (mu) a kremeňom (q). Porfyroblasticko-granolepidoblastická štruktúra. 1 km na JV od kóty Holého hrbka (677,7). Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 6. Diaphthoritic chlorite-muscovite mica-schist with albite (ab) porphyroblast and with chlorite (chl), muscovite (mu) and quartz (q), porphyroblastic-granolepidoblastic texture. 1 km SE from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 28$, crossed nicols

Minerálne zloženie je: kremeň $\geq$ muskovit-sericit $\geq$ chlorit $>$ albit. Akcesórie sú: apatit, zirkón a limonit. Štruktúra je porfyroblasticko-lepidogranoblastická.

Fylonity sú medzi skúmanými diaforitmi Čiernej hory rozšírené iba nepatrne, lebo diaforéza tu prebehla prevažne za relatívne vyššej teploty v podmienkach diaforitických svorov, v ktorých fylonity vystupujú iba lokálne vo forme tenkých polôh. Pritom nie je vylúčené, že diaforitické svory sú variského a fylonity alpinskeho veku.

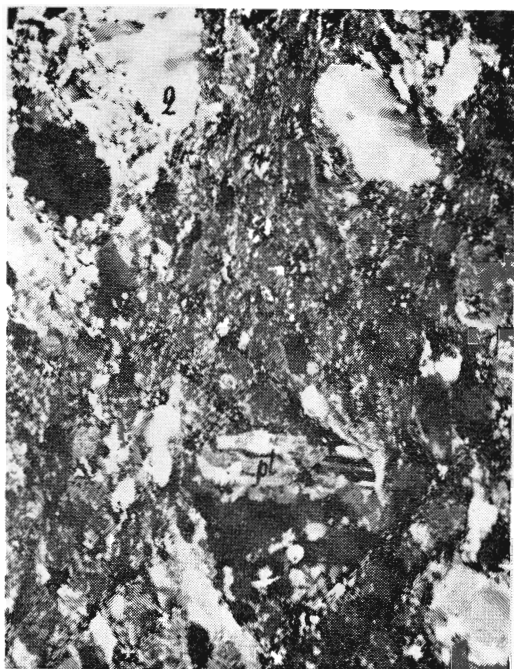
Minerálne zloženie je: kremeň $\geq$ sericit $\geq$ chlorit. Akcesórie sú: limonit $\pm$ metaantracit $\pm$ turmalín — skoryl. Štruktúra je mikrolepidogranoblasticko-fylonitická až porfyroklasticko-lepidogranoblastická (obr. 7).

Podľa obsahu hlavných a vedľajších minerálov ich možno nazvať sericiticko-kremenitými, sericitickými a chloriticko-sericitickými fylonitmi.

Minerály diaforitov mali pomerne svojrázny fyziografický vývoj. Zvyšky pôvodných minerálov, a to kremeňa a živcov, sú z nich zriedkavé, a pokiaľ sú zastúpené, majú povahu porfyroklastov alebo porfyroklastického zrnitého agregátu. Diaforitický kremeň je pri fylonitoch jemnozrnný a lentikulárne zrnitý, pri svoroch drobnozrnný a rovnako lentikulárne zrnitý.

Amfibolity sú iba podradným členom opisovaného kryštalinika a tvoria niekoľko drobných šošovkovitých telies (maximálne v dĺžke 700 m) vystupujúcich v pásme synkinematických migmatitov a ich diaforitov. Aj ony sú často polymetamorfného vývoja a okrem regionálnej premeny ich miestami postihla synkinematická migmatizácia a veľmi často aj diaforéza.

Regionálne metamorfované amfibolity vznikli regionálnou premenou bazaltov, ich tufu a tufitu. Sú sivozelenej až tmavo-



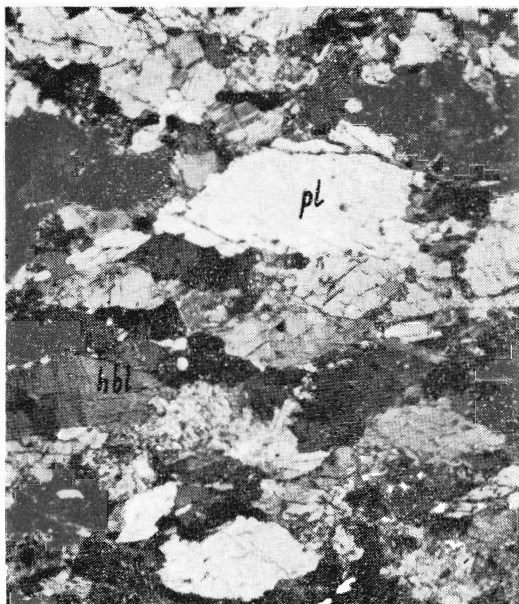
Obr. 7. Chloriticko-sericitický fylonit; zvyšky ultrametamorfného kremeňa (q) a plagioklasu (pl) vystupujúce vo forme porfyroklastov v jemnošupinkovito-zrnitej fylonitickéj hmote. Porfyroklasticko-fylonitická štruktúra, 1,3 km NW od vrcholovej kóty Holý hrbok (677,7)

Fig. 7. Chlorite-sericite phyllonite: remnants of ultrametamorphic quartz (q) and plagioclase (pl) creating porphyroclasts in finely flaky to grained phyllonite texture, porphyroclastic-phyllonitic texture. 1.3 km NW from the summit of the Holý Hrbok elevation point (677,7)

zelenej farby a majú jemnozrnný až strednozrnný vývoj a bridličnatú textúru.

Ich minerálne zloženie je: amfibol $\geq$ plagioklas $\pm$ kremeň $\pm$ granát. Akcesóriami sú: apatit, titanit a titanomagnetit (obr. 8 a 9). Štruktúra je orientovane alebo páskovane nematoblastická.

Migmatizované amfibolity vystupujú iba ako tenké polohy v regionálne metamorfovaných amfibolitoch. Najčastejšie majú povahu stromatitických amfibolitických mig-



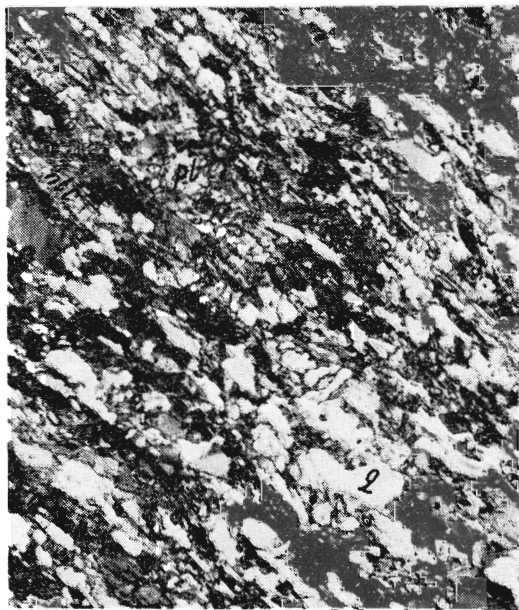
Obr. 8. Regionálne metamorfný amfibolit; amfibol (hbl) a slabo saussuritizovaný plagioklas (pl). Orientovane granonematoblastická štruktúra. 400 m na S od kóty Holý hrbok (677,7). Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 8. Regional metamorphic amphibolite: hornblende (hbl) and weakly saussuritized plagioclase (pl), preferredly oriented granonematoblastic texture. 400 m S from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 28$, crossed nicols

matitov. Vyznačujú sa striedaním paleosómu a neosómu vo forme samostatných polôh maximálnej mocnosti 10 cm prebiehajúcich rovnobežne s bridličnatosťou. Paleosóm má petrografickú povahu regionálne metamorfovaných amfibolitov a výrazne prevláda nad neosómom. Neosóm je svetlosivej až sivej farby a je hlavne z kremeňa a plagioklasu. Jeho zdrojom mohol byť iba pararulový komplex, pretože pri parciálnej anatexii pararúl nemohla nastať aj anatexia amfibolitov (J. Kamenický, 1978). Ale nie je vylúčené, že neosóm vznikol čiastočne aj anatexiou klastickej zložky pôvodného tufitu.

Diafctority amfibolitov sú najčastejšie na okrajoch amfibolitických telies vystupujúcich v pásme diafctoritických svorov.

V počiatočnom štádiu sa diafctoréza amfibolitov prejavila uralitizáciou amfibolu, saussuritizáciou regionálne metamorfného plagioklasu a sericitizáciou ultrametamorfného plagioklasu. Takto diafctoritizované horniny majú ešte petrografickú povahu regionálne metamorfovaných alebo migmatitizovaných amfibolitov a odlišujú sa od nich iba prítomnosťou vedľajšieho množstva diafctoritických minerálov, najmä chloritu, klinozoisitu, epidotu, albitu $\pm$ kalcitu.



Obr. 9. Regionálne metamorfovaný amfibolit s kremeňom; amfibol (hbl), plagioklas (pl) a kremeň (q). Orientovane nematogranoblastická štruktúra. 1 km na SV od kóty Holý hrbok (677,7). Zväčš. 44 $\times$, nik. X

Fig. 9. Regional metamorphic amphibolite with quartz: hornblende (hbl), plagioclase (pl) and quartz (q), preferredly oriented nematogranoblastic texture, 1 km NE from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 44$, crossed nicols

V extrémnom štádiu diafťorézy amfibolitov vznikli horniny, pozostávajúce len alebo takmer len z diafťoritických minerálov s takýmto zložením: chlorit > klintozisit > epidot $\pm$ albit $\pm$ kremeň. Akcesóriami sú: apatit $\pm$ pyrit $\pm$ kalcit ap. Štruktúra je lepidogranoblasticko-fylonitická až porfťroblasticko-lepidogranoblastická.

Podľa zastúpenia hlavných a vedľajších minerálov ich možno označiť ako klintozisiticko-chloritické, albiticko-klintozisiticko-chloritické, epidoticko-klintozisiticko-chloritické fylonity ap.

Horninotvorné minerály amfibolitov sú trojakej genézy: regionálne metamorfné, ultramamorfne a diafťoritické.

Regionálne metamorfné minerály sa vyznačujú homeoblastickým vývojom a tvarovým usporiadaním. Reprezentuje ich hlavne amfibol, plagioklas I a niekedy aj kremeň I, z akcesórií granát, apatit a titanit. Amfibol má stľpčekovitý habitus s trieskovitým terminálnym ukončením. Je hnedozelený, silne pleochroický, (X = bledozltozelený až bledozelený, Z = hnedozelený) a podľa zhášania $c/Z = 18^\circ$ a $2V_x = 18^\circ$ a $n_z = 1,655$ — $1,665$ (stanovené imerznou metódou) patrí obyčajnému amfibolu s 22 % Mg a 78 % Fe^{2+} (Tröger, l. c.). Už počiatočnou diafťorézou nadobudol povahu uralitického amfibolu. Plagioklas I má xenomorfne tabuľkovitý habitus, je často zrastený podľa albitového zákona a podľa indexu lomu určeného na amorfnom skle ($n = 1,524$ — $1,532$) zodpovedá andezínu An_{46} až labradoru An_{54} . Pri diafťoréze sa mení na saussurit. Kremeň I a granát vznikli regionálnou premenou klastickej zložky bazaltového tufitu.

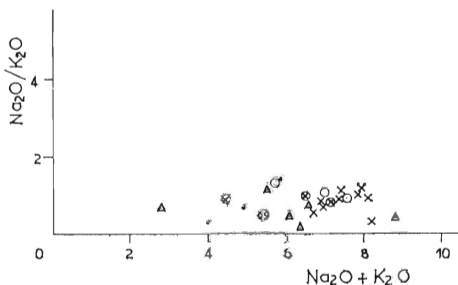
Ultramamorfne minerály vystupujú v neosóme migmatizovaných amfibolitov. Patrí medzi ne hlavne kremeň II a plagioklas II. V porovnaní s regionálne metamorfným kmeňom a plagioklasom majú relatívne väčšie zrno a často tvoria aj por-

fťroblasty veľké až 1 cm. Okrem toho je plagioklas II relatívne kyslejší, má rovnakú bazicitu ako plagioklas pararúl a zodpovedá intermediárnemu oligoklasu.

Diafťoritické minerály amfibolitických diafťoritov zastupuje hlavne chlorit, ktorý patrí pennínu, ďalej klintozisit, epidot a albit. Majú spravidla drobnozrnný až jemnozrnný vývoj a sú tvarovo usporiadané do plôch diafťoritickej bridľičnatosti.

Chemické zloženie pararúl, synkinematických migmatitov, amfibolitov a ich diafťoritov

Chemické zloženie pararúl, synkinematických migmatitov, amfibolitov a ich diafťoritov sme sledovali na základe 22 silikátových a 31 spektrálnych analýz, ktoré urobilo Chemické laboratórium Geologického ústavu Univerzity Komenského. Z takéhoto počtu analýz možno o chemickom zložení študovaného kryštalinika získať iba približný obraz.



Obr. 10. $(Na_2O : K_2O) : (Na_2O + K_2O)$ diagram pararúl, synkinematických migmatitov a diafťoritických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov

Fig. 10. $(Na_2O : K_2O)$ vs. $(Na_2O + K_2O)$ diagrammatic plot of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphťorit mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts.

*Percento hmotnosti, Niggliho hodnoty a minerálne zloženie pararúl
a amfibolitov*
*Weight per cents, Niggli's values and mineral composition of paragneiss
and amphibolite samples*

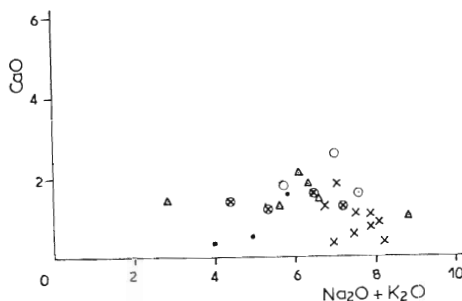
Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	70,29	69,09	69,90	50,89	49,89	50,91	52,27	46,97	55,02	49,85
TiO ₂	1,71	0,57	0,41	0,51	1,09	0,77	1,75	1,60	0,84	1,55
Al ₂ O ₃	12,83	13,52	13,73	15,99	15,82	14,38	12,84	15,22	15,96	15,21
Fe ₂ O ₃	1,66	1,08	1,49	1,35	2,47	2,56	4,29	3,96	2,22	2,33
FeO	3,32	3,04	2,22	5,73	7,19	6,66	6,39	7,82	5,24	9,29
MnO	0,08	0,07	0,08	0,14	0,16	0,17	0,23	0,30	0,19	0,18
MgO	1,64	1,56	1,16	9,58	8,94	7,18	5,14	4,62	6,18	7,29
CaO	1,75	1,58	2,57	8,76	8,23	9,11	6,83	9,79	7,05	5,84
Na ₂ O	3,20	3,68	3,66	3,63	2,83	4,80	5,80	3,21	3,92	3,67
K ₂ O	2,54	3,91	3,36	1,30	1,09	0,43	0,46	1,06	0,83	1,09
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,10	0,03	0,09	0,06	0,19	1,16	0,07	0,10
H ₂ O ⁻	0,07	0,09	0,07	0,12	0,13	0,07	0,12	0,02	0,06	0,03
H ₂ O ⁺	2,22	1,38	0,93	1,57	1,63	2,53	3,29	5,22	2,29	3,49
Spolu	110,39	99,63	99,68	99,60	99,56	99,63	99,60	99,95	99,87	99,92
<i>si</i>	340	322	328	117	116	123	140	118	150	125
<i>al</i>	36,51	37,08	37,95	21,68	21,67	20,37	20,30	22,44	25,56	22,35
<i>fm</i>	31,63	26,76	22,41	46,71	49,80	44,27	44,17	41,17	42,11	51,40
<i>c</i>	9,05	7,89	12,94	21,62	20,54	23,51	19,67	26,29	20,57	15,64
<i>alk</i>	22,81	28,27	26,70	9,99	7,99	11,85	15,86	9,49	11,76	10,61
<i>Q</i>	56,25	51,85	79,06	36,49	36,31	37,70	43,56	36,95	47,02	39,04
<i>L</i>	32,85	39,64	10,11	18,56	20,74	13,91	7,34	20,16	19,12	18,17
<i>M</i>	10,90	8,51	10,83	44,96	42,95	48,38	49,10	42,90	33,86	42,79
Plagioklas ± sericit	50,12	55,23	47,61	39,36	32,34	43,20	—	—	23,36	19,57
Albit	—	—	—	—	—	—	47,97	36,42	—	—
K-živec	1,31	7,86	7,43	—	—	—	—	—	—	—
Kremeň	29,00	24,17	32,47	—	—	—	—	—	18,98	13,19
Biotit ± chlorit	10,85	9,58	11,20	—	—	—	—	—	—	—
Muskovit	6,44	1,96	—	—	—	—	—	—	—	—
Amfibol ± chlorit	—	—	—	56,40	62,25	50,83	—	—	28,44	51,51
Klinozoisit	—	—	—	—	—	—	—	13,35	11,62	12,40
Chlorit ± amfibol	—	—	—	—	—	—	42,56	45,01	16,65	—
Kalcit	—	—	—	—	—	4,81	3,30	3,39	—	—
Akcesórie	2,28	1,20	1,29	4,24	5,41	1,16	6,17	1,83	0,95	3,33

1 — muskoviticko-biotitická pararula; bralo na ľavom svahu nepomenovanej doliny, 1 km na SZ od Holého hrbka (677,7), 2 — biotitická pararula; bralo na pravom svahu Prostrednej doliny, 400 m na SV od kóty 481,0, 3 — biotitická pararula; Prostredná dolina, bralo na pravom svahu doliny, 100 m na SV od kóty 481,0, 4 — amfibolit so saussuritizovaným plagioklasom; Holý hrbok (677,7), 450 m na SZ od vrcholovej kóty, 5 — amfibolit so saussuritizovaným plagioklasom; Holý hrbok (677,7), 450 m od vrcholovej kóty, 6 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Býková dolina, bralo 50 m na SV od kóty 459,0, 7 — albiticko-chloritický fylonit amfibolitu; bralo na hrebeni Uhliska, 150 m na SZ od kóty 502,9, 8 — klnozoisiticko-albiticko-chloritický fylonit amfibolitu; Vyšná dolina, zárez poľnej cesty, 300 m na J od Košlovca (613,8), 9 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Bystrá dolina, 1,2 km na SV od Holého hrbka (677,7), 10 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Vyšná dolina, zárez poľnej cesty, 450 m na JJV od Košlovca (613,8)

1 — muscovite-biotite paragneiss, cliff on the left side of unnamed valley, 1 km NW from Holý Hrbok (677,1), 2 — biotite paragneiss, cliff on the right slope of the Prostredná dolina valley, 400 m NE from elevation point 481,0, 3 — biotite-paragneiss, Prostredná dolina valley, cliff on the right side of the valley, 100 m NE from elevation point 481,0, — 4 — amphibolite with saussuritized plagioclase, Holý Hrbok (677,7), 450 m from the summit, 5 — amphibolite with saussuritized plagioclase, Holý Hrbok (677,7), 450 m from the summit, 6 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Býková dolina valley, cliff 50 NE from elevation point 459,0, 7 — albite-chlorite phyllonite after amphibolite, cliff on the Uhlisko ridge, 150 m NW from elev. point 502,9, 8 — clinzoisite-albite-chlorite phyllonite after amphibolite, Vyšná dolina valley, cut of the country lane, 300 m southernly from Košlovec (613,8), 9 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Bystrá dolina valley, 1,2 km NE from Holý Hrbok (677,7), 10 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Vyšná dolina valley, country lane cut, 450 m SEE from Košlovec (613,8);

Pararuly západnej časti Čiernej hory (tab. 1, anal. 1—3) majú pomerne konštantné chemické zloženie a látkovo sú veľmi príbuzné ílovito-piesčitým bridliciam. Petrograficky sú oveľa variabilnejšie a podľa menlivého obsahu kremeňa a plagioklasu, ale často aj biotitu a muskovitu usudzujeme, že vznikli aj z ílovitej bridlice a drôb. Ich príslušnosť medzi ílovité a ílovito-piesčité sedimenty potvrdzuje aj obsah niektorých stopových prvkov, najmä B (106 ppm), Sr (120 ppm), V (98 ppm), Y (40 ppm), Zr (303 ppm) a Ga (30 ppm). Zvýšený obsah Ba (3400 ppm) okrem toho poukazuje na hlbokomorský vývoj týchto sedimentov (Turekian — Wedepohl, 1961; Vinogradov, 1962). Z diagramov obr. 10—13 vychodí, že sú chemicky veľmi príbuzné pararulám Ľubietovského a krakovského pásma veporika (J. Kamenický, 1982).



Obr. 11. CaO : (Na₂O + K₂O) diagram pararúl, synkinematických migmatitov a diafторitických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika

Fig. 11. CaO : (Na₂O + K₂O) diagrammatic plot of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphторitic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the Ľubietová and Krakovská crystalline

Percento hmotnosti, Niggliho hodnoty a minerálne zloženie synkinematických
migmatitov a diafторitických svorov
Weight per cents, Niggli's values and mineral composition of migmatite
and diaphторitic mica-schist samples

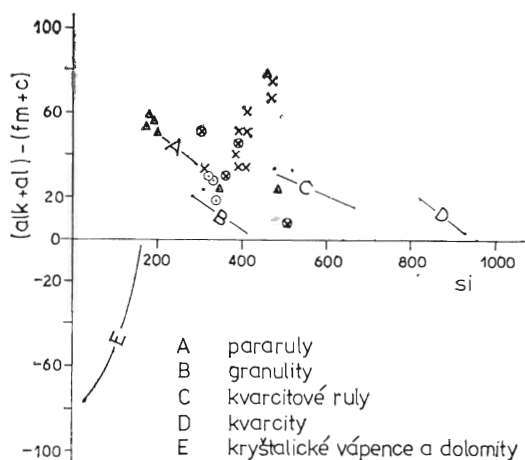
Tab.

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	72,41	74,84	73,29	72,54	74,01	73,10	75,45	68,06	72,71	68,94	76,19	75,39
TiO ₂	0,19	0,20	0,28	0,39	0,24	0,30	0,13	0,52	0,34	0,71	0,71	0,51
Al ₂ O ₃	12,58	12,35	12,66	12,69	12,87	14,06	14,66	15,58	13,02	14,35	11,60	11,54
Fe ₂ O ₃	0,97	1,42	1,01	0,81	0,70	0,66	0,58	1,11	1,42	0,93	1,57	1,71
FeO	1,68	0,47	1,42	2,53	1,39	1,54	0,51	2,07	1,14	3,66	1,50	1,81
MnO	0,08	0,05	0,04	0,08	0,99	0,06	0,01	0,06	0,07	0,09	0,05	0,05
MgO	0,96	0,48	0,76	1,26	0,07	0,69	0,49	1,73	1,04	1,76	1,34	1,18
CaO	1,75	0,38	0,84	1,23	1,05	0,51	0,35	1,03	0,69	1,54	0,35	0,52
Na ₂ O	3,81	2,05	3,88	2,52	4,08	3,62	3,06	3,80	4,08	3,37	0,98	2,04
K ₂ O	3,23	6,18	4,22	4,25	3,83	3,86	3,92	3,73	3,83	2,44	3,07	2,89
P ₂ O ₅	0,04	0,12	0,11	0,13	0,08	0,13	0,17	0,12	0,14	0,07	0,12	0,11
H ₂ O-	6,07	0,09	0,09	0,09	0,05	0,03	0,01	0,01	0,07	0,08	0,17	0,18
H ₂ O+	2,08	0,98	1,04	1,61	0,68	0,96	0,67	2,44	1,28	1,73	1,90	1,68
Spolu	99,98	99,61	99,64	100,13	100,04	99,52	100,01	100,26	99,83	99,67	99,53	99,61
si	388	473	409	390	404	414	470	313	395	322	522	478
al	39,65	45,92	41,58	40,12	41,34	46,87	53,68	39,40	41,56	39,49	46,79	43,05
fm	19,49	14,03	17,39	25,12	17,62	16,19	9,94	27,68	19,74	20,23	30,70	29,20
c	10,03	2,58	5,03	7,09	6,16	3,10	2,32	5,07	4,01	7,22	2,55	3,54
alk	30,84	37,47	36,01	27,67	34,88	33,84	34,07	27,85	34,69	22,57	19,96	24,21
Q	84,61	60,02	56,03	58,22	56,12	57,74	61,64	51,34	55,50	55,07	69,55	65,51
L	7,08	35,43	39,39	33,58	39,25	35,68	32,15	37,98	38,56	32,73	18,48	24,15
M	6,31	4,55	4,58	8,20	4,63	6,58	6,21	10,68	5,94	12,20	11,96	10,34

Plagioklas ± sericit	51,30	42,50	58,18	47,73	39,16	41,52	51,31	41,45	40,41	39,57	27,73	9,41
Kremeň	30,68	30,37	24,48	15,29	31,44	27,18	30,34	35,46	31,20	38,90	45,56	52,92
K-živec	11,31	20,61	11,14	15,80	18,56	21,55	14,31	11,68	17,04	—	3,12	3,84
Biotit	3,85	0,81	3,58	16,05	9,97	3,85	—	7,95	4,64	13,53	—	—
Muskovit	0,77	5,01	2,13	3,22	—	5,55	3,74	2,88	6,26	5,83	20,99	27,59
Chlorit ± biotit	2,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,63	4,01
Akcesórie	—	0,70	0,49	1,91	0,87	0,35	0,30	0,58	0,45	2,17	0,97	2,23

11 — stromatický migmatit; bralo na ľavom svahu nepomenovanej doliny, 1,2 km na SZ od Holého hrbka (677,7), 12 — oftalmický migmatit; bralo na hrebeni medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 600 m na V od kóty 481,0, 13 — stromatický migmatit; bralo na hrebeni medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 650 m na V od kóty 481,0, 14 — oftalmický migmatit; bralo na pravom svahu Hlbokej doliny, 400 m na Z od kóty 936,7, 15 — nebulitický migmatit; ľavý svah doliny Dolinského potoka, 250 m na Z od Košovca (613,8), 16 — nebulitický migmatit; Býkovská dolina, 1,2 km na S od vyústenia potoka, 17 — anatektický aplitický granit, bralo v záreze poľnej cesty záveru Vyšnej doliny, 18 — stromatický migmatit; bralo na južnom svahu Čiernej hory (1028,4), 19 — oftalmický migmatit; Predná dolina, 2 km na S od Štefanskej huty, 20 — mylonitizovaná biotitická pararula; zárez poľnej cesty medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 200 m na JV od kóty 481,0, 21 — diafhoritický muskovitický svor; kameňolom na JZ železničnej stanice Margecany, 22 — diafhoritický muskovitický svor; odkryv vo svahu, 375 m na S od Holého hrbka (677,7)

11 — stromatic migmatite, cliff on the left slope of unnamed valley, 1,2 km NW from Holý Hrbok (677,7), 12 — ophthalmic migmatite, cliff on the ridge between the Prostredná and Hlboká dolina valleys, 600 m easternly from elev. point 481,0, 13 — stromatic migmatite, cliff on the ridge between the Prostredná and Hlboká dolina valleys, 650 m easternly from elev. point 481,0, 14 — ophthalmic migmatite, cliff on the left slope of the Hlboká dolina valley, 400 m westernly from elev. point 936,7, 15 — nebulitic migmatite, left slope of the Dolinský potok valley, 250 m westernly from Košovce (613,8), 16 — nebulitic migmatite, Býkovská dolina valley, 1,2 km northernly from the outlet of the brook, 17 — anatectic aplitic granite, cliff in the country lane roadcut in the headwaters of the Vyšná dolina valley, 18 — stromatic migmatite, cliff on the southern slope of the Čierna hora Mts. (1,028,4), 19 — ophthalmic migmatite, Predná dolina valley, 2 km northernly from Štefanská huta settlement, 20 — mylonitized biotite paragneiss, roadcut of the country lane between Prostredná and Hlboká dolina valleys, 200 m SE from elev. point 481,0, 21 — diaphoritic muscovite mica-schist, quarry to the SW from the Margecany railway station, 22 — diaphoritic muscovite mica-schist, outcrop on the slope, 375 m northernly from Holý Hrbok (677,7)



Obr. 12. Projekčné body pararúl, synkinematických migmatitov a diaftoritických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov v korelačnom diagrame $(alk + al) - (fm + c) : si$ podľa Simonena

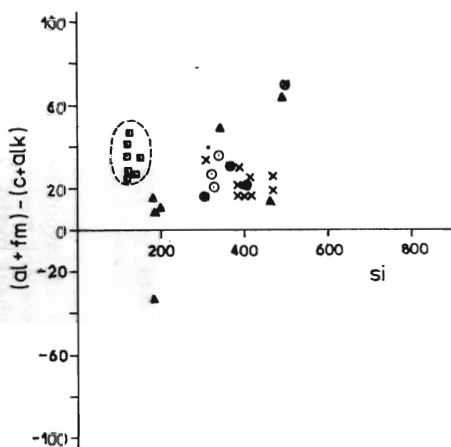
Fig. 12. Projection of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphoritic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts. in Simonen's $(alk + al) - (fm + c) : si$ correlations plot

Synkinematické migmatity (tab. 2, anal. 11—18), ktoré, ako sme už uviedli, vznikli ultrametamorfózou pararúl, majú čiastočne odlišné chemické zloženie. Od pararúl sa odlišujú mierne zvýšeným obsahom SiO_2 a K_2O , ale aj mierne zníženým obsahom FeO , MgO a CaO . Tieto zmeny sú pravdepodobne výsledkom parciálnej anatexie pararúl a migrácie anatektickej zložky do vyšších horizontov metamorfného komplexu. Odlišnosti sú aj v rozdielnej pozícii projekčných bodov pararúl a migmatitov v diagrame obr. 10—13. Isté osobitosti sú pozorovateľné v zastúpení stopových prvkov: v porovnaní s pararulami majú migmatity o niečo nižší obsah B (82 ppm), Ba (2817 ppm), Sr (84 ppm), V (36 ppm), Y (27 ppm) a Zr (106 ppm).

Diaftoritické svory a fylonity (tab. 2,

anal. 20—23) vzniknulé diaftorézou pararúl a migmatitov podľa našich analýz nevykazujú v zastúpení hlavných oxidov s primárnymi horninami markantnejšie rozdiely. Aj v koncentrácii niektorých stopových prvkov, hlavne Ba (3572 ppm), La (59 ppm), Sr (98 ppm), V (72 ppm), Y (27 ppm) a Ga (23 ppm), majú diaftority s primárnymi horninami takmer rovnaké hodnoty a len v obsahu B (142 ppm) a Zr (446 ppm) možno v diaftoritoch pozorovať slabé zvýšenie. Ale takáto zhoda je podľa našich doterajších skúseností z veporského kryštalinika (Kamenický, 1982) náhodná a zrejme vyplynula z malého počtu analýz diaftoritov Čiernej hory.

Amfibolity západnej časti Čiernej hory sme chemicky sledovali na príklade 9 silikátových (tab. 1, anal. 4—10) a 9 spektrálnych analýz. Sú nielen petrograficky, ale aj chemicky veľmi príbuzné amfiboli-

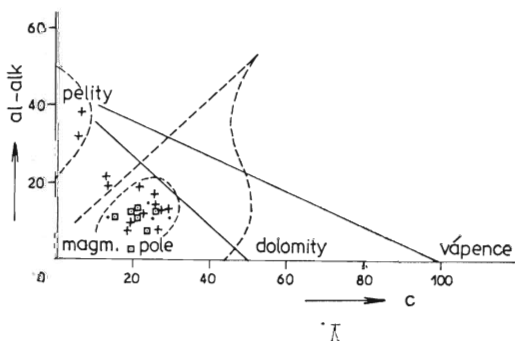


Obr. 13. Niggliho parametre $(al + fm) - (c + alk) : si$ pararúl, synkinematických migmatitov a diaftoritických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov

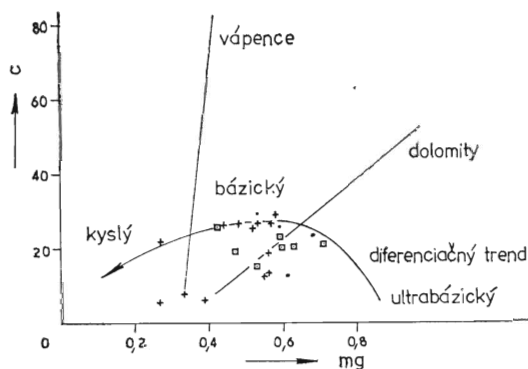
Fig. 13. Niggli's parameters $(al + fm) - (c + alk) : si$ of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphoritic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts.

tom severozápadnej časti Veporských vrchov, ktorých vznik z bazaltov, ich tufu a tufitu sa v ostatných rokoch dokázal nielen petrograficko-geologicky, ale aj geochemicky (Kamenický, 1978). Preto aj v Niggliho diagrame ($al - alk$) — c (obr. 14) padajú projekčné body amfibolitov Čiernej hory spolu s prevažnou väčšinou amfibolitov Ľubietovského a krakovského pásma a bazaltmi gemerického triasu do spoločného magmatického poľa. Príslušnosť skúmaných amfibolitov k bazaltom vychodí aj z Niggliho diagramu $c - mg$ (obr. 15), v ktorom sa ich projekčné body sústreďujú v amplitúde magmatického diferenciačného trendu.

Aj v diferenciačnom diagrame ($al + fm$) — ($c + alk$) : si (obr. 13) sa amfibolity západnej časti Čiernej hory sústreďujú do magmatického poľa, ktoré sa od parametamorfítov Čiernej hory aj severozápadnej časti Veporských vrchov ostro oddeľuje. Z vykonaných silikátových a spektrálnych analýz amfibolitov, majúci často polymetamorfný charakter, nemožno geotektonickú pozíciu bazaltov, z ktorých



Obr. 14. Niggliho parametre ($al - alk$) : c amfibolitov západnej časti Čiernej hory, amfibolitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika a bazaltov gemerického triasu
Fig. 14. Niggli's parameters ($al - alk$) : c of amphibolite samples from the western part of the Čierna hora Mts., of amphibolite from the Ľubietová and Kraklová crystalline and of basalts from the Gemeric Triassic



Obr. 15. Niggliho parametre $c : mg$ amfibolitov západnej časti Čiernej hory, amfibolitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika a bazaltov gemerického triasu

Fig. 15. Niggli's parameters $c : mg$ of amphibolite samples from the western part of the Čierna hora Mts. and from the Ľubietová and Kraklová crystalline as well as from the basalt samples in the Gemeric Triassic

amfibolity vznikli, posúdiť objektívne. Predbežne možno iba konštatovať, že podľa zastúpenia hlavných oxidov sú blízke tholeiitickým bazaltom a podľa priemerneho obsahu niektorých stopových prvkov, najmä Sr (233 ppm), V (24 ppm) a Zr (72 ppm), sú veľmi blízke bazaltom stredooceánskych chrbtov a ostrovných oblúkov.

Záver

Západná časť Čiernej hory medzi Dolinským potokom a dolinou Bystrá je spájacím článkom medzi masívom Sľubice, centrálnou a východnou časťou Čiernej hory. Má svojráznu geologickú stavbu, čiastočne odlišnú nielen od masívu Sľubice, ale aj od centrálneho a východného segmentu Čiernej hory. Buduje ju prevažne kryštalinikum s podradným zastúpením obalového permu a mezozoika ružínskej série, mezozoika krížinskej jednotky a centrálno-karpatského paleogénu.

Kryštalinikum pozostáva len z metamorfitov, ktoré mali v predmetamorfnom vývoji povahu flyšoidného súvrstvia ilovitých a ilovito-piesčitých bridlíc s vložkami drôb a s akcesorickým podielom bituminóznych členov. Syngenetickým členom flyšoidného súvrstvia boli sporadické výlevy bazaltov hojne sprevádzané pyroklastikom. Má často polymetamorfný vývoj a okrem regionálnej premeny ho často postihovala aj diafktoréza.

Regionálna premena kryštalinika prebiehala v podmienkach fácie granatických amfibolitov a miestami dosiahla až sillimanitovú izográdu. Sedimenty suprakrustálnej série touto premenou získali povahu pararúl a synkinematických migmatitov a bazické vulkanity sa zmenili na ortoamfibolity. Na rozdiel od nich diafktoréza premenila regionálne metamorfity na diaftoritické svory a fylonity.

Litostratigraficky sa skúmali metamorfity veľmi príbuzné bystrianskej podskupine jarabskej skupiny, ktorá sa z rozličných príčin začleňuje do prekambria. V prospech tejto interpretácie hovorí aj transgresia spodnotriasového kremenca ružínskej série doliny Hornádu na diaftority Čiernej hory a z nej vyplýva, že diafktoréza tunajšieho kryštalinika je variská a regionálna metamorfóza najpravdepodobnejšie kadómska.

Litologická príbuznosť skúmaného kryštalinika, obalového permu a mezozoika ružínskej série s kryštalinikom severných veporických pásiem a s jeho permsko-mezozoickým obalom svedčí o tom, že pásмо Čiernej hory je východným pokračovaním severných veporických pásiem, kým masív Slubice, s typickým vývojom ortorúl, môže byť pokračovaním severozápadnej časti Ľubietovského pásma s rovnakým vývojom ortorúl.

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. *Praha*.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. Slovenská vlastiveda. Zv. 1. Bratislava. 79 s.
- Divinec, L. 1978: Geológia, petrografia a litológia západnej časti Čiernej hory. [Rigorózna práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Dudek, A. — Fediuk, F. — Palivcová, M. 1962: Petrografické tabulky. *Praha, vČSAV*. 303 s.
- Kamenický, J. in Maheľ, M. — Buday, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. *Praha, Academia, vČSAV*. 723 p.
- Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW-Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 33, S. 37—82.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diaftoritov sv. časti. Veporského rudohoria. *Mineralia slov.*, 14, s. 481—516.
- Kamenický, L. 1956: Predbežná správa o základnom geologickom výskume kryštalinika Braniska. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 15, s. 289—302.
- Kulich, P. 1968: Geologické pomery údolia Hornádu západne od Margecian (styk gemerid s kryštalinikom Čiernej hory). [Diplomová práca.] *Manuskript — Katedra geológie a paleontológie PFUK Bratislava*.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knih. Stát. geol. úst. Čs. republ.* 13 A.
- Pták, J. 1956a: Predbežná správa o petrografii kryštalinika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 5, s. 143—147.
- Pták, J. 1956b: Niekoľko poznámok k verukánskym arkózam medzi Kluknavou a Margecanmi (hrebeň Čiernej hory) v súvislosti s otázkou turmalinizácie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 5, s. 148—151.
- Rabowski, F. 1926: Badania geologiczne v Niżnych Tatrach i w Górach Spiskogemerskich w zwiazku z problemem korzeni-plaszczowin reglowych w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państwo. Inst. geol.*
- Rösing, F. 1947: Die geologische Verhältnisse des Branisko Gebirges und Čierna hora (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 99.
- Tröger, E. W. 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *Stuttgart*, 147 S.

Turekian, K. K. — Wedepohl, K. H. 1961: Distribution of the element in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, 175 p.

Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen in Bau und Bild Österreichs.

Wien — Leipzig.

Vinogradov, A. P. 1962: Srednije sodržanije chimičeskich elementov v glavnyh tipach izveržennyh gornych porod zemnoj kory. *Geochimija (Moskva)*, 7, s. 555—571.

Geological and petrographical conditions of crystalline in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

MILAN FABIAN — JAKUB KAMENICKÝ

The western part of the Čierna hora Mts. from the Dolinský potok brook to the Bystrá valley creates link between the Slubica massif and the central and eastern part of the investigated unit. The region is of peculiar geological structure differing partly from the neighbour segments. Mostly crystalline sequences compose the unit but also sediments of Permian, Mesozoic and of the Central Carpathian Paleogene do occur in the structure.

The crystalline is exclusively built of crystalline schists representing, in their pre-metamorphic state, a flyschoid sequence of argillaceous and argillaceous-arenaceous shales with greywacke intercalations and only accessory amounts of bituminous members characterized, most frequently, only by the presence of carbonaceous pigment. The sedimentation of this flyschoid sequence has been sporadically interrupted by tholeiitic basalt effusions and frequent deposition of pyroclastics. The crystalline sequence suffered polymetamorphic development and, besides the regional prograde metamorphism, also diaphoritic processes were effective very frequently.

The regional metamorphism, related to the Cadomian orogeny and occurring under the conditions of garnet amphibolite subfacies reached in places the sillimanite isograd and produced paragneiss and synkinematic migmatite from sediments of the supracrustal sequence whereas basic volcanites changed into amphibolite.

Paragneiss occurs most frequently only as paleosome in stromatitic and ophthalmitic migmatite or creates individual and up to 40 cm thick layers. The paragneiss consists

mainly of intermediate oligoclase and quartz with subordinated muscovite and/or biotite. Accessories are apatite, zircon, magnetite and $\pm$ garnet. Based on mineral composition, three paragneiss varieties have been distinguished: muscovite-biotite, two-mica and biotite paragneiss. Besides the minerals representing a regional metamorphic assemblage, also porphyroblasts or cumuloblasts of ultramorphic quartz and/or oligoclase $\pm$ orthoclase (of 2—5 cm average size) are present in places. By the increase of the latter, the paragneiss passes continuously into ophthalmitic migmatite varieties. Bearing in mind that granitoids lack in the western part of the Čierna hora Mts., the synkinematic migmatite may have originated either by ultrametamorphism of the paragneiss complex or under the influence of a deeper granitic intrusion not yet uncovered by erosion. The first interpretation seems to be more appropriate.

Migmatite varieties are represented by three structural types, i. e. stromatitic, ophthalmitic and nebulitic migmatite. Commonly, the amount of paleosome overweighs the share of neosome in the rock or their amounts are equal. The paleosome is identical with the regional metamorphic assemblage of paragneiss and, most frequently, consists of oligoclase I and quartz I with subordinated amounts of biotite $\pm$ muscovite. To the contrary, the neosome is of massive structure composed of ultramorphic minerals, mainly quartz II, oligoclase II, $\pm$ orthoclase $\pm$ microcline.

Diaphoritic alterations occur almost regionally. The retrograde overprint is of two different ages: the older one is related to the Variscan orogeny whereas the younger to the

Alpine one. Diaphthoritic alterations of paragneiss and synkinematic migmatite produced diaphthoritic mica-schist and phyllonite with the most frequent composition of quartz — muscovite or sericite and chlorite. Albite is also frequent mineral of diaphthorites.

Amphibolite bodies are only subordinatedly present in the western part of the Čierna hora Mts. creating only small lense-like bodies of maximal 700 m strike-length in other lithological members. Amphibolite also suffered polymetamorphic development and, over the regional prograde alterations, there are migmatitized and frequently also diaphthoritized varieties. The regional metamorphic amphibolite consists, most frequently, of common hornblende and plagioclase (An_{56-57}) complemented by quartz and garnet in places. Migmatitic amphibolite varieties are mostly stromatolitic ones where the paleosome is identical to common amphibolite of the area and the neosome consists of quartz and oligoclase. Diaphthoritic alterations led to uralitization and chloritization of common hornblende and to saussuritization of plagioclase. In the early stages of diaphthoritization, amphibolite preserves the regional metamorphic or migmatitic mineral assemblages and differences occur only in subordinated amounts of diaphthoritic assemblages mainly by the presence of chlorite, clinozoisite, epidote, albite and $\pm$ calcite. In the extreme stages of retrogression, amphibolite is altered to rocks composed exclusively of a diaphthoritic mineral assemblage which is chlorite, clinozoisite, epidote, $\pm$ albite and $\pm$ quartz. According to the share of main and subordinated mineral constituents, such varieties may be assigned as clinozoisite-chlorite, albite-clinozoisite-chlorite or epidote-clinozoisite-chlorite phyllonite.

From the lithostratigraphical point of view, metamorphites in the western segment of the Čierna hora Mts. are very similar to the Bystrá Subgroup of the Jarabá Group which is of Precambrian age (Kamenický — Kamenický, 1983). Precambrian age of the investigated crystalline is substantiated also by the transgression of Lower Triassic quartzite of the Ružín Group over diaphthoritic mica-schist in the Hornád valley SE from Kluknava. The feature namely means that the main diaphthoritic alteration of the crystalline is related to the Variscan orogeny but rocks have been further retrogressed during the Alpine orogeny as well. Under this situation,

the regional progressive alteration should be Pre-Variscan and, according to the recent views, is most probably of Cadomian age (Kamenický — Kamenický, 1983).

As it follows from the chemical data (Tab. 1 and 2), paragneiss and synkinematic migmatite varieties originated at the expense of argillaceous to argillaceous-arenaceous shale and greywacke. Such nature of original sediments is proved also by some trace element contents, namely of B = 106 ppm, Sr = 120 ppm, V = 98 ppm, Y = 40 ppm, Zr = 103 ppm and Ga = 30 ppm. Over this, the higher Ba content (3,400 ppm) points to deep-sea development of these sediments (Turekian — Wedepohl, 1961, Vinogradov, 1962). Chemical data reveal higher silica and K_2O content in migmatite but also slightly lower contents of FeO, MgO and CaO if compared with paragneiss varieties. Most probably, such changes have been introduced by partial anatexis of paragneiss and by the migration of anatectic constituents into the higher crustal levels of the metamorphic complex.

The amphibolite varieties investigated from the western part of the Čierna hora Mts. are, with their chemistry, very similar to amphibolites in the Ľubietová and Kraklová zones but also to basalts of the Gemeric Triassic (Kamenický, 1978). Evidently, amphibolite originated from tholeiitic basalt and tuff, which, according to some trace element contents, namely of Sr = 233 ppm, Y = ppm and Zr = 72 ppm, are very near to mid-ocean ridge or island arc basalts.

Permian sequences in the western part of the Čierna hora Mts. only occur along the northern margin of the range. Sediments are of continental development and create two separate belts divided by Mesozoic rocks on the surface. The southern belt consists of gray to light-gray arcose sequence deposited autochthonously over crystalline and representing so its cover sequence. The northern belt has partly different composition and consists, besides arcose and slaty arcose, also layers of variegated shales in the upper part. The relations with the southern belt are unclear so far.

Mesozoic sequences in the area belong to two separate groups i. e. to the Hrabkov and Ružín groups respectively (M. Maheľ in Maheľ — Buday et al., 1968). The Hrabkov Group has a stratigraphic span from the Lower Triassic to Neocomian and participates on the Hrabkov syncline (Rösing, 1947). The unit

represents probably part of the Krížna nappe Mesozoic. The Ružín Group consists of exclusively Lower Triassic quartzite but with remnants of Middle Triassic dolomite present, within the mapped area, in the Hornád valley SE from Kluknava. The sequence lies in sub-autochthonous position over diaphoritic mica-schist and hence represents cover sequence of the Čierna hora Mts. crystalline.

Lithostratigraphic correlations of the Slubica massif and the Čierna hora Mts. crys-

talline together with its Permian to Mesozoic cover sequences towards the neighbour Central West Carpathian units revealed that the Slubica massif with typical orthogneiss bodies represents the eastern continuation of the northwestern portion in the Lubietová zone whereas the Čierna hora Mts. crystalline are the eastern continuation of the southeastern part of the Lubietová and Kraklová zones.

Translation by I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Fórum mladých II

Kamil Zágorský: **Sedimentačné a bio-faciálne pomery bádenskej lokality Devín — Záhradky** (Bratislava 10. 5. 1984)

Lokalita sa nachádza asi 1 km na V od obce Devín (Bratislava) južne od Devínskej Kobyly na južných svahoch Šibeníčníka (kóta 310). Sú na nej rozlíšiteľné štyri polohy arkózovitého piesku. Najspodnejšiu tvoria obliaky granitu a fylitu s bielym jemným pieskom pochádzajúcim z rozrušeného elúvia, druhá poloha je z produktov búrlivej sedimentácie — stmelené veľké obliaky týchto hornín, tretia a štvrtá tvoria produkty morskej erózie — ostrohranné úlomky hornín. Nad nimi je poloha peltického žltkavého slieňa, vzniknutého v čase, keď sa pobrežie relatívne vzdialilo a prísun klastického materiálu ustál, a ešte vyššie je onkolitický organogénny vápenec z ohladených trsov lito-tamniových rias. V najspodnejšej polohe arkózovitého piesku sa okrem iného našlo asi 50 ks lasturníka radu *Pterida Vulsella deperditu* (Lam.), ktorý má pretiahnuté schránky so silnými širokými koncentrickými valmi, doteraz známeho len z eocénu, a 21 ks inartikulátneho ramenonožca *Crania badensis* sp. n. s kruhovitou schránkou bez škrupiny, dvoma párami svalových odtlačkov, redukovaným mediálnym septom a paliálnymi kanálmi pri náhľade typu.

Miloslav Šulgan: **Praktické použitie Fe-Ti oxidového geotermometra** (Bratislava 10. 5. 1984)

Jednoduchou metódou výpočtu mólovej frakcie ilmenitu (X_{ilm}) v tuhom roztoku ilmenitu (Ilm_{ss}) a mólovej frakcie ulvöspinelu (X_{usp}) v tuhom roztoku magnetitu (Mt_{ss}) sme dospeli k výsledkom, ktoré sú porovnateľné s výsledkami získanými zložitými výpočtami algoritmov (Carmichael, 1967; Anderson, 1968; Ghiorso — Carmichael; Spencer, Lindsley, 1981; Stormer, 1983). Predložený výpočet nie je dokonca ani taký citlivý na presné stanovenie obsahu týchto prvkov, ktoré majú v magnetite a v ilmenite nízky obsah.

Ludovít Januvka: **Metóda G^N a jej aplikácia na vybraných profiloch**

Na výskum stavby zemskej kôry sa získava mnoho informácií analýzou tiažového poľa, a preto treba vypracovať metodiku poskytnúcu okrem kvalitatívnych aj kvantitatívne informácie. Jednu z nich — metódu normovaného gradientu G^N — navrhol V. M. Berezkin (1967, 1966, 1973). Pri praktickej aplikácii v profile H3S-VI tiažovej anomálie Rochovce metódou G^N z geologického hľadiska zvýraznila subvertikálne a subhorizontálne

tálne hranice a jej výsledky možno chápať ako kvantitatívny ukazovateľ. Metóda G^N zvyrazňuje kontaktné zóny, ale jej objektívnosť závisí od informatívnosti údajov Δg , podrobnosti geologickej schémy a od množstva maxim G^N . Aj keď sa pri aplikácii metódy G^N dosiahla dobrá zhoda medzi Δg_{rez} a Δg_{vyp} , treba vziať do úvahy dvojrozmernosť riešenia, ktorá pri geologických štruktúrach nemusí vyhovovať. V budúcnosti by bolo vhodné skúmať dva a pol rozmerné a trojrozmerné modelovanie.

Stanislav Ladzianský: Koncentrácia — kvantitatívny ukazovateľ distribúcie Zn, Pb, Cu v CBR v hlavných žilách banskoštiavnickohodrušského rudného poľa (Bratislava 10. 5. 1984)

Na základe matematickoštatistického spracovania analýz zásekových vzoriek zo žily Grüner, Spitaler, Bieber, Terézia a Rozália z ložiska Banská Štiavnica a Hodruša možno z hľadiska distribúcie prvkov s použitím kvantitatívnych ukazovateľov konštatovať nasledujúce:

1. V žile Bieber, Terézia a Spitaler sme stanovili nasledujúcu postupnosť prvkov $Zn - Pb \pm Cu$ na 3., 5. a 12. obzore. Na 12. obzore je žila Bieber v severnej časti mierne bohatšia na Cu, teda má postupnosť $Zn - Pb - Cu$, a žila Spitaler na 12. obzore na Pb, a tak pri nej platí postupnosť $Zn = Pb \pm Cu$.

2. Cu zrudnenie sa na tejto lokalite prejavilo iba na III. hlbinnom obzore žily Grüner, pre ktorý platí postupnosť $Zn - Cu - Pb$.

3. V zhode s M. Koděrom konštatujeme, že žila Rozália na III., VIII. a XIV. obzore je vyvinutá v Cu zóne, pretože pre ňu platí postupnosť kvantitatívnych ukazovateľov v $Cu \pm Zn \pm Pb$.

Silvester Pramuka: Niektoré nové petrografické zistenia v okolí Dobšinej (Bratislava 10. 5. 1984)

Na základe mikroskopického štúdia sme vyčlenili amfibolity s. s., plagioklasovo-zoisitové a zoisitové amfibolity. Amfibolity v nich zastupuje obyčajný amfibol. Mávajú rozličnú pleochroickú farbu, a to zelenú — zoisitické amfibolity, hnedú — plagioklasovo-zoisitové, hnedozelenú až hnedú — amfibolity s. s.

vyčlenili sme amfibolické, biotitické a chloriticko-muskovitické ruly. Sledovali sa aj vzorky zodpovedajúce aplitom a pegmatitom (Rlozložník, 1965). Podľa štruktúry sme určili, že sú metamorfneho pôvodu a zodpovedajú rulám. Ďalej sme vyčlenili chloritické, kremeňovo-chloritické, kremeňovo-chloritovo-karbonatické a kremeňovo-karbonatické bridlice.

Ruly a amfibolity pravdepodobne vznikli z magmatických hornín, takže ide o ortoruly a ortoamfibolity. Zelelné bridlice vznikli z tufu a tufitu bázičických hornín. Na základe minerálneho zloženia usudzujeme, že celé ruľovo-amfibolitové teleso bolo metamorfované za podmienok vyššie termálnej fácie zelených bridlic až začiatku amfibolitovej fácie.

Luba Vilinovičová: Charakteristika K-živcov granitoidov bratislavského a modranského masívu (Bratislava 10. 5. 1984)

K-živce granodioritov bratislavského masívu (15 vzoriek) a granodioritov — tonalitov modranského masívu (20 vzoriek) sa odlišujú ako formou vystupovania v hornine, tak aj štruktúrnym stavom a zložením. Poikilitické a intersticiálne K-živce bratislavských granodioritov majú najčastejšie štruktúrny stav maximálneho mikroklinu, naproti tomu tzv. oikokrysty K-živcov modranských granodioritov — tonalitov svojím štruktúrnym stavom zodpovedajú prechodnému ortoklasu až vysokému a prechodnému mikroklinu. Parametre elementárnej bunky, spresnené počítačom, poukazujú na značné „napätie“ mriežky modranských K-živcov, čo sa odráža vo vyššom obsahu Ab zložky. Zároveň obsahujú viac Sr a menej Rb ako bratislavské K-živce.

Zistené charakteristiky K-živcov naznačujú odlišné podmienky kryštalizácie študovaných granodioritov, t. j. pravdepodobne vyššiu teplotu, nižší p_{H_2O} a rýchlejšie chladnutie modranských granodioritov.

Regionálne merania vertikálneho elektrického sondovania (VES) v Liptovskej kotline

JOZEF HRICKO

Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(8 obrázkov a 1 tab. v texte)

Doručené 8. 5. 1984

Региональные наблюдения вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) в Липтовской впадине

В течении последних лет были в Липтовской впадине проведены наблюдения ВЭЗ вдоль 2 продольных и 9 поперечных профилей. На основе этих измерений был осуществлен анализ удельного электрического сопротивления палеогенных отложений впадины и пород фундамента. Полученные данные позволяют найти глубину залегания допалеогенного фундамента, выделить во впадине отдельные литологические разновидности пород, оценить их мощность, а также исследовать главную сдвиговую тектонику. В области впадины были тоже рассматриваны аккумуляции подземных минеральных вод.

Regional vertical-electrical sounding measurements (VES) in the Liptovská kotlina basin

During last years the regional VES measurements have been carried out in the Liptovská kotlina basin along 2 longitudinal and 9 transversal profiles. The analysis of electrical resistivity of the Paleogene filling and basement rocks has been executed on the basis of VES observations. Obtained data allow us to determine the depth to the prepaleogene bedrock, to divide the individual lithological facies within basin filling, to determine their thickness as well as to detect the major fault tectonics. The accumulations of mineral groundwater have been discussed, too.

V ostatných rokoch bola Liptovská kotlina predmetom intenzívneho geologického, hydrogeologického a geofyzikálneho výskumu a prieskumu v rámci úloh GÚDŠ

Bratislava, IGHP, n. p., Žilina a Geofyziky, n. p., Brno, závod Bratislava.

Pri základnom geologickom výskume tejto kotliny sa na sledovanie morfoštruktúr,

tektonickej stavby podložia a paleogénnej výplne depresie v komplexe ďalších geofyzikálnych metód aplikovali aj regionálne merania vertikálneho elektrického sondovania (VES). Príspevok analyzuje výsledky týchto prác.

Profily VES boli situované tak, aby ich konce nadväzovali na predpaleogénne podložie. Vzdialenosť sond bola 500 až 2000 m, AB max. = 6000 m. Azimút sond bol spravidla rovnobežný s dlhšou osou kotliny a čiastočne prispôbený morfológii terénu, dopravnej sieti a priebehu vodných tokov. Použilo sa Schlumbergerovo usporiadanie elektród.

Cieľom regionálnych meraní VES bolo stanoviť reliéf predpaleogénneho podložia, priebeh regionálnej poklesovej tektoniky, hrubé litologické členenie paleogénnej výplne a analýza merného odporu bazálnej litofácie a podložných hornín z hľadiska možnej akumulácie minerálnej vody.

Geologická, tektonická a hydrogeologická charakteristika

Na geologickej stavbe okolia kotliny sa zúčastňujú všetky charakteristické jednotky pásma jadrových horstiev. Na južnom okraji — medzi Ružomberkom a Sliačskou dolinou — tvorí jej bezprostredné podložie komplex triasových sedimentov chočského príkrovu. Odtiaľ po Demänovku ležia bazálne paleogénne vrstvy najprv nad spodnokriedovým slienitým vápencom a smerom na V postupne až nad vrchnotriasovými sedimentmi krížňanského príkrovu. Medzi Demänovkou a Važcom sú podložími opäť triasové komplexy chočského príkrovu.

Zo severnej strany Liptovskej kotliny sú paleogénne sedimenty s elementmi tatrika, fatrika a hronika zväčša v tektonickom styku pozdĺž chočsko-podtatranského zlomu.

V podloží paleogénnej výplne kotliny sú nad sebou všetky tri tektonické jednotky pásma jadrových horstiev (Biely in Gross — Köhler, 1980), ale pokus priestorovo ich vymedziť skrýva nebezpečenstvo zásadných omylov. Predpokladá sa, že tatrikum a krížňanský príkrov sú rozložené pod celou kotlinou. Spojnica medzi Pavčinou Lehotou a Liptovskou Annou je pravdepodobne hranicou medzi odlišne budovaným predecenným povrchom. Západne od tejto čiary tvoria povrch

podložia prevažne jursko-kriedové súvrstvia krížňanského príkrovu. Menšie plochy asi zaberajú rozptýlené drobné trosky strednotriasového vápenca a dolomitu chočského príkrovu. Väčšia masa chočského príkrovu je asi západne od spojnice Liptovské Sliače — Lúčiky.

Na V od spojnice Pavčina Lehota — Liptovská Anna je povrchom paleogénneho podložia pravdepodobne chočský príkrov. Smerom na S sa jeho mocnosť zmenšuje. Zo situácie známej pozdĺž chočsko-podtatranského zlomu dá usúdiť, že v relatívne úzkom pruhu môže byť v tektonických oknách obnažený krížňanský príkrov.

Vnútrokarpatský paleogén Liptovskej kotliny sa delí na tieto súvrstvia (Gross — Köhler et al., 1980): bazálna transgresívna litofácia, ílovcová litofácia, flyšová litofácia a neoflyšový pieskocovo-zlepencový vývoj — sedimenty podmorských náplavových kužeľov, resp. kanálové uloženiny.

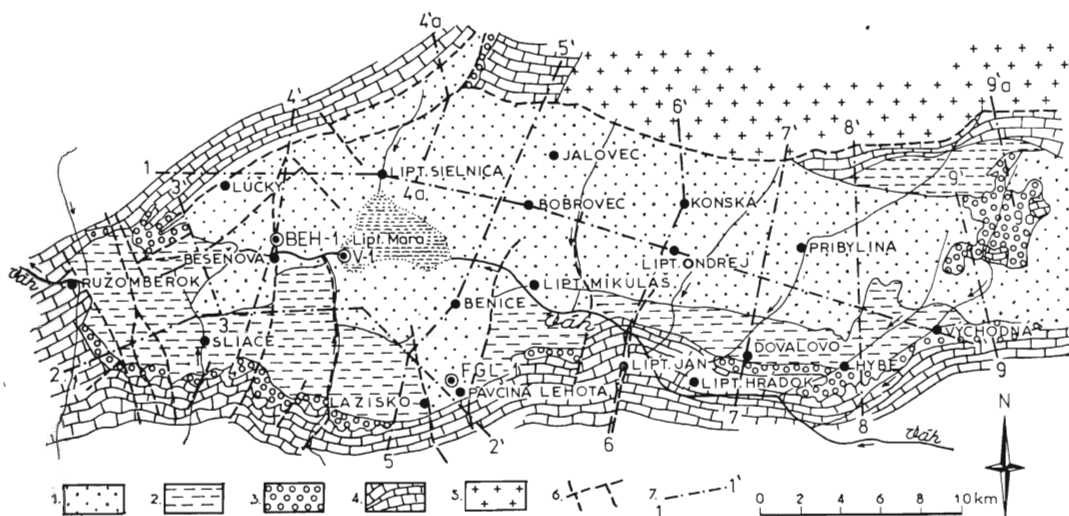
Kvartérne sedimenty na území Liptovskej kotliny zahŕňajú niekoľko genetických typov (Vaškovský et al., 1980) vyznačujúcich sa odlišným litologicko-petrografickým zložením, pestrú faciálnou skladbou aj vekom, a to od najstaršieho pleistocénu po holocén. Sú to fluviálne sedimenty, sladkovodný vápenec (travertín), svahové, proluviálne a organické sedimenty, glaciáluviálne sedimenty na úpätiach Vysokých Tatier a elúvium. Prehľadná geologická mapa Liptovskej kotliny je na obr. 1 a sú v nej zakreslené aj regionálne profily VES.

Tektonika

Liptovská kotlina je eróznym zvyškom paleogénnych, prevažne flyšových sedimentov usadených vo vrchnom lutéte až spodnom oligocéne, ktoré sú miestami zakryté nerovnakou mocnými kvartérnymi uloženinami. Dnešné morfológické obmedzenie kotliny nezodpovedá pôvodnej konfigurácii vynorených pevnín a mora, ale je výsledkom terciárnej a kvartérnej tektoniky, súčasných eróznokumuláčnych procesov a činnosti človeka (Gross in Gross — Köhler et al., 1980).

Vznik sedimentačného priestoru Liptovskej kotliny kladieme do obdobia najvyššej kriedy, resp. do predlutétskeho obdobia.

Dnešné severné ohraničenie kotliny s Chočskými vrchmi a Západnými Tatrami prebieha pozdĺž chočsko-podtatranského zlomu, ktorý je výsledkom paleogénnej, a najmä postpaleogénnej tektoniky. Južnú hranicu paleogénneho mora predpokladáme v priestore, ktorý je zo S ohraničený dnešným južným okrajom bazálnej litofácie a z J hlavným hrebeňom Nízkyh Tatier. Terajší okraj paleogénnych sedimentov z južnej strany kotliny je výsledkom neogénnej a kvartérnej denudácie.



Obr. 1. Prehľadná geologická mapa Liptovskej kotliny s priebehom regionálnych profilov VES (podľa Chmelíka, 1963 a Grossa, 1979). 1 — flyšová litofácia a neflyšový pieskovcovo-zlepenčový vývoj, 2 — ílovcová litofácia — ílovec s ojedinelými lavicami pieskovca, 3 — bazálna transgresívna litofácia, 4 — nečlenené mezozoikum, 5 — paleozoikum, 6 — zlomy, 7 — regionálne profile VES

Fig. 1. Sketch geological map of the Liptovská kotlina basin with location of regional VES profiles (according to Chmelík, 1963, and Gross, 1979). 1 — flysch lithofacies and unflysch sandstones and conglomerates, 2 — claystone lithofacies — claystones with rare beds of sandstones, 3 — basal transgressive lithofacies, 4 — mesozoic undifferentiated, 5 — paleozoic, 6 — faults, 7 — regional VES profiles

Liptovská kotlina je so svojim podložíom tektonicky veľmi exponovaná. Pôvodne súvislé paleogénne sedimenty postihla po spodnom oligocéne germanotypná zlomová tektonika. Následkom pôsobenia endogénnych síl v centrálnych Karpatoch spätých s ich výzdvíhom, pôsobením rozličných silových faktorov po regresii mora, ako aj zásluhou diagenetických procesov sa územie rozlámalo na rad kryš s väčšou alebo menšou amplitúdou vertikálnych alebo horizontálnych pohybov. Kryhy budované plastickejšími horninami sa navyše miestami detailne zvrásňili.

V západnej a strednej časti kotliny vystupujú dva základné systémy zlomov, a to staršie, smerovo zhruba zhodné s pozdĺžnou osou kotliny, t. j. smeru V—Z, s možnými odchýlkami smeru ZSZ—VJV a ZJZ—VSV; a mladšie zlomy, približne kolmé na predchádzajúce, t. j. smeru S—J, s odchýlkami smeru SSV—JJZ a SSZ—JJV.

V západnej časti kotliny na križovaní sa zlomových systémov na viacerých miestach vyvíja minerálna voda, resp. „suchý plyn“ (najmä CO_2).

Najvýraznejším pozdĺžnym zlomom morfológicky obmedzujúcim Liptovskú kotlinu zo

S je chočsko-podtatranský zlom. Na základe geologického mapovania spojeného s ľahkými technickými prácami a s geofyzikálnym výskumom sa zistilo, že tento zlom je poklesového charakteru so strmým sklonom na J ($65\text{--}90^\circ$).

Hydrogeologické pomery

Geologická stavba Liptovskej kotliny a jej bezprostredného okolia je jedným zo základných faktorov určujúcich charakter hydrogeologických pomerov územia. Jednotlivé hydrogeologické celky sa odlišujú hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, obehom, režimom a chemizmom podzemnej vody (Hanzel — Franko in Gross — Köhler et al., 1980).

Na obeh a akumuláciu podzemnej vody v Liptovskej kotline majú veľmi priaznivé podmienky karbonatické brekcie, zlepenca a organogénny vápence bazálnej paleogénnej litofácie, ktoré spolu s triasovými karbonátmi kotliny a príslušných orografických jednotiek vytvárajú jeden zvodnený komplex s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou.

Podstatne odlišné vlastnosti majú sedimenty ílovcovej litofácie a flyšové paleogénne sedimenty. Ílovec neprepúšťa vodu, a preto vplýva na smer cirkulácie a akumuláciu podzemnej vody v priepustných horninách. Iba pieskovec s puklinovou a čiastočne pórovou priepustnosťou sporadicky akumuluje malé množstvo podzemnej vody.

Výrazným akumulátorom podzemnej vody v území sú kvartérne sedimenty. Vyznačujú sa v priestore vysokou pórovou priepustnosťou.

Na režim a obeh podzemnej vody vyčlenených hydrogeologických celkov majú vplyv geologické pomery okolitých jednotiek. Zo S je to kryštallický masív Vysokých a Západných Tatier, ktorý sa pozdĺž chočsko-podtatranského zlomu styka s mezozoickými, paleogénnymi a kvartérnymi sedimentmi kotliny. Stredne až nízko zvodnené kryštalinikum drénujú vysoko priepustné triasové karbonáty a kvartérne sedimenty kotliny, pričom veľký drenážny účinok má aj chočsko-podtatranský zlom.

Severozápadné a južné obmedzenie kotliny tvoria mezozoické horniny reprezentované hlavne vysoko zvodnenými triasovými karbonátmi. Na nich sú v transgresívnej polohe sedimenty bazálnej paleogénnej litofácie a spolu tvoria jeden zvodnený komplex. Časť podzemnej vody z mezozoických sedimentov v Nízkych Tatrách a Chočských vrchoch komunikuje s kvartérnymi sedimentmi kotliny, ako aj s karbonátmi ponárajúcimi sa pod paleogénne sedimenty kotliny. Táto voda sa potom zúčastňuje na tvorbe minerálnej vody.

Podzemná voda mezozoických karbonátov vyviera na viacerých miestach spravidla vo forme bariérových prameňov na styku s nepriepustným flyšovým súvrstvom. Pramene sú väčšinou veľmi výdatné.

Paleogénne sedimenty sú na podzemnú vodu chudobné. Podľa priepustnosti sú najpriaznivejšie sedimenty bazálnej litofácie, menej priaznivé sedimenty flyšovej a nepriaznivé ílovcovej litofácie.

Karbonatické sedimenty bazálnej litofácie majú puklinovú až puklinovo-krasovú priepustnosť. Z nich vyviera najviac pramienkov. Najbohatší na pramene je južný okraj kotliny. Výdatnosť prameňov je nepatrná.

Zo sedimentov ílovcovej litofácie sú priepustné len ojedinelé vrstvy pieskovca s pórovo-puklinovou priepustnosťou. Výdatnosť je nižšia ako 0,1 l. s⁻¹.

Významným kolektorom podzemnej vody v Liptovskej kotline sú kvartérne sedimenty, najmä fluválne sedimenty Váhu, jeho prítokov — Belej, Smrečianky, Jalovčianky, Suchého potoka, Lupčianky, ako aj glaciálne a glaciálno-fluviálne sedimenty v predpolí Vysokých Tatier a Západných Tatier. Ostatné genetické typy, napr. profluviálne sedimenty

a hlinito-kremité svahové sedimenty, sú silne hlinité, a preto nevýznamné.

Minerálne vody

V Liptovskej kotline je 25 lokalít s minerálnou vodou s asi 90 prameňmi. Je to uhlíčitá voda a len jedna lokalita s jedným prameňom má čisto sírovodíkovú vodu. Väčšina lokalít má studenú vodu, len v Lúčkach, Bešeňovej, Liptovskej Stiavnici, Vyšnom Sliači a v Liptovskom Jáne je voda veľmi nízko a nízko termálna. Vývery minerálnej vody sa viažu na južný a severný okraj kotliny a na jej stred. Väčšina sa viaže na triasové karbonáty, pričom sa pri vode vyvierajúcej na južnom okraji a v strede kotliny predpokladajú infiltráčne oblasti na severných svahoch Nízkych Tatier.

Vývery vody sa viažu na križovanie lokálnych okrajových pozdĺžnych zlomov smeru VSV—ZJZ s priečnymi zlomami smeru S—J. Teplota kolíše od 10—29 °C a maximálna výdatnosť je 30 l. s⁻¹ (Liptovský Ján).

Najbohatšia výverová oblasť vody v strede kotliny je v Bešeňovej. Ide o studenú a veľmi nízko termálnu vodu ($t = 7,5\text{--}22\text{ }^{\circ}\text{C}$) so sumárnou výdatnosťou asi 22 l. s⁻¹.

Odporové vlastnosti hornín Liptovskej kotliny a jej podložia

Na objektívnu geologickú interpretáciu výsledkov VES sme sa pokúsili stanoviť odporové vlastnosti horninových komplexov analýzou starších prác, parametrickými meraniami pri vrtoch, v prirodzených aj umelých odkryvoch, ako aj štatisticky z kvantitatívnej interpretácie kriviek vertikálneho sondovania.

Vykonala sa analýza odporových pomerov kryštalinika, mezozoika, paleogénu aj kvartéru.

Kryštalinikum

Granity, granodiority, kryštalické bridlice (ruly, svory) a migmatity vystupujúce v podloží kotliny na JZ a SV patria medzi horniny s vysokým merným odporom, ale ten so zvyšovaním pórovitosti vo vrchnej zóne zvetrávania a v zónach intenzívneho

tektonického porušenia a so zvyšovaním vlhkosti klesá. Pórovitosť v kryštalických horninách zvyčajne nepresahuje 3 %, ale také množstvo stačí, aby sa pôvodne vysoký merný odpor hornín rapidne znížil. Zvýšenie vlhkosti o niekoľko desiatin percenta znižuje merný odpor o rád aj viac. Nie je zriedkavý prípad, keď kaolinizované partie a zvodnené zóny granitoidov majú merný odpor 30—100 ohm m, kým kompaktné granitoidy Vysokých Tatier 350—8000 ohm m (Májovský, 1972).

Mezozoikum

Z mezozoických hornín v podloží kotliny prevládajú karbonáty stredného a vrchného triasu. Z hľadiska ich elektrickej vodivosti má základný význam prítomnosť puklinovo-pórovej podzemnej vody a veľkosť jej mineralizácie. Merný odpor týchto hornín závisí aj od štruktúry, puklinavosti, tektonického porušenia a hydrochemického režimu vody.

Najvyšší merný odpor má pevný dolomit a vápenec (3000—100 000 ohm m). Pri skrasovatení a rozpukaní merný odpor závisí od veľkosti mineralizácie vody a s jej zvyšovaním prudko klesá. Vo vrchných partiách v spojitosti s nestálosťou vodného režimu merný odpor karbonátov veľmi kolíše. V hlbších zónach vápenca a dolomitu je merný odpor stabilnejší. I. Marušiak (1963) z karotážnych záznamov udáva merný odpor karbonátov cca 2000 ohm m (vrt Vlachy-1).

Vplyv na merný odpor vápencov má aj jeho mineralogické zloženie: s pribúdaním slienitej a organogénnej zložky klesá. Slienitý vápenec kriedy má v oblasti Lúčky-kúpeľov podstatne nižší merný odpor ako neporušený stredotriasový a vrchnotriasový vápenec na južnom okraji kotliny.

Podstatný vplyv na merný odpor karbonátov má stupeň mineralizácie prítom-

nej vody. Vápenec nasýtený sladkou a slabou mineralizovanou vodou (obsah soli pod 3 g/l) má merný odpor 100—1000 ohm m a pri nasýtení slanou vodou (obsah soli nad 3 g/l) klesá na 50—100 ohm m. Pri Bešeňovej (vrt BEH-1) majú paleogénna brekcia a zlepenec, triasový dolomit a kriedový slienitý vápenec nasýtený minerálnou vodou merný odpor 45 ohm m (Hricko, 1975). Minerálna voda má dobrú elektrickú vodivosť ($\rho_v = 2$ ohm m). Aj v niekoľkých ďalších prípadoch, zvyčajne v miestach elevačných foriem podložia a v okrajových zónach, majú tektonicky porušené a zvodnené karbonáty mezozoika merný odpor 30—100 ohm m.

Značný vplyv na merný odpor karbonátov mezozoika, ako aj bazálnej paleogénnej litofácie má veľkosť ich pórovitosti. Ak majú približne homogénnu štruktúru, t. j. tvoria ich zrná rovnakého rozmeru a tvaru, najpravdepodobnejšia závislosť ich merného odporu (ρ_o), koeficienta ich pórovitosti (p) a merného odporu podzemnej vody v horninách (ρ_w) je (Dachnov, 1953)

$$\rho_o = \frac{1 + 0,25 \sqrt[3]{1-p}}{1 - \sqrt[3]{(1-p)^2}} \cdot \rho_w$$

Pretože merný odpor karbonátov mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu Lipťovskej kotliny značne kolíše, usilovali sme sa tento vzťah použiť na približné ocenenie veľkosti koeficienta pórovitosti pre možné rozpätie merného odporu 5,3—105 tis. ohm m pri predpokladanom rozpätí merného odporu podzemnej vody 1—100 ohm m (minerálna až obyčajná podzemná voda). Hodnoty p , ρ_o , ρ_v v tab. 1 sa využili pri posudzovaní merného odporu podložia kotliny z hľadiska možnej akumulácie minerálnej vody v tektonicky porušených a skrasovatených karbonátoch mezozoika, ako aj v horninách bazálnej paleogénnej litofácie.

V prípade Bešeňovej ($\rho_o = 45$ ohm m, $\rho_v = 45$ ohm m, $\rho_w = 2$ ohm m) vychádza pórovitosť 17,5—20,0 %, a to možno pokladať za pravdepodobné.

Úplný interval merného odporu komplexov starších ako ílovcová litofácia paleogénu je 30— ∞ ohm m, takže je veľmi široký.

Paleogén

Bazálna litofácia paleogénu má takmer rovnaký merný odpor ako mezozoické komplexy, a preto v geoelektrických odporových rezoch najspodnejší interpretovaný odporový horizont reprezentuje predpaleogénne útvary a bazálnu paleogénnu litofáciu spolu. Aj kolísanie merného odporu spôsobili tie isté vplyvy (tektonická porušenosť, zvodnenie, stupeň mineralizácie vody). Z prác mnohých autorov vychádza, že najčastejším intervalom merného odporu bazálnej litofácie je 100—1350 ohm m, ale ojedinele (prítomnosť minerálnej vody, príp. niektorých typov pies-

kovca) môže byť relatívne menší (70 —80 ohm m).

Možnosť rozlíšiť bazálnu litofáciu a triasové karbonáty na južnom okraji kotliny (južne od Laziska) ukázalo odporové profilovanie. Bazálny zlepenec a brekcie paleogénu tu mali relatívne nižší merný odpor ako kompaktné triasové karbonáty, avšak už v hĺbke niekoľko sto metrov sa obidva komplexy odporovo nerozlišujú.

Ílovcová litofácia a flyš s výraznou prevahou ílovca (pomer P : I menší ako 1 : 2) sú charakteristické nízkym a pomerne stálym merným odporom. Hydrogeologický a hydrogeochemický režim tu má na hodnotu merného odporu menší vplyv ako v predchádzajúcich komplexoch. S pribúdaním pieskovcovej zložky merný odpor ílovca stúpa. V Liptovskej kotline sa merný odpor ílovcovej litofácie a flyšu s veľkou prevahou ílovca pohybuje od 8 do 25 ohm m.

I. Marušiak (1963) na základe karotážnych meraní uvádza z vrtu Vlachy-1 merný odpor ílovca 10—20 ohm m. Najnižší

Hodnoty p , ρ_o , ρ_w , v karbonátoch mezozoika a bazálnej paleogénnej litofácie
Values of p , ρ_o , ρ_w in carbonates of Mesozoic and basal lithofacies of Paleogene

Tab. 1

ρ_w (Ω m)	1	2	3	5	10	20	50	100
p (%)	Merný odpor horniny pri rozličných hodnotách ρ_w (Ω m)							
4	1050	2100	3150	5250	10 500	21 000	52 500	105 000
6	390	780	1170	1950	3 900	7 800	19 500	39 000
8	190	380	570	950	1 900	3 800	9 500	19 000
10	105	210	315	525	1 050	2 100	5 250	10 500
12,5	60	120	180	300	600	1 200	3 000	6 000
15	39	78	117	195	390	780	1 950	3 900
17,5	28	56	84	140	280	560	1 400	2 800
20	19	38	57	95	190	380	950	1 900
25	11	22	33	55	110	220	550	1 100
30	7,5	15	22,5	37,5	75	150	375	750
35	5,3	10,6	15,9	26,5	53	106	265	530

merný odpor ílovcovej litofácie sa zistil v západnej časti kotliny.

Typický flyš s pomerom pieskovca k ílovcu od 2 : 1 do 1 : 2 a flyš s vývojom hrubých pieskovcových lavíc a pomerom pieskovca k ílovcu približne 1 : 1 má merný odpor v intervale 25—90 ohm m. S pribúdaním pieskovca merný odpor stúpa.

Pri pieskovci nasýtenom podzemnou vodou závisí merný odpor od stupňa mineralizácie tejto vody. Pri rovnakej mineralizácii vody má stmelenejší pieskovec vyšší merný odpor ako menej stmelený.

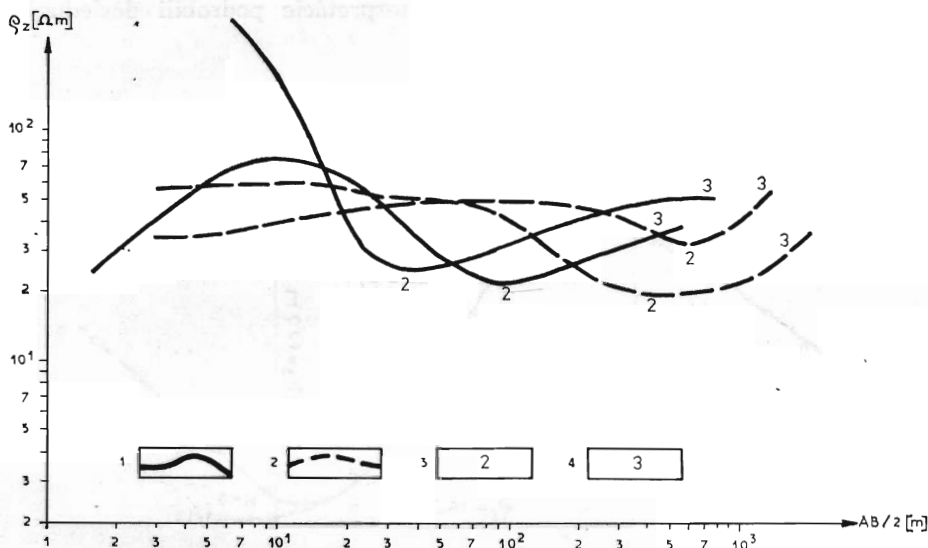
Vo zvrásnenom a strmšie uklonenom flyši nemožno vylúčiť ani existenciu odporovej anizotropie, t. j. fakt, že flyšová litofácia má v rozličných smeroch odlišný merný odpor. Tento jav sa podrobne skú-

mal na lokalite Bešeňová. Z výsledkov kruhových sond vyplynulo, že veľkosť koeficienta odporovej anizotropie bola max. 1,15, ale to nevylučuje možnosť výskytu vyššieho koeficienta anizotropie v iných oblastiach Liptovskej kotliny.

Kvartér

Pre kvartérne uloženiny s pestrú ge-
nézou a litológiou je typický široký inter-
val merného odporu.

Humus a hlinito-ílovité uloženiny majú rovnaký merný odpor ako ílovcová lito-
fácia (pod 25 ohm m). So zvyšovaním
zrnitosti (t. j. pri narastaní podielu ps-
amitov a psefitickej zložky) merný odpor
stúpa. K. Klabenová (1971) z parametric-



Obr. 2. Typické krivky VES z Liptovskej kotliny. 1 — krivky VES nad eleváciou podložia paleogénu, 2 — krivky VES nad depresiou podložia paleogénu, 3 — odporová vrstva zodpovedajúca ílovcovej, príp. flyšovej litofácii, 4 — odporová vrstva zodpovedajúca predpaleogénnym útvarom spolu s bazálnou litofáciou paleogénu

Fig. 2. Typical sounding curves from Liptovská kotlina basin. 1 — sounding curves above elevation of paleogene basement, 2 — sounding curves above depression of paleogene basement, 3 — resistivity layer, corresponds to claystone or flysch lithofacies, 4 — resistivity layer, corresponds to pre-paleogene complexes with basal paleogene lithofacies

kých meraní uvádza merný odpor štrku z povodia Váhu 340—480 ohm m a hliny 46—85 ohm m a J. Májovský (1972) z glaciálnych hrubobalvanitých uloženín až 30 000 ohm m. Ak sú kvartérne uloženiny zvodnené, merný odpor závisí od veľkosti mineralizácie podzemnej vody. Kvartérne sedimenty nad hladinou vody majú vyšší merný odpor ako sedimenty pod hladinou.

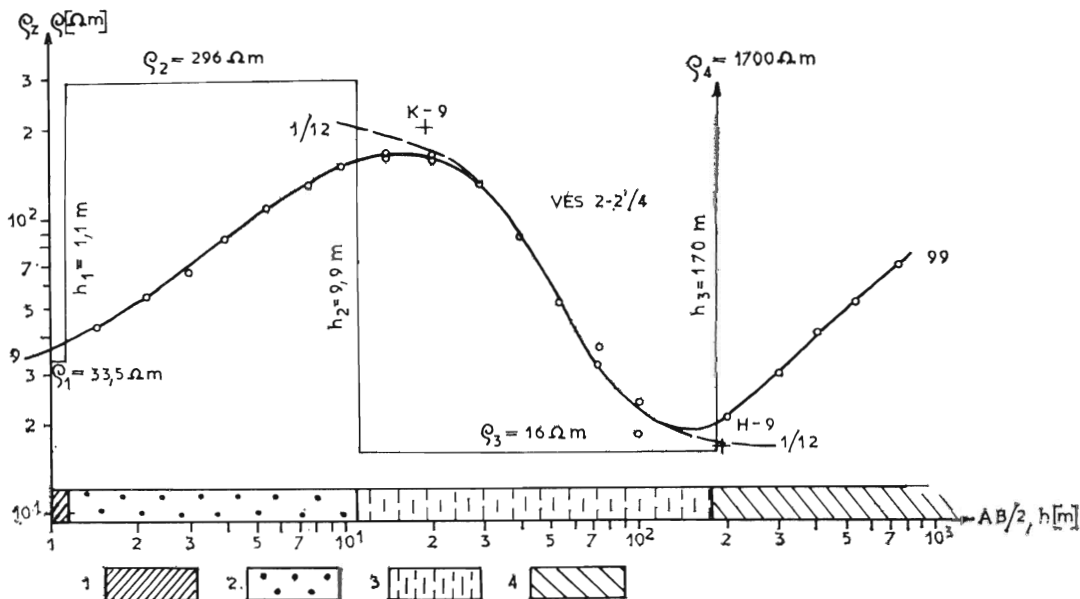
E. Košecký (1968) a S. Janík — P. Džuppa (1970) z oblasti Pribyliny uvádzajú merný odpor suchého štrku a štrkopiesku 2000—13 000 ohm m, zvodneného štrku a štrkopiesku s nižšou mineralizáciou vody 230—2700 ohm m, zvodneného štrkopiesku s vyššou mineralizáciou podzemnej vody 80—300 ohm m. Travertín má merný odpor 600—2500 ohm m.

Úplný interval ρ kvartérnych uloženín Liptovskej kotliny je 15—30 000 ohm m.

Z analýzy odporových vlastností hornín Liptovskej kotliny a jej podložia vychodí, že sa intervaly merného odporu prekrývajú, a to neumožňuje jednoznačnú geologickú interpretáciu geoelektrických odporových vrstiev. Pre superpozíciu prostredí, a najmä fakt, že vo väčšej časti kotliny vystupuje jednoznačne odporovo definovateľná ílovcová litofácia, možno jej horniny rozlíšiť takmer všade. Výnimkou sú horniny bazálnej paleogénnej litofácie, ktoré sa nedajú odporovo odlíšiť od podložných predpaleogénnych komplexov.

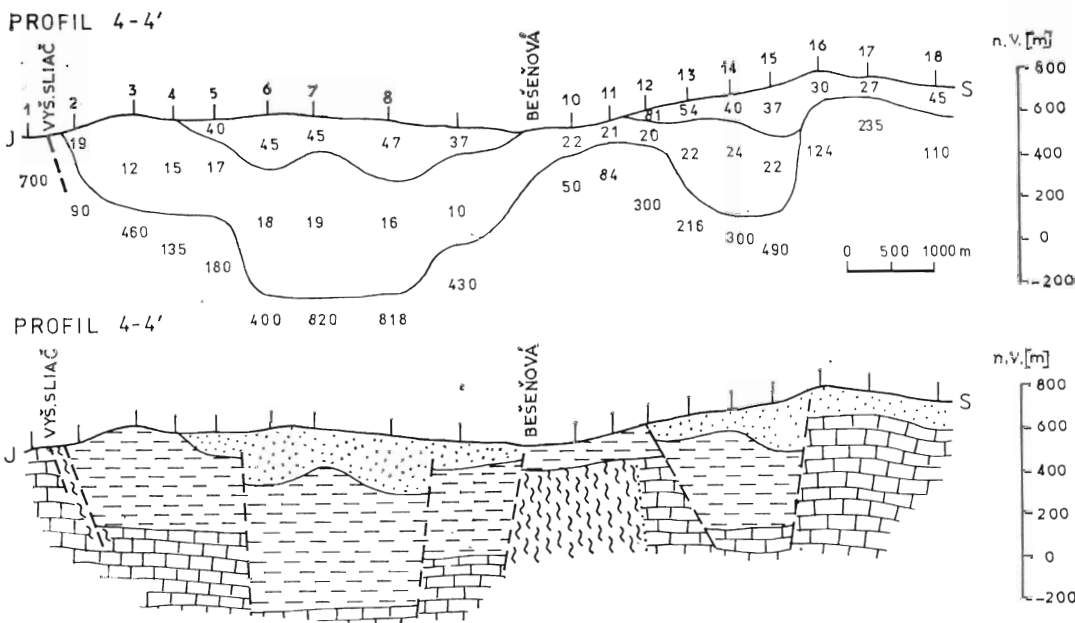
Interpretácia kriviek vertikálneho sondovania

Namerané krivky VES sa v prvej fáze interpretácie podrobili dôslednej typovej



Obr. 3. Príklad kvantitatívnej interpretácie kriviek VES v Liptovskej kotliny. 1 — ornica, 2 — kvartérny štrk, 3 — ílovcová litofácia paleogénu, 4 — predpaleogénne komplexy s bazálnou litofáciou paleogénu

Fig. 3. Example of quantitative interpretation of sounding curves in Liptovská kotlina basin. 1 — arable soil, 2 — quaternary gravel, 3 — claystone paleogene lithofacies, 4 — pre-paleogene complexes with basal paleogene lithofacies



Obr. 4. Príklad geologickej interpretácie geoelektrického odporového rezu 4 — 4'. Vysvetlivky ako na obr. 5

Fig. 4. Example of geological interpretation of 4 — 4' geoelectrical resistivity section. Explanation — See Fig. 5

analýze. Prevládajú krivky H, KH a QH (obr. 2), pričom druhá odporová vrstva H častí zodpovedá ílovcovej, príp. flyšovej litofácii paleogénu. Tretia odporová vrstva H častí kriviek zahŕňa mezozoikum a bazálnu litofáciu paleogénu a v severovýchodnej časti územia aj predmezozoické komplexy (kryštalinikum).

Druhá fáza obsahuje vlastnú kvantitatívnu interpretáciu kriviek VES. Použila sa grafická metóda porovnávaním nameraných kriviek VES so súborom teoretických trojvrstvových kriviek (Matvejev, 1964).

Príklad kvantitatívnej interpretácie kriviek VES je na obr. 3. Hodnoty merného odporu a moci geoelektrických odporových vrstiev získané kvantitatívnou interpretáciou kriviek VES boli zostavené do rezov pozdĺž profilov VES a rezy sa

geologicky interpretovali na základe rozboru odporových vlastností hornín paleogénnej výplne a jej podložia.

Na presnosť získaných parametrov ρ a h odporových vrstiev má negatívny vplyv viac faktorov, ktoré sa prakticky ťažko eliminujú. Sú to: horizontálna a vertikálna odporová nehomogenosť, t. j. litofaciálne zmeny vrstiev v horizontálnom a vertikálnom smere, členitý reliéf terénu najmä na okrajoch kotliny, prítomnosť umelých liniových vodičov (elektrifikovaná železničná trať, diaľkové káble), platnosť princípu ekvivalencie pri vrstvách s malou mocnosťou, odporová anizotropia flyšovej litofácie, geologická stavba oblasti (zvrásnenie kotliny, tektonická porušenosť výplne a jej podložia, nehorizontálne odporové a geologické rozhrania na okrajoch kotliny, v miestach vrás a výrazných zlô-

mov poklesového charakteru). Optimálnou voľbou miesta a smeru merania VES sa vplyv niektorých znížil na minimum, ale vplyvy vychodiace z geologickej stavby územia a teoretickej podstaty metódy VES sa nedali odstrániť.

Z veľkého množstva meraní VES a z ich porovnania s výsledkami vrtných prác možno predpokladať, že v miestach so sklonom rozhraní neprevyšujúcim 15 % je presnosť stanovenia mocnosti odporových vrstiev ± 10 %. V blízkosti strmo uklonených rozhraní (tektonické línie poklesového charakteru, strmé krídla vrás, tektonické obmedzenia kotliny voči jej podložiu) klesá presnosť stanovovania mocnosti vrstiev až na ± 50 %, ale vylúčením najviac postihnutých bodov VES z kvantitatívnej interpretácie možno v týchto miestach zvýšiť presnosť stanovovania h a ρ odporových vrstiev na cca ± 20 %. S takouto presnosťou možno počítať aj pri ďalšej analýze výsledkov kvantitatívnej interpretácie meraní VES.

Analýza regionálnych profilov VES v Liptovskej kotline

V Liptovskej kotline boli vytyčené a zmerané dva pozdĺžne profily VES (1 a 2) a deväť priečných profilov (3—9, 4a, 9a). Ich situovanie je na obr. 1.

V zásade možno v regionálnych geo-

elektrických rezoch (sú štyrikrát prevýšené) v súlade s analyzovanými odporovými pomermi a typovou analýzou kriviek VES rozlíšiť nasledujúce prostredia:

geologické prostredie	ρ [Ωm]
kvartérne sedimenty mocnejšie ako 100 m	15—30 000
flyšová litofácia a neflyšový pieskovcový vývoj paleogénu	25—90
ílovcová litofácia a flyš s veľkou prevahou ílovca (I : P > 2 : 1)	8—25
tektonicky porušené a skrasovatené komplexy staršie ako ílovcová litofácia	30—100
neporušené komplexy staršie ako ílovcová litofácia	100—∞

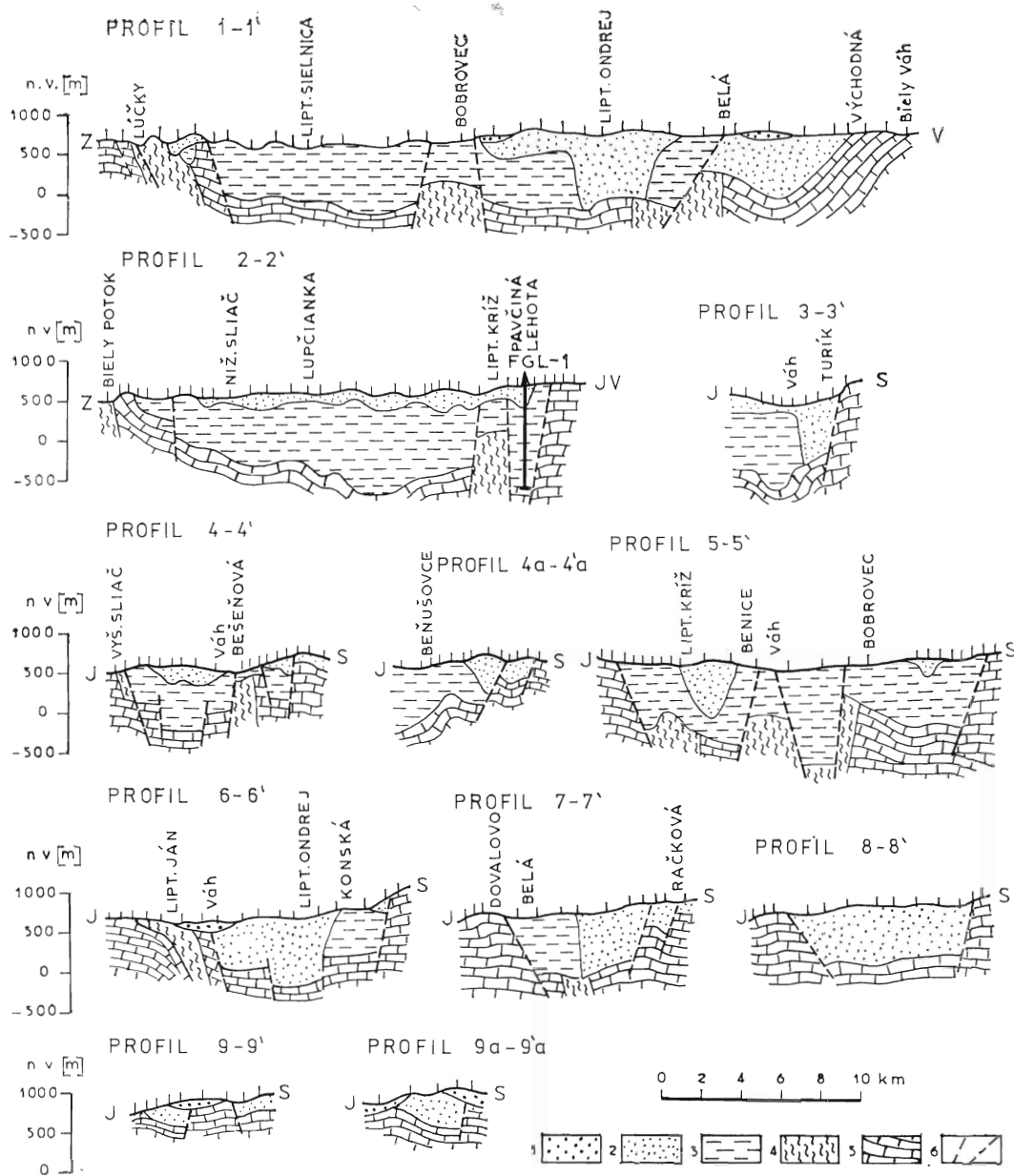
Pri stanovovaní amplitúdy poklesu na zlome sme vychádzali z náhlych výrazných zmien mocnosti paleogénnej výplne. Prístup ku geologickej interpretácii odporových rezov demonštruje rez 4 Vyšný Sliač — Bešeňová-sever (obr. 4), v ktorom sa najvrchnejšia odporová vrstva interpretuje ako flyšová litofácia, druhá odporová vrstva ako ílovcová litofácia a najspodnejšie odporové prostredie ako predpaleogénny komplex + bazálna litofácia paleogénu. Výrazný je pokles merného odporu podložia v priestore bešeňovskej vysokej kryhy. Tektonickú líniu medzi VES

Obr. 5. Regionálne geoelektrické odporové rezy s geologickou interpretáciou. 1 — kvartérne uloženiny hrubšie ako 100 m ($\rho = 15\text{--}30\,000$ ohm m), 2 — flyšová litofácia a neflyšový pieskovcovo-zlepcový vývoj ($\rho = 25\text{--}90$ ohm m), 3 — ílovcová litofácia a flyš s veľkou prevahou ílovca ($\rho = 8\text{--}25$ ohm m), 4 — tektonicky porušené a skrasovatené predpaleogénne komplexy spolu s bazálnou litofáciou paleogénu ($\rho = 30\text{--}100$ ohm m), 5 — kompaktné predpaleogénne horniny s bazálnym paleogénom ($\rho > 100$ ohm m), 6 — zlomová línia

Fig. 5. Regional geoelectrical resistivity sections with geological interpretation. 1 — quaternary deposits, thicker more than 100 m ($\rho = 15\text{--}30\,000$ ohm m), 2 — flysch lithofacies and non-flysch sandstone — conglomerate evolution ($\rho = 25\text{--}90$ ohm m), 3 — claystone lithofacies and flysch with total predominance of claystones ($\rho = 8\text{--}25$ ohm m), 4 — pre-paleogene complexes with basal paleogene lithofacies, tectonically disrupted and karstified ($\rho = 30\text{--}100$ ohm m), 5 — compact pre-paleogene complexes with basal paleogene lithofacies ($\rho > 100$ ohm m), 6 — fault line

1 a 2 (v oblasti Vyšného Sliača) detekovali detailné merania KOP a SP. Náhle zmeny mocnosti paleogénnej výplne sa v reze 4 a v ďalších rezoch interpretujú ako poklesová tektonika.

PF 1 — 1'. Sústavu zlomov v priestore Lúčky-kúpele zistili detailné merania KOP. Zlomy majú strmý sklon na V. Pokles merného odporu podložia spôsobila prítomnosť minerálnej vody v tektonicky porušených karbonátoch. Vlastná kotlina je tektonicky obmedzená na Z (medzi Lúčkami a Liptov-



skou Sielnicou), kde je výška skoku okolo 700 m. Výrazná poklesová tektonika vyúsťuje do údolia Belej. Výplň tvorí prevažne ílovcová litofácia, kým v oblasti Liptovského Ondreja a medzi Belou a Východnou prevláda flyš. Znížený merný odpor podložja sa zistil v miernej elevácii Bobrovec a po oboch stranách tektonickej zóny Belej.

PF 2 — 2'. Prebieha medzi Bielym Potokom a Pavčinou Lehotou. Mocnosť výplne medzi Lupčiankou a Liptovským Krížom dosahuje 1200 m. Čiastková elevácia podložja (so zníženým merným odporom) vystupuje v oblasti Liptovského Kríža a strieda ju výrazná depresia v priestore Pavčinej Lehoty. Tektonicky obmedzenú depresiu mocnosti cca 1250 m overil vrt FGL-1. Podľa merného odporu paleogénu tvorí podstatnú časť ílovec.

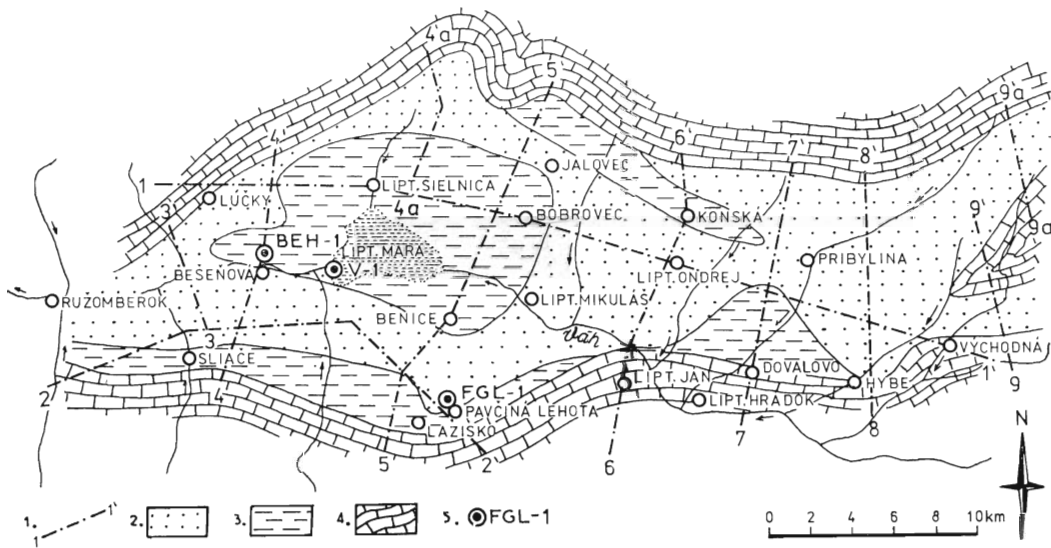
PF 3 — 3'. Krátky profil cez Turík zachytil pri severnom ukončení výrazný chočsko-podtatranský zlom, ktorý je strmo uklonený na J a má výšku skoku 800 m. V severnej časti prevláda flyš, v južnej ílovcová litofácia + flyš s výraznou prevahou ílovca.

PF 4 — 4', ktorý prebieha od Vyšného Sliača cez Bešeňovú na S, sme už opisali v úvode podkapitoly ako vzor geologickej interpretá-

cie odporových rezov v Liptovskej kotline (obr. 4). Výrazná je depresia južne od rieky Váh (s maximálnou mocnosťou paleogénu okolo 850 m) a bešeňovská vysoká kryha, overená vrtom BEH-1, ktorý prevrtil paleogénny ílovec s vložkami pieskovca do hĺbky 53,80 m, paleogénnu brekciu a zlepenc do hĺbky 96 m, pod nimi dolomit chočského príkrovu a slienitý vápenec krížňanského príkrovu. Pritom sa zistil výdatný prítok minerálnej vody.

PF 4a — 4a', ktorý prechádza Beňušovcami, zachytil severné ukončenie kotliny. Zmeny mocnosti paleogénu sa interpretujú ako poklesové zlomy a zrejme patria do chočsko-podtatranského systému. Výška skoku je 350, resp. 250 m. V južnej časti výplne prevláda ílovec ($\rho < 25$ ohm m), v severnej pieskovec.

PF 5 — 5', prechádzajúci Liptovským Krížom, Benicami a Bobrovcom, zachytil východy mezozoika na južnej aj severnej strane. Styk je pravdepodobne tektonický a výška skoku cca 850 m. V priestore Váhu a Bobrovca vystupujú elevácie obmedzujúce čiastkovú depresiu s mocnosťou paleogénu (bez bazálnej litofácie) cca 1200 m. Zaujímavý je nízky merný odpor podložja v priestore Benica —



Obr. 6. Odporová mapa Liptovskej kotliny. 1 — regionálny profil VES, 2 — flyšová litofácia ($\rho = 25-90$ ohm m), 3 — ílovcová litofácia a flyš s veľkou prevahou ílovca ($\rho = 8-25$ ohm m), 4 — predpaleogénne komplexy spolu s bazálnou litofáciou paleogénu ($\rho > 100$ ohm m), 5 — vrt
Fig. 6. Resistivity map of the Liptovská kotlina basin. — 1 regional VES profile, 2 — flysch lithofacies ($\rho = 25-90$ ohm m), 3 — claystone lithofacies and flysch with total predominance of claystones ($\rho = 8-25$ ohm m), 4 — pre-paleogene complexes, basal paleogene lithofacies ($\rho > 100$ ohm m), 5 — borehole

Bobrovec a pod Liptovským Krížom. Vo výplni prevláda ílovec.

PF 6—6', ktorý prechádza cez Liptovský Ján, Liptovský Ondrej a Konskú, zachytil kotlinu medzi Váhom na J a chočsko-podtatranským zlomom (strmý sklon na J) na S. V oblasti Liptovského Jána sa zistilo široké pásmo zníženého merného odporu podložia šírky cca 300 km s úklonom na S, na ktoré sa viažu vývery minerálnej vody v tejto oblasti. V priestore Liptovského Ondreja vystupuje čiastková depresia vyplnená cca 900 m mocnými flyšovými sedimentmi. Medzi Konskou a severným stykom kotliny s jej podložíom prevláda ílovec.

PF 7—7', je medzi Dovalovom a Račkovou dolinou a je pozoruhodný horizontálnou zmenou merného odporu výplne v strede rezu. Južné ukončenie kotliny je pravdepodobne tektonické (výška skoku cca 700 m) a v severnej časti sa interpretovali dva poklesové zlomy s malou amplitúdou pohybu.

PF 8—8' prechádza cez Hybe severným smerom. Severné aj južné obmedzenie kotliny je pravdepodobne tektonické. Mocnosť výplne dosahuje cca 800 m. Merný odpor výplne naznačuje, že v nej prevláda flyšová litofácia.

PF 9—9' PF 9a—9a' sú severovýchodne od Východnej a ukazujú na zmenšenie mocnosti paleogénnej výplne (flyš), pričom sa zistila značná mocnosť kvartérnych uloženín pravdepodobne glaciálneho pôvodu. V profile 9—9' bola v strednej časti detekovaná elevácia mezozoika (vystupujúca na povrch), pri severovýchodnom ukončení profilu 9a—9a' podtatranský zlom.

Geologické odporové rezy s geologickou interpretáciou odporových prostredí sú na obr. 5.

Plošné zobrazenie výsledkov regionálnych meraní VES

Regionálne geoelektrické odporové rezy boli podkladom na plošné zobrazenie niektorých fenoménov. Zostavila sa schematická odporová mapa najvrchnejších častí paleogénnej výplne, mapa mocnosti kvartérnej a paleogénnej (bez bazálnej litofácie) výplne kotliny a tektonická schéma, v ktorej sú vyznačené aj zóny zníženého merného odporu podložia.

V odporovej mape (obr. 6) sa podľa merného odporu rozlišujú nasledujúce prostredia:

— flyšová litofácia (bez flyšu a s vý-

raznou prevahou ílovca) s pomerom $P:I$ od 2:1 do 1:2 a možno do nej zaradiť aj neflyšový pieskovcový vývoj s merným odporom 25—90 ohm m,

— ílovcová litofácia s flyšom s pomerom $I:P$ nad 2:1 s merným odporom 8—25 ohm m,

— staršie komplexy ako ílovcová litofácia (bazálna litofácia paleogénu, mezozoikum vcelku a kryštalinikum) s merným odporom 100— ∞ ohm m.

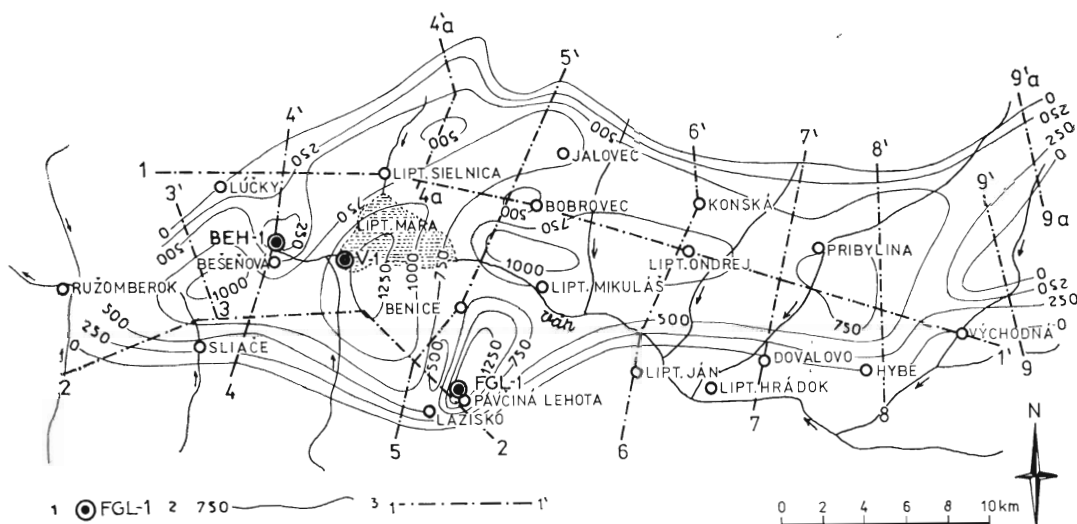
Ide o obdobu odkrytej geologickej mapy, lebo merný odpor reprezentuje odporové pomery vyčlenených prostredí pod povrchovou kvartérnou vrstvou. Členenie sa opiera o výsledky parametrických meraní VES pri vrtoch a na prirodzených odkryvoch.

Merný odpor 8—25 ohm m prevláda v priestore ohraničenom osadou Liptovská Teplá, Prosiek, Bobrovec, Liptovský Mikuláš, Benica, Vlachy, v ktorom podľa výsledkov vrtu V-1 a BEH-1 vo výplni vystupuje prevažne ílovec, ďalej pozdĺž južného okraja kotliny od Ludrovej až po Hybe a v úzkom pruhu na S kotliny (Jalovec — Konská).

Na väčšine územia sa zistil merný odpor 25—90 ohm m. Patrí flyšovej litofácii bez flyšu s naprostou prevahou ílovca. Relatívne najčistejší pieskovec má merný odpor odpovedajúci hornej hranici tohto intervalu.

Podrobné plošné odporové členenie paleogénnej výplne bolo predmetom podrobnejších etáp geoelektrického prieskumu.

Mapa mocnosti kvartérnej a paleogénnej (bez bazálnej litofácie) výplne kotliny (obr. 7) reprezentuje najnovšiu reinterpretaáciu výsledkov vertikálneho sondovania v Liptovskej kotline a v jednotlivostiach sa odlišuje od schémy mocnosti kvartérnej a paleogénnej výplne J. Hricka — V. Szalaiovej — L. Zbořila (1980, in Gross — Köhler et al., 1980), ktorá sa opiera najmä o výsledky plošných ťažových meraní.



Obr. 7. Mapa mocnosti kvartérnej a paleogénnej (bez bazálnej litofácie) výplne kotliny. 1 — vrt, 2 — izolína mocnosti výplne v metroch od povrchu, 3 — regionálny profil VES

Fig. 7. Map of thicknesses of quaternary and paleogene (without basal lithofacies) basin filling. 1 — borehole, 2 — isoline of basin filling in m from surface, 3 — regional VES profile

Rozdiely vychodia z toho, že nemožno úplne eliminovať vplyv hustotne anomálnych telies v podloží kotliny na jednej a geologické fenomény skresľujúce výsledky kvantitatívnej interpretácie kriviek VES na druhej strane (nehorizontálne odporové rozhrania).

V predkladanej schéme sme sa kvalitatívnym zhodnotením deformačného vplyvu geologických činiteľov pokúsili o reinterpretáciu staršej schémy. Mieru jej platnosti overia ďalšie vrtné práce.

Maximálna mocnosť paleogénu (bez bazálnej litofácie) sa zistila východne od osady Vluchy a v priestore Pavčinej Lehoty a presahuje 1250 m. Obidve depresie potvrdil štruktúrny vrt V-1 a FGL-1. Priebeh hlavných depresii (Ivachnová — Gôtovany — Jalovec, Liptovský Mikuláš — Liptovský Ondrej, Pavčina Lehota — Demänová, Liptovská Kokava) potvrdzuje hlavné tektonické smery v Liptovskej kot-

line — pozdĺžny smeru Z—V a priečny smeru SV—JZ.

Intervaly izolíní mocnosti sú: 0 m, 250 m, 500 m, 750 m, 1000 m a 1250 m.

Najvýraznejšie elevácie podložia vystupujú v priestore Bešeňovej (podľa vrtu BEH-1 je mocnosť paleogénu 96 m, minimálna z meraní VES cca 50 m) a v najvýchodnejšej časti skúmanej oblasti, kde mezozoikum vystupuje na povrch.

Treba pripomenúť, že bazálna litofácia paleogénu (mocná maximálne 200 m) sa odporovo od predpaleogénnych útvarov neodlišuje.

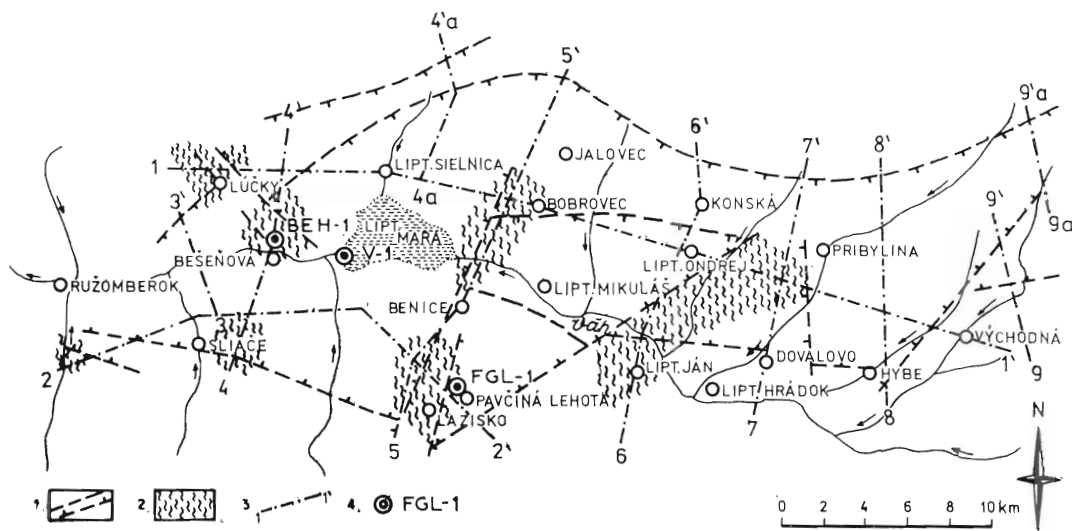
Tektonická schéma Liptovskej kotliny (obr. 8) vyjadruje plošný priebeh hlavných poklesových tektonických línií, ktoré sa v geoelektrických odporových rezoch prejavujú ako strmé odporové kontakty a náhlou výraznou zmenou mocnosti paleogénnej výplne (bez bazálnej litofácie paleogénnej výplne kotliny). Ak sú v tekto-

nickej schéme vyznačené sklony poklesovej tektoniky, sú veľmi strmé. Najvýraznejšou líniou je severné ohraničenie kotliny (chočsko-podtatranský zlom), ktorý je jednoznačne sklonený na J. Tektonické je aj južné ohraničenie kotliny a pozdĺžnej depresie — v strede kotliny medzi Liptovským Mikulášom a Liptovským Ondrejom. V schéme sme vykreslili aj niektoré línie smeru S—J, SZ—JV a SV—JZ ako aj plošne zobrazili zóny s relatívne nižším merným odporom podložia kotliny, ktoré sú priaznivými štruktúrami na akumuláciu minerálnej vody. Ide o oblasti: Lúčky, Bešeňová, Liptovské Sliače, Lazisko — Liptovský Kríž, Liptovský Ján, Pribylina. Väčšina známych výverov minerálnej vody patrí do zón zníženého merného odporu, príp. je v blízkosti tektonických línií. Pomerne veľká vzájomná vzdialenosť regio-

nálnych profilov VES nedovoľuje jednoznačne tvrdiť, že sú tieto nízkoohmické zóny medzi profilmi prepojené, a preto našu interpretáciu priebehu treba chápať ako schému spresňovanú ďalšími, podrobnejšími, etapami geofyzikálneho prieskumu a hydrogeologickými prácami.

Zhrnutie

Reinterpretáciou starších odporových meraní a parametrickými meraniami VES pri vrtoch, prirodzených a umelých odkryvoch sa v Liptovskej kotline analyzovali odporové vlastnosti hornín kryštalinika, mezozoika, paleogénu a kvartéru. Analýza umožnila geologicky interpretovať geoelektrické odporové rezy pozdĺž regionálnych profilov VES.



Obr. 8. Tektonická mapa Liptovskej kotliny. 1 — strmý odporový kontakt — predpokladaná tektonická línia, 2 — znížený merný odpor podložia ($\rho = 30-100$ ohm m) — priaznivá štruktúra na akumuláciu minerálnej vody, 3 — regionálny profil VES, 4 — vrt
 Fig. 8. Tectonic map of the Liptovská kotlina basin. 1 — steep resistivity contact — assumed tectonic line, 2 — lowered resistivity of basement ($\rho = 30-100$ ohm m) — favourable structure for accumulation of mineral waters, 3 — regional VES profile, 4 — borehole

Použitím staršieho vzťahu V. N. Dachnova (1953) sa spracovala tabuľka závislosti merného odporu karbonátov mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu, merného odporu podzemnej vody a pórovitosti a táto závislosť bola použitá pri interpretácii mapy merného odporu podložja kotliny. Znížený merný odpor podložja indikuje výskyt minerálnych vôd.

Uvedené vzťahy sa môžu aplikovať aj v ďalších geologicky analogických oblastiach Západných Karpát.

Pozdĺž regionálnych profilov VES boli zostrojené geoelektrické odporové rezy (štyrikrát prevýšené). V rezoch sa na základe odporovej analýzy vyčleňujú tieto prostredia: kvartérne sedimenty hrubšie ako 100 m ($\rho = 15\text{--}30\,000$ ohm m), flyšová litofácia paleogénu ($\rho = 25\text{--}90$ ohm m), ílovcová litofácia a flyš s pomerom ílovca k pieskovcu nad 2 : 1 ($\rho = 8\text{--}25$ ohm m), tektonicky porušené a skrasovatené staršie komplexy ako ílovcová litofácia ($\rho = 30\text{--}100$ ohm m) a kompaktné horniny podložja včítane bazálnej litofácie paleogénu ($\rho > 100$ ohm m).

Zóny zníženého merného odporu podložja (30—100 ohm m) pokladáme z hľadiska prítomnosti mineralizovanej podzemnej vody za najpriaznivejšie.

Na základe náhlych a výrazných zmien mocnosti paleogénnej výplne (bez bazálnej litofácie) a v miestach výrazných odporových kontaktov sa v rezoch stanovili pravdepodobné tektonické línie poklesového charakteru.

Plošným zobrazením fenoménov v regionálnych odporových rezoch sú pôvodné mapy, a to:

— Schematická odporová mapa Liptovskej kotliny, ktorá zobrazuje odporové členenie paleogénnej výplne na dve prostredia (8—25 ohm m a 25—90 ohm m). Toto členenie má význam pri posudzovaní vodopriepustnosti výplne.

— Mapa kvartérnej a paleogénnej moc-

nosti (bez bazálnej litofácie) výplne kotliny. Mapa je najnovšou reinterpretáciou výsledkov vertikálneho sondovania v Liptovskej kotline.

— Tektonická schéma Liptovskej kotliny, ktorá vyjadruje plošný priebeh hlavných poklesových tektonických línií. Najvýraznejšou líniou je chočsko-podtatranský zlom, ktorý je jednoznačne sklonený na J. Tektonickým sa javí aj južné ohraňenie kotliny v úseku Ploštín — Lazisko.

Schéma zobrazuje aj zóny s relatívne nižším merným odporom podložja, ktoré sú priaznivými štruktúrami na akumuláciu minerálnej vody.

Recenzoval P. Gross

LITERATÚRA

- Dachnov, V. N. 1953: Električeskaja razvedka nefannyh i gazovyh mestorozdenij. Moskva, Gostoptechizdat, s. 25—28.
- Gross, P. — Köhler, E. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, s. 20—72, 116—135.
- Hricko, J. 1975: Geoelektrické merania v oblasti Liptovskej kotliny. Manuscript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.
- Hricko, J. — Husák, L. — Franko, O. 1976: Použitie geofyzikálnych metód pri výskume minerálnych vôd Liptovskej kotliny. In: Aplikácia geofyziky v hydrogeológii a inžinierskej geológii. Brno, s. 797—805.
- Hricko, J. — Husák, L. 1977: Geofyzikálny výskum minerálnych vôd Liptovskej kotliny. Manuscript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.
- Chmelík, F. et al. 1963: Opěrná vrstva Vlachy-I. Práce Výzk. úst. čs. naftových dolů (Brno), 20, 92, s. 5—15.
- Janík, S. — Džuppa, P. 1970: Správa z geofyzikálnych meraní v Liptovskej kotline. Manuscript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.
- Klabenová, K. 1971: Správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Liptovská Porúbka. Manuscript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.
- Košický, E. 1968: Geofyzikálne merania v oblasti Liptovskej kotliny. Manuscript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.

Májovský, J. — Tkáčová, H. — Husák, L. 1972: Geofyzikálny výskum Liptovskej kotliny. Geoelektrické, termometrické a plynometrické merania z rokov 1971—1972. *Manuskript — Geofyzika Brno, závod Bratislava.*

Matvejev, B. K. 1964: Metodika grafičeskogo postrojenija krivyh električeskich zondirovanij. Moskva, Nedra, s. 2—13.
Zbořil, L. et al. 1977: Geofyzikálny výskum vnútrokarpatského paleogénu. *Manuskript. Geofyzika Brno, závod Bratislava.*

Regional vertical electrical sounding measurements (VES) in the Liptovská kotlina basin

JOZEF HRICKO

During last years the Liptovská kotlina basin (Northern Slovakia) was the object of intensive geological, hydrogeological and geophysical research and investigation, carried out within GÚDŠ, IGHP and GEOFYZIKA projects.

The regional VES measurements have been executed within basic geological research in the area in question. The VES profile lines have been located longitudinally (2 profiles) and transversally (9 profiles) to longer axis of the basin. Both ends of the profiles are connected on the outcrops of basement. The distance between individual VES points being of 500—2000 metres, AB max. = 6000 metres. The azimuth of electrical soundings is predominantly 90°. The Schlumberger arrays of electrode spacing have been used.

The aim of regional VES measurements has been as follows:

- to determine the underground geometry of prepaleogene basement
- to divide the individual lithological facies within basin fill
- to determine the thickness and distribution of paleogene lithofacies
- to detect the major fault tectonics
- to find out the accumulations of mineral ground water.

The analysis of resistivity properties of the Quaternary, Paleogene and basement rocks has been executed in area in question on the

basis of parametric VES measurements at boreholes and outcrops. It allowed us to carry out the geological interpretation of geoelectrical resistivity sections. The following media have been interpreted: Quaternary deposits thicker than 100 m ($\rho = 15\text{--}30\,000$ ohm m), flysch lithofacies ($\rho = 25\text{--}90$ ohm m), claystone lithofacies ($\rho = 8\text{--}25$ ohm m), compact basement rocks (Paleogene basal lithofacies, mesozoic, crystalline rocks, with resistivity higher than 100 ohm m) and disrupted basement ($\rho = 30\text{--}100$ ohm m).

Using V. N. Dachnov's formulae, the relations among resistivity of Paleogene basal lithofacies and mesozoic carbonates, resistivity of ground water as well as porosity have been determined. These relations (see Table I.) were used for hydrogeological interpretation of resistivity map of basement rocks. The lower resistivity of these rocks (less than 100 ohm m) indicates the occurrence of mineral ground water.

Following maps have been constructed on the basis of regional VES measurements in Liptovská kotlina basin: resistivity map of the Paleogene filling, map of thicknesses of Quaternary deposits and Paleogene filling (without basal lithofacies), tectonic map with the zones of lower resistivity of basement rocks, which correspond to favourable structures for accumulation of mineral waters.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Celoštátna konferencia Komplexný výskum a využitie Ag-Au surovín

V dňoch 26.—28. VI. 1984 v priestore veľkej sály podnikového riaditeľstva Rudných dolov Jeseník prebiehala celoštátna konferencia Komplexný výskum a využitie Ag-Au surovín. Usporiadal ju Český výbor spoločnosti priemyselnej chémie ČSVTS, organizačne za pomoci Domu techniky ČSVTS Ústí nad Labem a odborne v spolupráci s RD Jeseník, n. p.

Na konferencii sa zúčastnilo vyše 150 pracovníkov z výskumu, prieskumu, ťažby a spracúvania surovín Ag-Au. V rámci vlastného zasadania odznelo 63 referátov spätých s ústrednou témou.

Najviac referátov bolo o mineralogicko-geochemickom zhodnocovaní, paragenéze, distribúcii, prospekcii a perspektívach Ag-Au ložísk. Zaujímavé a podnetné príspevky sa dotýkali klasifikácie a typizácie ložísk Au, ich

genetického postavenia a ekonomického oceňovania.

Ďalším významným, aj keď množstvom príspevkov slabšie zastúpeným, bol okruh referátov o spôsoboch využitia surovín Au-Ag, metódach spracúvania koncentrátov a iných doteraz často orientačne overených aplikáciách technologicko-ekonomických podmienok úpravy rudy s obsahom Au-Ag.

Konferencia splnila úlohu zoznámiť geologickú verejnosť so súčasnými poznatkami a upevniť priateľské vzťahy medzi účastníkmi. Za to, ako aj za jej dobrú prípravu a priebeh patrí vďaka organizačnému výboru. Po tomto úspešnom podujatí sa obdobné akcie uskutočnia aj v budúcnosti. V najbližšom čase to má byť konferencia o stopových prvkoch.

Jozef Stankovič

Lubomil Zbořil — Miroslav Filo — Dušan Hovorka: **Poznanky geofyzikálneho výskumu východoafrickej metalogenetickej zóny** (Košice 22. 3. 1984)

Prednáška sa zaoberá geotektonickými podmienkami vzniku ložísk vzácnych a farebných kovov (najmä Pt a asociácie Ni, Cr, Cu, Co) vo východoafrickej metalogenetickej zóne a možnosťami ich geofyzikálneho vyhľadávania.

Východoafrická metalogenetická zóna je hlboko založeným zlomovým systémom prebiehajúcim v smere JJZ—SSV cez celý africký kontinent, a to z priestoru Juhoafrickej republiky až po Egypt a odtiaľ cez Červené more prechádza do Saudskej Arábie.

Hlbinný zlomový systém porušuje zemskú kôru, preniká až do vrchného plášťa, pričom jeho prejavy zahŕňajú značne široký stratigrafický diapazón. Periodické obnovenie jeho funkcie od proterozoika po recent, hlboké založenie a transkontinentálny prie-

beh ho dovoľujú zaradiť medzi lineamenty prvého radu. Geofyzika, najmä gravimetria v kombinácii s aeromagnetikou a inými metódami, sú pri mapovaní rudolokalizujúcich štruktúr v priestore opisovanej východoafrickej metalogenetickej zóny veľmi efektívne.

Ďalej sa prednáška venovala súčasným výskumom v sudánskej časti Red Sea Hills, ktoré je klasickou rudnou provinciou patriacou do severnej časti zóny. Prieskum v súčasnosti uskutočňuje expedícia zložená z pracovníkov Geofyziky Brno, závodu Bratislava, GÚDŠ Bratislava a Geologického prieskumu Spišská Nová Ves.

Prednáška analyzuje možnosť aplikovať geologicko-geofyzikálno-geochemický prieskum na priestor niektorých nádejných rudných štruktúr, ako sa javí z výsledkov regionálneho geofyzikálneho merania a z poznatkov diaľkového prieskumu, najmä družicových snímkov.

Komplexné spracúvanie geofyzikálnych údajov na prognózovanie nerastných surovín

ANDREJ STEINER*, LUDOVÍT KUCHARIČ*, IVAN PAVLÍK**, JÁN MIKUŠKA***,
MOJMÍR KANDRÍK*

* Geofyzika, n. p., stred. Sp. N. Ves, Sládkovičova 5, 052 01 Spišská Nová Ves

** Geofyzika, n. p., závod IVT, Ječná 29/a, 612 46 Brno

*** Geofyzika, n. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(5 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 8. 5. 1984

Комплексная обработка геофизических данных для прогнозирования полезных ископаемых

Комплексная обработка геофизических данных была сделана путём „классической интерпретации“ и путём применения эвм. Были использованы статистические методы: метод надёжности и метод коэффициентов информативности. Из нестатистических методов был использован синтаксический анализ. Полученные результаты показали надёжность такой методики при прогнозировании полезных ископаемых.

Complex working out of geophysical data on account of raw material prognosis

Complex working out of geophysical data has been performed via “classical interpretation” and via computer technique. Statistical methods have been used — a confidence method and a method of informative coefficients. A syntactic analysis has been used from nonstatistical methods. Obtained results have shown the positive of this method for raw materials prognosis.

Rastúce požiadavky a nároky na zvyšovanie podielu geofyzikálnych metód pri vyhľadávaní nerastných surovín sa prejavujú tlakom na zvyšovanie úrovne komplexného spracovania samostatných geofyzikálnych údajov, ako aj priamej syn-

tézy s geochemickými a geologickými údajmi.

Komplexne spracovať veľké množstvo údajov dnes nemožno bez použitia počítačov. Stačí azda pripomenúť schopnosť počítača spracovať jeden súbor nameraných

údajov viackrát za sebou pri zmenených parametroch, jeho relatívnu neomylnosť, sústavnosť a neovplyvniteľnosť počas jednej fázy spracúvania. Prirodzene, významným a neodmysliteľným faktorom zostáva a naďalej zostane intuícia interpretátora a tvorivá diskusia v riešiteľskom kolektíve.

Výsledkom komplexného spracovania je vedecká prognóza (napr. výskytu nerastnej suroviny, priebehu geologických štruktúr a pod.). Je evidentné, že komplexné spracovanie bez výsledku vo forme prognózy by nesplnilo cieľ a prognóza bez dôrazu na komplexnosť vstupných informácií, t. j. bez úsilia tvorivo využiť všetky dostupné a relevantné údaje, by nebola vedeckou.

Charakteristika problému

V rámci n. p. Geofyzika sa vytvorilo niekoľko riešiteľských tímov zaoberajúcich sa vývojom metodiky komplexného spracovania a rozpracúvania existujúceho, resp. nového matematického aparátu a aplikáciou metodiky na konkrétne úlohy spracovaním plošných alebo profilových dát.

Úlohou je pripraviť súbor matematicko-štatistických metód, resp. metód využívajúcich neštatistický aparát (napr. syntaktická analýza), ktoré možno aplikovať na profilové merania rozličnej mierky. Pretože pri súčasnom stave poznania nemožno matematické postupy unifikovať, resp. nemožno ich nasadiť pri akomkoľvek type úlohy (hydrogeofyzika, inžinierska geofyzika, rudná geofyzika atď.) a v ktoromkoľvek geologickom rajóne, vytýčili sme ich cieľ pripraviť poloprevádzkové nasadenie pre rajón SGR. Je prirodzené, že náš zámer vychádzal aj z prebiehajúcej akcie SGR-Geofyzika, pri ktorej sa používa bohatý komplex geofyzikálnych metód

spolu s geochemickými a geologickými pozorovaniami. Veľké množstvo údajov (cca 100—150 tisíc ročne) ťažko možno analyzovať bez počítačov a príslušnej matematicko-geofyzikálnej (geochemickej, geologickej) metodiky.

V prvej etape sme študovali postupy a metodiky používané v ČSSR a zahraničí, získavali skúsenosti, príp. výpočtové programy modifikované na používaný počítač (EMR Advance 6070).

V druhej etape sa vybrali menšie lokality (Hnilec-juh, 7 km², Betliar, 3 km²) a použil sa pri nich približne rovnaký komplex prieskumných metód ako pri úlohe SGR-Geofyzika. Cieľom etapy bolo otestovať prognostické postupy a algoritmy z hľadiska ich vhodnosti na prognózovanie oblastí nádejných na výskyt rudných surovín.

Tretia etapa, ktorá je v štádiu rozpracúvania, spočíva v tom, že sa získané poznatky aplikujú na časť regionálnych profilov akcie SGR-Geofyzika s tým, že sa v prípade pozitívneho výsledku celá metodika odovzdá do prevádzkového štádia.

Technická správa z tejto úlohy vedecko-technického rozvoja (Steiner — Mikuška et al., 1982) zahŕňa poznatky z prvej etapy a výsledky z druhej etapy chceme demonštrovať na lokalite Betliar — Straková Sb, Au.

Uvedené prieskumné územie sa nachádza severne od obce Betliar a Gemerská Poloma v okrese Rožňava. Severovýchodná časť plochy zahŕňa betliarsky granit lemovaný pomerne málo stlačenými porfyroidmi. Strednú a juhozápadnú časť tvoria sericiticko-chloritické fylity so silne zbridlčenými porfyroidmi. Úlohou geofyzikálneho prieskumu bolo zistiť hĺbkové pokračovanie betliarskeho granitu, lokalizovať významnejšie smerné a priečne zlomy a vyhľadávať prejavy Sb a inej

metódy možno zaradiť do skupiny analógie. Na základe porovnania nameraných polí, resp. ich transformácií nad zvoleným etalónom (ložisko, rudný výskyt a pod.), so skúmanou oblasťou, sa ako perspektívne vybrali úseky, ktoré sú „najpodobnejšie“. Ale algoritmy obidvoch metód sa veľmi odlišujú. Kým metóda koeficientov informativnosti vychádza z pôvodných príznakov (rozdelených do tzv. gradácií), metóda vierohodnosti, či presnejšie výpočet hustoty pravdepodobnosti výskytu etalónov, pracuje s hlavnými komponentmi spočítanými z pôvodných príznakov pomocou vlastných čísel a vlastných vektorov korelačnej matice (tab. 2). Ak sa nechce, resp. nemôže použiť etalón na predmetnú oblasť, je vhodné aplikovať hlavné komponenty samostatne na zistenie vplyvu skúmaných objektov na fyzikálne príznaky. Metóda koeficientov informativnosti uvažuje každý príznak samostatne a výsledok je sumáciou jednotlivých informativností, ale metóda vierohodnosti vychádza z aproximácie gaussovskou funkciou v k-rozmernom priestore hlavných komponentov. Matematický prepis algoritmov všetkých uvedených metód je v prá-

Na vlastné matematickoprognozne spracúvanie sa použili tri rozdielne metódy: koeficienty informativnosti, metóda viero-
hodnosti a syntaktická analýza. Prvé dve

[illegible]

Vlastné vektory a vlastné čísla
Proper vectors and proper numbers

Tab. 2

Hlavný komponent	ρ_{z2}	ΔT	ReHz	η_{z1}	ρ_{z2}	η_{z2}	Hg	U	K	Th	Vlast. číslo
1	0,13	0,01	0,02	0,53	0,32	0,53	0,19	0,09	-0,43	-0,30	2,66
2	0,66	0,03	-0,36	-0,10	0,55	-0,08	0,01	0,07	0,23	0,22	1,76
3	-0,20	-0,33	-0,26	0,27	-0,20	0,26	0,42	0,23	0,28	0,54	1,14
4	-0,05	0,61	0,14	0,02	-0,03	0,04	-0,07	0,75	0,14	0,06	1,00
5	-0,01	0,66	-0,10	-0,01	-0,07	0,01	0,54	-0,48	-0,03	0,13	0,99

cach viacerých autorov (Stehlik, 1980; Mašín — Mašková, 1980; Bárta, 1983). Príslušné programy opísal J. Daňko et al. (1981, 1982, 1983).

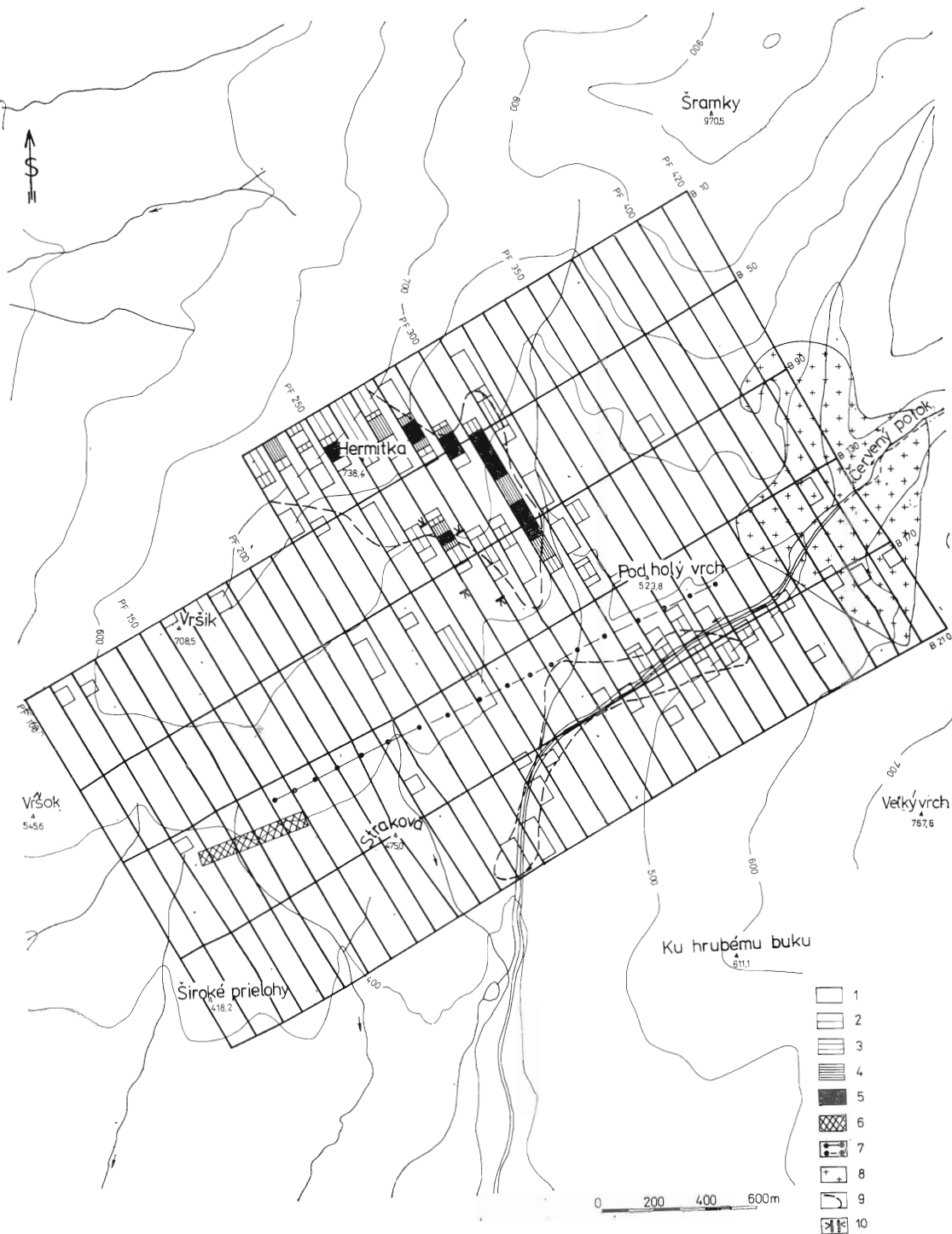
Istou nevýhodou štatistických metód sú rozličné matematické predpoklady o vlastnostiach spracúvaných súborov, ktoré sa v praxi zvyčajne nespĺnia. Je pravda, že dosť metód „funguje“ aj v prípadoch matematicky nie úplne korektných, ale interpretátor musí počítať s možným výskytom istých chýb či nepresností. Metóda koeficientov informativnosti napríklad predpokladá normalitu rozdelenia a nezávislosť príznakov. Prvý predpoklad sa spravidla dá obísť vhodnou transformáciou, ale keď sa vyberú iba tie príznaky, ktoré sú štatisticky nezávislé (napr. t-testom pre korelačný koeficient), rozsah súboru sa podstatne zmenší. Metóda vierohodnosti má síce výhodu v tom, že pracuje v priestore hlavných komponentov, ktoré sú nezávislé, ale pri výpočte vlastných vektorov sa

uvažuje celý súbor, čo zase komplikuje spracúvanie oblastí meraných postupne (pridávaním nových dát sa pôvodné výsledky menia).

Všeobecne možno povedať, že každá štatistická metóda má prednosti aj nevýhody a do značnej miery závisí od skúseností (niekedy azda aj od intuície) spracovávateľa, ktorú metódu na riešenie konkrétneho problému zvolí. Metódy použité v tejto úlohe sa vybrali na základe poznatkov z riešenia problémov podobného charakteru (Daňko et al., 1982). Aplikáciu dvoch rozličných a viac-menej nezávislých metód pokladáme za výhodnú najmä pre možnosť konfrontácie výsledkov.

Tretia z metód — syntaktická analýza — je jedným z moderných spôsobov rozpoznávania obrazcov a dnes sa využíva napríklad pri hodnotení družicových snímkov. Svojou povahou sa od predchádzajúcich metód podstatne odlišuje tým, že nevychádza zo štatistických princípov a

Obr. 1. Mapa sumárnej anomálie z klasickej interpretácie. 1 — úsek s hodnotou koeficienta anomálnosti (3—4), 2 — (5—6), 3 — (7—8), 4 — (9—10), 5 — (11—13), 6 — staré banské práce, 7 — priebeh žily Betliar-Straková (zistený a predpokladaný), 8 — východ betliarskeho granitu, 9 — výskyt grafitizovaných hornín, 10 — etalónové úseky
 Fig. 1. Map of total anomaly from "classical" interpretation. 1 — section with the value of "an anomalous coefficient" (3—4), 2 — (5—6), 3 — (7—8), 4 — (9—10), 5 — (11—13), 6 — old mining workings, 7 — course of the Betliar-Straková vein (ascertained and presumed), 8 — outcrop of the Betliar granite, 9 — occurrence of graphitic rocks, 10 — example sections



do značnej miery zodpovedá klasickej interpretácii alebo, zjednodušene povedené, vyhľadáva anomálie vopred zadaného tvaru. Tieto anomálie sú reprezentované tzv. slovami nejakého formálneho jazyka opísaného istou gramatikou (napr. Bárta, 1983). Je dôležité si uvedomiť, že aj táto metóda patrí do skupiny metód využívajúcich princíp analógie. Dal by sa totiž zostaviť program, ktorý by na základe zadanej „trénovacej množiny“ príslušné gramatiky sám konštruoval. Ale výber takejto množiny je komplikovaný, a preto sme dali prednosť ručnému spôsobu. Tvary záujmových anomálií (a teda aj gramatika) sa konštruujú na základe skúseností interpretátorov s prihliadnutím na povahu fyzikálnych polí nameraných na rozličných etalónoch. Pri tvorbe slov je dôležitá voľba rozlišovacieho prahu (rozdiel medzi dvoma susednými hodnotami). Nevyhnutnou, ale nie postačujúcou podmienkou je, aby jeho hodnota prevyšovala strednú chybu merania. Pri nízkom prahu možno získať rozsiahlu množinu anomálií zastierajúcu možný perspektívny úsek a pri vysokom naopak odfiltrovať značný počet významných anomálií. Pri tvorbe slov si treba ďalej uvedomiť, že sa nedajú postihnúť všetky teoretické možnosti tvaru záujmovej anomálie istého príznaku, a preto voľba optimálneho tvaru závisí od subjektu riešiteľského kolektívu.

Výsledný prognózný prejav v syntaktickej analýze možno získať rozličným spôsobom. Jednou z možností je prostá sumácia výskytu anomálií z rozličných príznakov, ktorú možno kvalitatívne ovplyv-

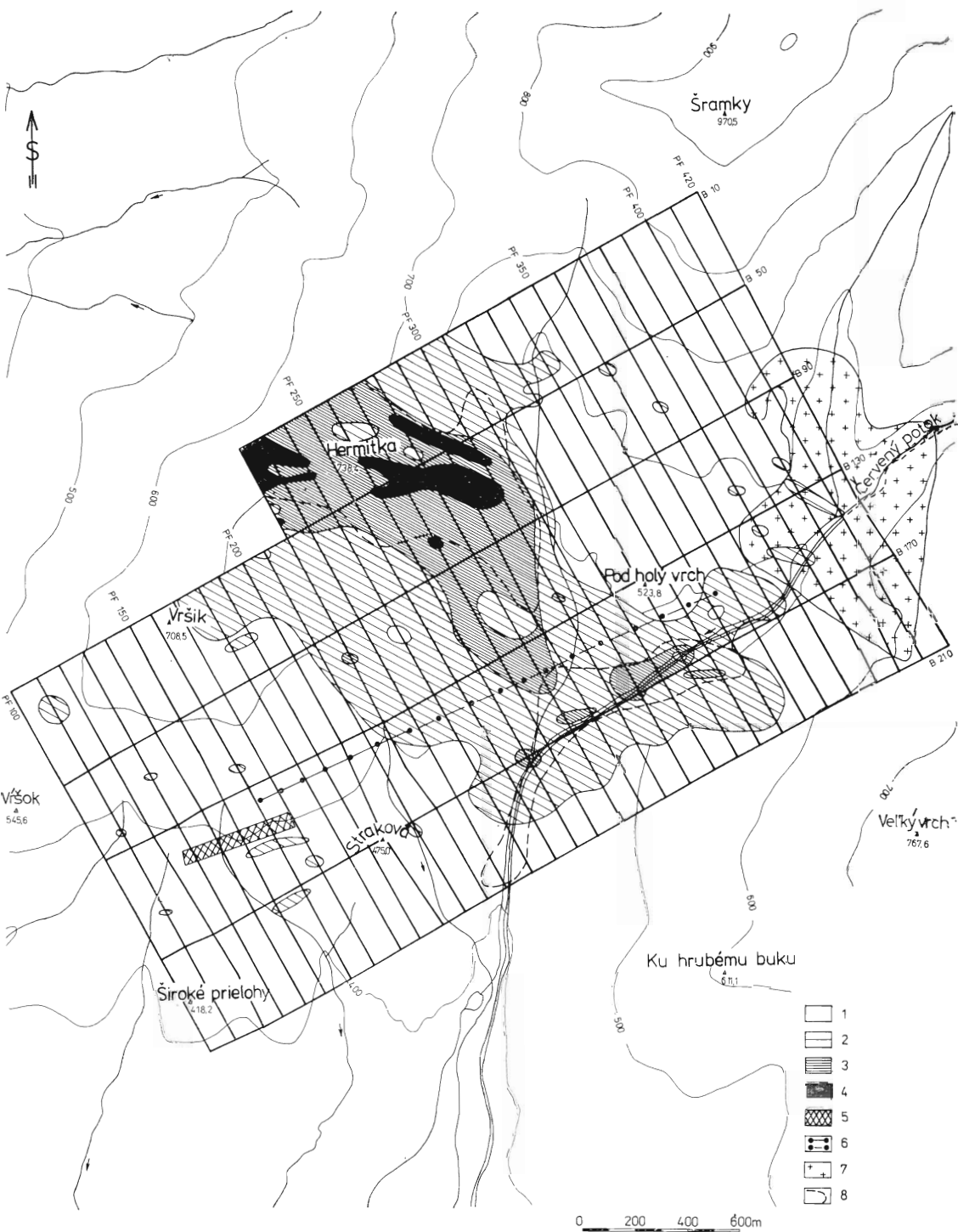
niť zavedením zvýšených váh pre preferované príznaky. Iná možnosť je vyhľadávanie vopred zostavenej kombinácie slov zo všetkých metód a tá charakterizuje daný objekt. Hľadaná kombinácia sa dá získať z princípu analógie a testovacími meraniami známych rudných objektov. Vhodnejší je druhý spôsob, lebo poskytuje možnosť zakomponovať ďalšie „negeofyzikálne“ príznaky (geologické, geochemické, morfológické atď.), ktoré sa nemusia, resp. nemôžu kvantifikovať.

Diskusia

Na hodnotenie sme získali výsledky z „klasickej“ interpretácie, metódy vierozhodnosti, metódy koeficientov informatívnosti, syntaktickej analýzy a okrem toho sme využili aj rozloženie hlavných komponentov. Tie sa najprv konfrontovali so súčasnými geologickými poznatkami a potom porovnávali navzájom s prihliadnutím na príspevok príslušnej metódy priamo do úlohy vyhľadávať rudolokalizujúce oblasti.

— Mapa sumárnej anomálie z geofyzikálnych metód (obr. 1) sumarizuje anomálie jednotlivých príznakov (Steiner, Kucharčí, 1984). Prevažná časť anomálnych úsekov je akumulovaná do dvoch oblastí (izometrická oblasť v širšom okolí kóty Hermitka a líniová anomália vo východnej časti plochy). Tieto územia korešpondujú s výskytom polôh hornín s grafitom, na ktorých kontakt sa predmetné anomálne úseky viažu. Takéto oblasti sú podľa ana-

Obr. 2. Mapa izolínií I₁ hlavného komponenta (f_1). 1 — hodnota f_1 (—2,2)—(—0,74), 2 — f_1 (—0,74)—0,72, 3 — f_1 0,72—2,18, 4 — f_1 2,18—3,64, 5 — staré banské práce, 6 — priebeh žily Betliar-Straková (zistený a predpokladaný), 7 — východ betliarskeho granitu, 8 — výskyt grafitizovaných hornín
Fig. 2. Map of isolines of the 1st main component (f_1). 1 — values of f_1 (—2,2)—(—0,74), 2 — f_1 —0,74—0,72, 3 — f_1 0,72—2,18, 4 — f_1 2,18—3,64, 5 — old mining workings, 6 — course of the Betliar-Straková vein (ascertained and presumed), 7 — outcrop of the Betliar granite, 8 — occurrence of graphitic rocks



lógie z iných častí Spišsko-gemerského rudohoria nádejné na výskyt hydrotermálnych kremeňovo-sideritových ($\pm$ sulfidy) žíl. Pôvodný zámer — priame zistenie kremeňovo-antimonitovej žily Betliar — Straková — prekonáva indikačné schopnosti použitého komplexu metód.

Mapa rozloženia hlavného komponenta (obr. 2) v hrubej aproximácii zosumarizovala obidve anomálne oblasti tak, ako sú na obr. 1 s tým, že ich rozčlenenie je v podstate možné. Anomálna oblasť je odrazom maximálnej nerovnorodosti príznakov v rámci celého skúmaného územia. Napriek tomu, že táto metóda slúži ako podklad na aplikáciu metódy vierohodnosti, je vlastne primárnym obrazom účinnosti použitých geofyzikálnych metód, a to znamená, že vnútri anomálnej oblasti možno predpokladať najkoncentrovanejší výskyt objektov (rudných či litologických), ktoré majú vplyv na vznik geofyzikálnych anomálií. Na obr. 2 je I. hlavný komponent (ktorý v danom prípade poskytuje najviac informácií — najvyššie vlastné číslo), aj keď všeobecne aj ďalšie komponenty môžu poskytnúť doplnkovú, resp. novú informáciu.

Metóda vierohodnosti a koeficientov informatívnosti, ako sa už spomenulo, sa zakladá na porovnaní anomálnych objektov so zadaným etalónom. V prípade lokality Betliar bol výber etalónov zložitý. Rudná, žilná štruktúra Betliar — Straková sa priamo neodráža vo fyzikálnych poliach v tých častiach plochy, v ktorých ju zistili technické práce, a preto bolo nevyhnutné zvoliť etalóny na základe nepriamych príznakov (empiricky). Tento spôsob sa niekedy ukazuje ako lukratív-

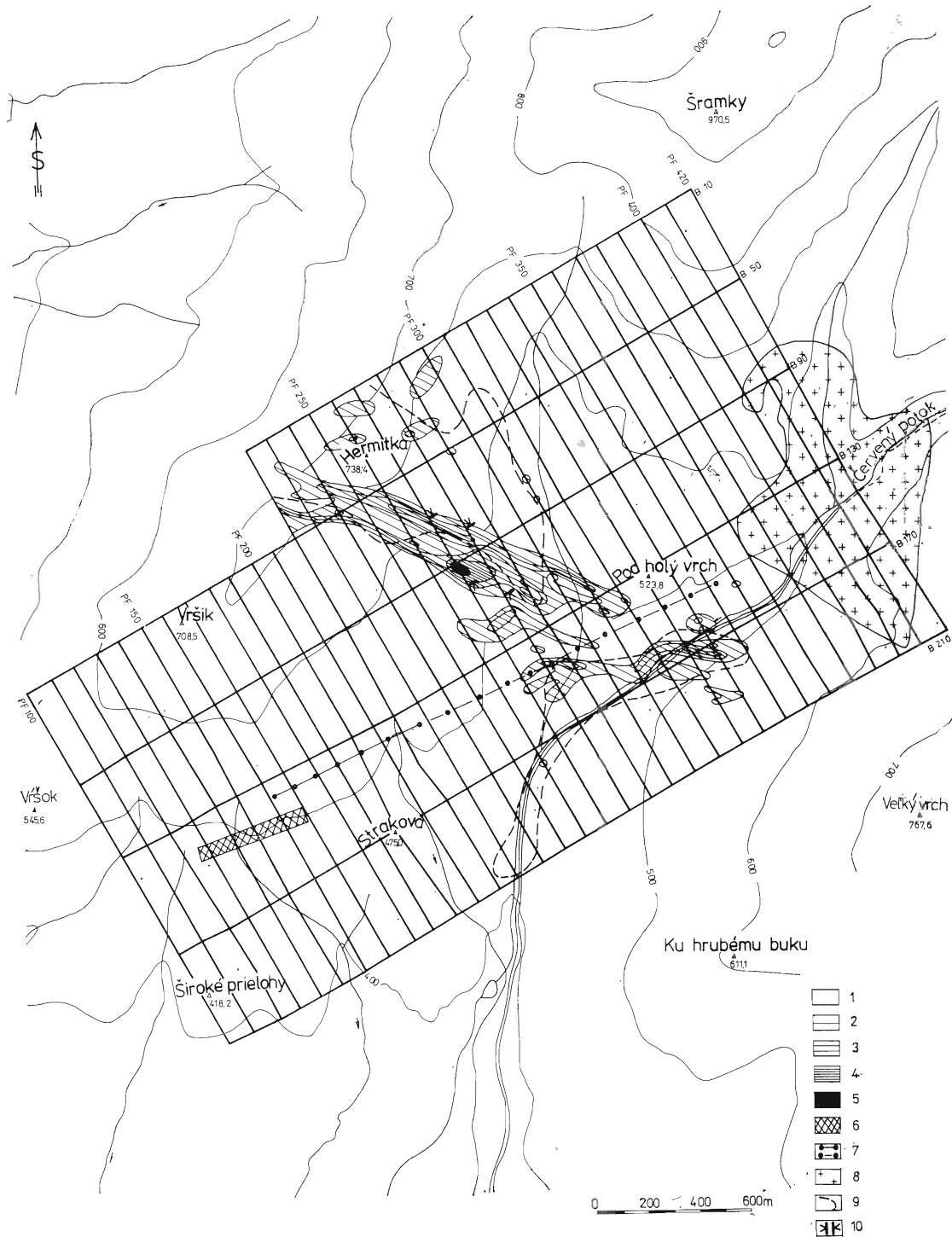
nejší, pretože mechanická voľba etalónu nad geologickým objektom môže priniesť množstvo dezinformácií. Zvolený etalón (obr. 3, 4) zodpovedá geologicko-geofyzikálnym kritériám opísaným pri obr. 1.

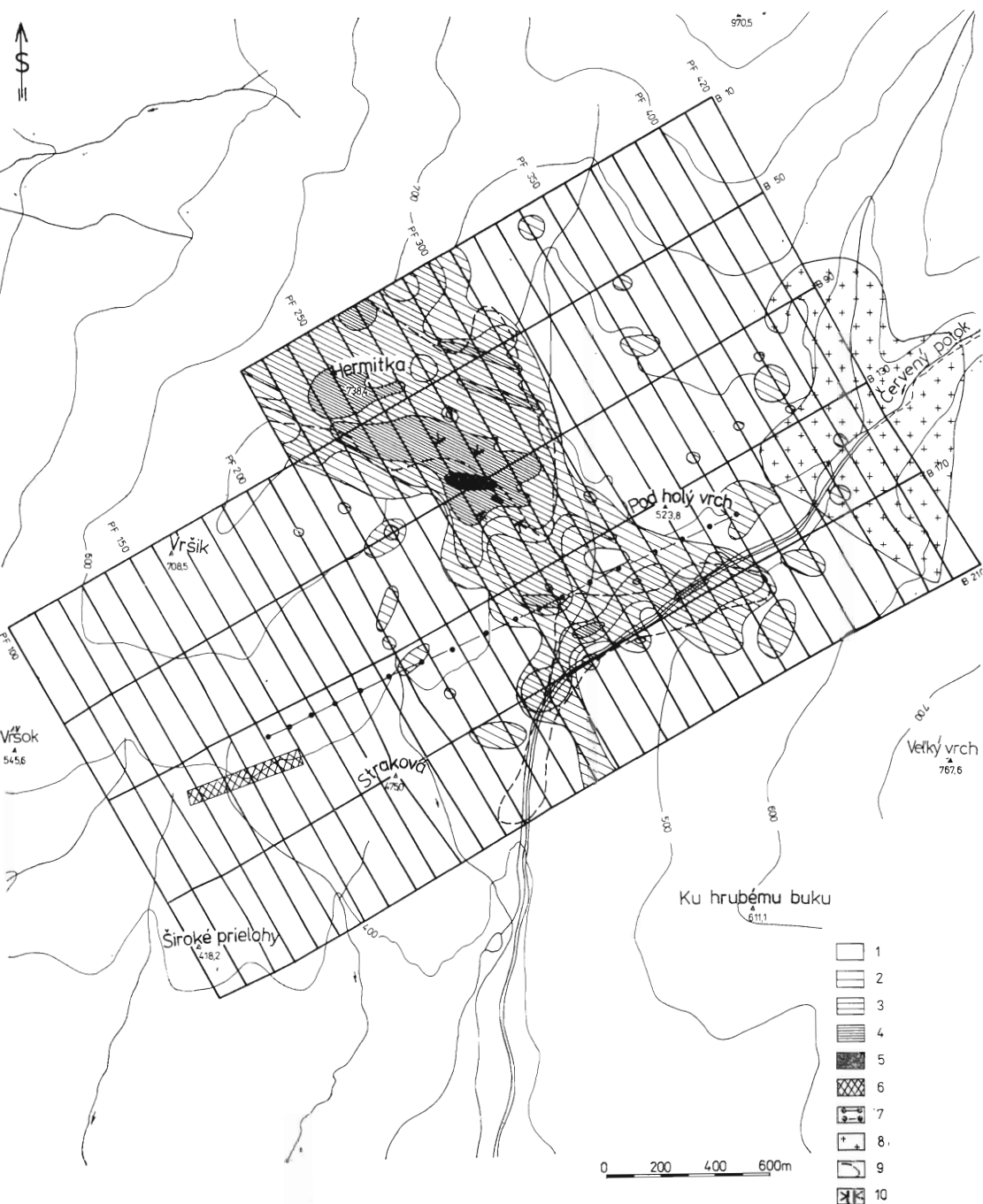
Možnosť zistiť prognózne oblasti metódou vierohodnosti vychodí nielen z voľby etalónu, ale aj z voľby priemeru Gaussovej funkcie rozdelenia (Daňko et al., 1980, 1981). Ak sa požaduje, aby sa vyhľadávaný objekt čo najvernejšie podobal etalónu (vysoká hustota pravdepodobnosti výskytu), volí sa menší priemer a naopak a pri istom zovšeobecnení možno jeho rozmer zväčšiť. Prax ukázala, že je vhodné vyskúšať dva, resp. viac polomerov. Obr. 3 dokumentuje použitie najvyššej hustoty pravdepodobnosti výskytu objektu podobného zvolenému etalónu ($R = 0,7$). Anomálna oblasť je od svojho okolia prísne odseparovaná a úzko korešponduje s výskytom zlomu/prešmyku smeru V.—Z. Tento smer sa vo väčšej časti staršieho paleozoika SGR pokladá za rudolokalizujúci.

Podobné výsledky sa dosiahli aj metódou koeficientov informatívnosti (obr. 4), ale s tým rozdielom, že vyčlenená oblasť je pri zachovaní generálneho smeru anomálie širšia. Čiastočnou nevýhodou je, že metóda pracuje s absolútnymi hodnotami jednotlivých príznakov, čo môže niekedy viesť k „zastreniu“ anomálnych javov. Istá nekorektnosť z matematického hľadiska (použitie aj korelujúcich príznakov) môže v niektorých prípadoch z hľadiska geologickej interpretácie značiť pozitívum.

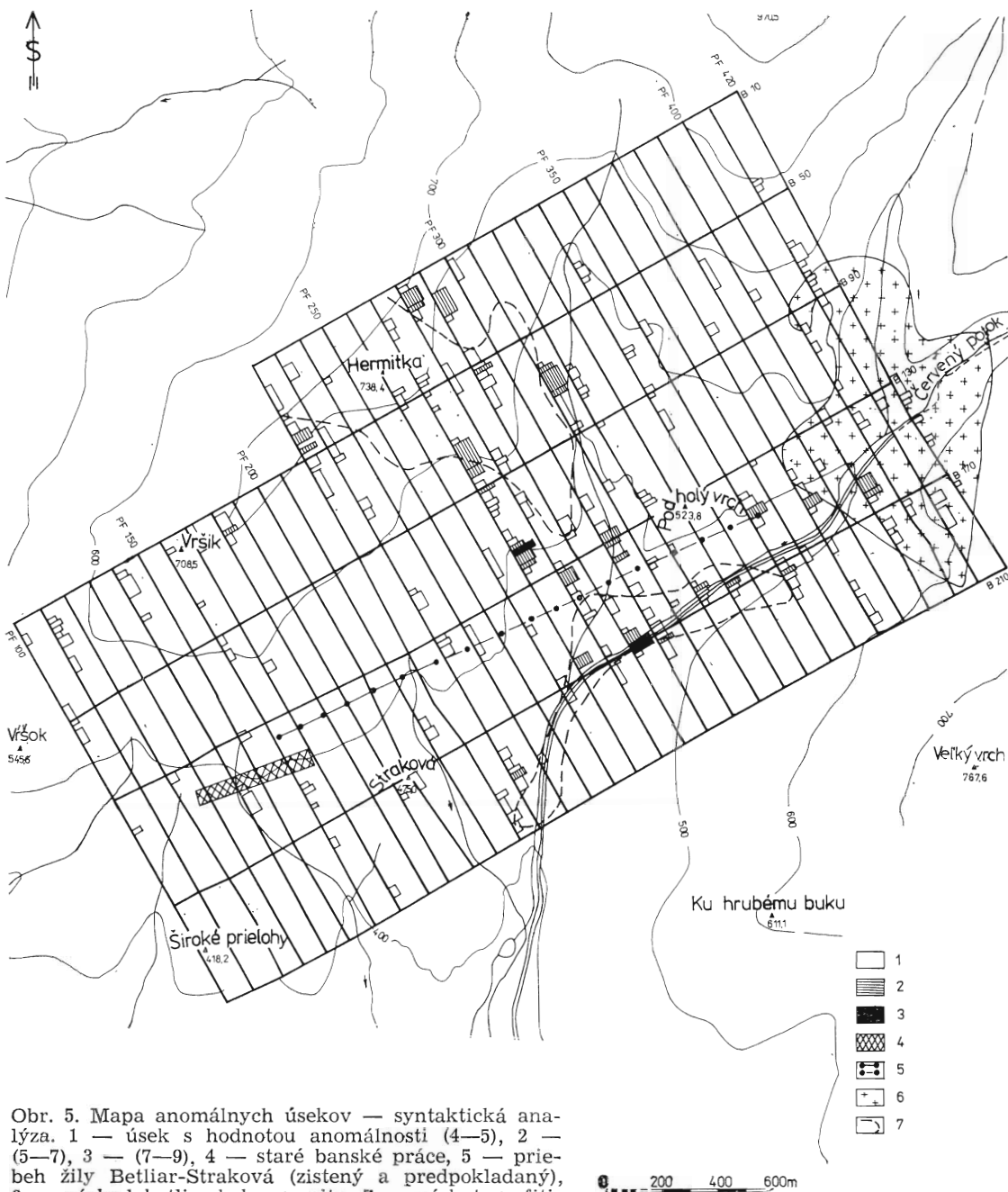
Zavedenie metódy syntaktickej analýzy do súboru prognózných postupov novým prístupom k interpretácii geofyzikálnych údajov neštatistickou formou. Aj keď je

Obr. 3. Mapa izolíní hustoty pravdepodobnosti výskytu etalónov (metóda vierohodnosti). 1, 2, 3, 4, 5 — intervaly rozličnej hustoty pravdepodobnosti výskytu etalónov (od najnižšej až po najvyššiu), 6, 7, 8, 9, 10 — ako pri obr. 1.
Fig. 3. Map of example occurrence probability density isolines (confidence method). 1, 2, 3, 4, 5 — intervals of different probability density of examples occurrence (from the lowest to the highest) 6, 7, 8, 9, 10 like in Fig. 1





Obr. 4. Mapa izolíní koeficientov informatívnosti. 1, 2, 3, 4, 5 — intervaly podobnosti (od najnižšej po najvyššiu), 6, 7, 8, 9, 10 — ako pri obr. 1
 Fig. 4. Map of informative coefficients isolines. 1, 2, 3, 4, 5 — intervals of "likeness" (from the lowest to the highest), 6, 7, 8, 9, 10 like in Fig. 1



Obr. 5. Mapa anomálnych úsekov — syntaktická analýza. 1 — úsek s hodnotou anomálnosti (4—5), 2 — (5—7), 3 — (7—9), 4 — staré banské práce, 5 — priebeh žily Betliar-Straková (zistený a predpokladaný), 6 — východ betliarskeho granitu, 7 — výskyt grafiti-zovaných hornín

Fig. 5. Map of anomalous sections — syntactic analysis. 1 — section with anomalous value (4—5), 2 — (5—7), 3 — (7—9), 4 — old mining workings, 5 — course of the Betliar-Straková vein (ascertained and presumed), 6 — outcrop of the Betliar granite, 7 — occurrence of graphitic rocks

celá aplikácia doteraz v „pokusnom štádiu“, dosiahnuté výsledky si zasluhujú pozornosť. Z obr. 5 je badateľná veľká podobnosť s klasickou interpretáciou (obr. 1) so zachovanými generálnymi smermi anomálnych oblastí (mapa je zostavená sumáciou s použitím váh). Pozoruhodné sú oblasti, ktoré nie sú v klasickej ani v štatistických metódach badateľné. Ide o anomálie sústredené v severovýchodnej a juhovýchodnej časti plochy. Ich pozícia, t. j. kontakt betliarskeho granitu, resp. oblasť starých banských prác, svedčí o tom, že sú pravdepodobne odrazom zrudňovacích procesov. K takémuto záveru možno dôjsť po následnej analýze združených anomálnych úsekov, t. j. zistiť príspevky jednotlivých príznakov do sumárnej anomálie.

Po celkovom zhodnotení použitých interpretačných postupov možno konštatovať, že metódu hlavných komponentov je vhodné použiť ako prvotnú na nezávislú a objektívnu charakteristiku skúmanej plochy. Metóda vierohodnosti prináša pozitívum v tom, že pracuje s vlastnými číslami vektorov (na rozdiel od metódy koeficientov informatívnosti) a výstižne vyčleňuje prognózne úseky vzhľadom na zvolený etalón. Metóda koeficientov informatívnosti môže poskytnúť doplnkové informácie, príp. zvýrazniť výsledky predchádzajúcej metódy. Syntaktická analýza sa v danom štádiu rozpracovania ukazuje ako perspektívna, ale treba spresniť spôsob tvorby slov a viet.

Výsledky všetkých metód sa od „klasickej interpretácie“ v podstate neodlišujú, ale každá z nich prináša aj nové poznatky, ktoré sa pri klasickej interpretácii potiahi.

Záver

V súvislosti s konštatovaním v závere diskusie môže vzniknúť otázka, čo je prí-

nosom matematických prognózných postupov. V prvom rade to, že novozískané doplnkové poznatky sú často závažné a môžu rozhodujúcim spôsobom vplývať na tvorbu prognózných kritérií v záujmovej oblasti. Cieľom tohto úsilia je automatizovať proces prípravy interpretačných podkladov do takej miery, že sa terénne dáta môžu digitalizovanou, resp. inou vhodnou formou dodávať do počítača a že riešiteľovi poskytnú výstup z celého súboru matematických metód prognózovania (tým sa vlastne opustí zdĺhavá etapa zostavovania máp profilov a izolínií, resp. korelačných schém), ktorý bude ďalej geologicky interpretovať.

To si vyžaduje kvalitatívnu zmenu doteraz používaného prístrojového parku, ako aj jednoduchší prístup geofyzikálneho riešiteľa k počítaču.

Uvedený príklad použitých konkrétnych matematických postupov nevyčerpáva možnosti využitia týchto metód. V súčasnom stave poznania je možný výber ďalších spôsobov matematického spracovania alebo hľadania nových ciest hodnotenia získaných údajov a ich flexibilná modifikácia vzhľadom na konkrétnu lokalitu, mierku prieskumu a geologický cieľ.

Recenzoval V. Pašteka

LITERATÚRA

- Bárta, R. 1983: Aplikácia syntaktického prognózovania obrazcov v geofyzike. [Diplómová práca.] *Manuskript* — MFF Bratislava. 42 s.
- Daňko, J. — Pavlík, I. — Rejl, L. — Zabadal, S. 1981: Vývoj metodiky komplexní interpretace geofyzikálních dat. [Etapová zpráva úkolu FTR č. 7515.] *Manuskript* — *Geofyzika, závod IVT Brno*. 34 s.
- Daňko, J. — Pavlík, I. — Rejl, L. — Zabadal, S. 1982: Vývoj metodiky komplexní interpretace geofyzikálních dat. [Etapová zpráva úkolu FTR č. 7515.] *Manuskript* — *Geofyzika, závod IVT Brno*. 38 s.

- Daňko, J. — Pavlík, I. — Rejl, L. — Zabadal, S. 1983: Vývoj metodiky komplexní interpretace geofyzikálních dat. [Etapová zpráva úkolu FTR č. 7515.] *Manuskript — Geofyzika, závod IVT Brno, 35 s.*
- Mašín, J. — Mašková, A. 1980: Matematické metody prognózování. [Etapová zpráva.] *Manuskript — Geofyzika, závod Praha, 33 s.*
- Stehlík, E. 1980: Vymezení oblastí nádejných na výskyt Cu-Pb-Zn ložisek na základe statistického zpracování geofyzikálních a ložiskově-geologických podkladů. [Habilitační práce.] *Manuskript — PŘF UK Praha, 156 s.*
- Steiner, A. — Mikuška, J. — Pavlík, I. — Kucharič, L. — Ferenc, P. 1982: Prognózovanie perspektívnych rudných oblastí na základe komplexných geofyzikálnych meraní. [Technická správa úlohy FTR.] *Manuskript — Geofyzika, závod Bratislava, 37 s.*
- Steiner, A. — Kandrík, M. — Bodnár, J. — Jančí, J. 1983: Betliar — Straková Sb, Au. [Závěrečná správa.] *Manuskript — Geofyzika, závod Bratislava, 46 s.*
- Steiner, A. — Kucharič, L. 1984: Prognózovanie nádejných rudných oblastí na základe komplexných, profilových geofyzikálnych meraní. *Geol. průzk. (in press).*

Complex working out of geophysical data on account of mineral raw material prognosis

ANDREJ ŠTEINER — LUDOVIT KUCHARIČ — IVAN PAVLÍK — JÁN MIKUŠKA —
MOJMÍR KANDRÍK

Large amount of entrance data obtained from geophysical and other prospection procedures and aimed at ore mineralisation area prognosis require the most objective analysis and synthesis. It is possible to secure this demand only with complex working out of entrance data using computer technique and non-substituting role of the working-team.

Characteristic of problem

It is necessary to prepare and elaborate set of mathematical, statistical and also non-statistical methods (e. g. syntactic analysis) which can be applied to measurements of different prospection scales. At the present-day stage of knowledge it is impossible to unify mathematical proceedings or their applications for arbitrary type of work (hydrogeophysics, engineering geophysics, ore prospection geophysics etc.) and also arbitrary geological area. That's why we set the aim to prepare semi-working application for the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. area and for mineral raw material prognosis.

At the first stage we have studied and tested proceedings and methods used in the ČSSR and abroad. We have obtained ex-

perience and computer programs respectively. These programs have been modified for computer used and for specific obtaining of primary data (major part of work deals with area values, not with profile ones).

At the second stage a small locality has been chosen. Comparisons of interpretations (using and without using computer technique) and geological conclusions have been made on this locality. Complex of geophysical and geochemical data is similar here as on the SGR-Geophysics work.

Above mentioned prospecting area is situated north of Betliar and Gemerská Poloma in the district of Rožňava. The northeastern part of this area includes the Betliar granite outcrop which is rimmed with relatively little pressed porphyroids. The middle and southwestern parts of this are built by sericite — chlorite shales and schistous porphyroids. The tasks of geophysical prospection were as follows: to ascertain a continuation of the Betliar granite towards depth, to localize more important axial and transversal tectonic lines and to prospect antimony and other ore mineralisations near present-day surface and also in deeper geological environments. The distance of profiles was 100 m, the step of measurement on

profile was 20 m in regular network. Following geophysical methods have been used to solve above mentioned tasks: method of induced polarization (in two arrangements), method of symmetrical resistivity profiling (in two distances), vertical electrical sounding, magnetometry, gammaspectrometry, mercurymetry, method of very long waves (in inductive version), self — potential method and gravimetry. The length of profiles was from 1,600 m to 2,000 m.

Working out method

Ten symptoms (η_{z1} , η_{z2} , ρ_{z1} , ρ_{z2} , ΔT Hg, K, U, Th, ReHz) have been chosen from the available association of symptoms. Elementary statistical parameters have been computed for these symptoms.

Three different methods have been used for proper mathematical working out: informative coefficients, confidency method and syntactic analysis.

Generally speaking each of above mentioned method has advantages and disadvantages of its own. It depends on experience (sometimes probably on intuition) of worker. He chooses a method or combination of methods for solution of concrete task. Application of two different methods appears us as advantageous, above all from the point of view of results confrontation.

Discussion of results

Results of applied methods have been compared with each other and at the same time with "classical" interpretation (Fig. 1).

After comprehensive evaluation of applied interpretation proceedings we can state that distribution of main components (Fig. 2) is suitable to use as primary one. It can be used for independent characteristic of investigated

area. Confidence method (Fig. 3) is positive, because it works in the level of main components which are independent (unlike method of informative coefficients) and it separates prognostic sections truthfully regarding to the chosen example. The method of informative coefficients (Fig. 4) can give supplementary information, or it can strengthen the results of previous method.

Above mentioned methods unlike "classical" interpretation are influenced by the lithological factor less and the course of anomalous zones answers to the structural situation more (Steiner et al., 1983).

Application of syntactic analysis to the association of prognostic proceedings is a new access to the interpretation of geophysical data by nonstatistical forms. Achieved results deserve attention, although the whole application is at an experimental stage at present. Fig. 5 shows a close similarity to the "classical" interpretation (Fig. 1). It also shows a close similarity to the conserved directions of anomalous areas. There are some remarkable areas which are not noticeable neither in "classical" nor in statistical methods.

Conclusion

Progress of mathematical prognostic methods resides in the relevant character of new obtained knowledge which decisively influence the creation of prognostic criteria in the area of question. Further contribution of mentioned methodics (after acceleration of interpreted data preparation — field data are given into the computer directly in digital form) can be seen in the possibility to interpret directly results of individual mathematical procedures without map, profile or isoline compilation.

Preložil L. Divinec

Poznatky z prieskumu a geologického dozoru prečerpávacej vodnej elektrárne Čierny Váh

VILIAM NEVICKÝ

IGHP, n. p., závod Žilina, Rajecká cesta, 010 51 Žilina

(2 obr. v texte)

Doručené 13. 2. 1984

Сведения полученные при разведке и геологическом наблюдении пере- черпывающей водной электростанции

Район перечерпывающей водной электростанции (ПВЭ) Чирны Ваг имеет сложные геологическо-тектонические и фундаментальные условия. Постройка верхнего водоёма расположена на территории с карстовыми феноменами а нижний водоём на тектонической зоне. Вопросы связанные со стабилизацией склонов правобережья плотин и другие сведения полученные в результате инженерногеологической разведки и геологического надзора для этого сооружения и являются предметом этой работы.

Knowledge from geological investigation and supervision of the pumped storage hydroplant Čierny Váh

There are very complicated geological, tectonic and foundation conditions on the place of the erected Čierny Váh drawing hydraulic power-station. The contents of submitted article is as follows: foundation of the upper basin on the area with demonstration of atypical karst phenomenon; foundation of the lower basin dam on valey fault zone; problems of slope stability of the right-hand valey bank and other knowledge obtained in the course of engeneering-geological investigation and geological supervision for this construction.

O výstavbe prečerpávacej vodnej elektrárne Čierny Váh (ďalej PVE) sa uvažovalo a rozhodovalo dlhší čas. Prvý nekomplexný orientačný prieskum otázku realizovateľnosti diela nezodpovedal. Celková stabilita územia, relatívne nevhodná zá-

kladová pôda pod plánovanou elektrárnou a nebezpečenstvo krasu v hornej riadri boli príčinou toho, že sa konečné rozhodovanie o realizovateľnosti PVE presunulo až do ďalších etáp prieskumu. O stavbe sa definitívne rozhodlo až v etape podrob-

ného prieskumu po sovietskej expertíze v Moskve na jar 1974.

Dielo bolo ukončené roku 1982. V mieste jeho výstavby sú veľmi zložité geologické a tektonické pomery a ich riešenie si vyžiadalo rozsiahly a nákladný prieskum vo viacerých etapách. Poznatky z prieskumu a z geologického dozoru počas výstavby diela sa doteraz súhrnne nepublikovali a zhrňame ich v tomto príspevku.

Neveľká náhorná plošina na rozvodnicovom chrbte medzi Bielym a Čiernym Váhom na severnom svahu Nizkych Tatier v priestore kóty Vyšné Sokoly a Turková vo výške okolo 1150 m n. m. bola pri voľbe miesta pre PVE Čierny Váh rozhodujúca. Je tam priaznivý hydraulický spád medzi hornou a dolnou nádržou (420 m), ako aj morfológické a horninové podmienky umožňujúce dosiahnuť priaznivú reláciu medzi výkopmi nádrže a násypmi obvodovej sypanej hrádze. Po odstránení kvartéru sa relácia blížila pomeru 1 : 1.

Po výbere tohto miesta projektantom (HYCO Bratislava) sa plnila ďalšia dôležitá požiadavka na výstavbu PVE, overovala sa realizovateľnosť, resp. podmienky na realizáciu stavby z hľadiska inžiniersko-geologických a hydrogeologických pomerov.

Prvé etapy prieskumu sa zamerali na zistenie celkovej geologickej a tektonickej stavby územia, výber optimálneho situovania priehradného profilu dolnej nádrže a na získanie podkladov na voľbu medzi podzemným či povrchovým umiestnením elektrárne.

Etapy predbežného a podrobného prieskumu viac-menej splynuli, pretože rozhodnutie federálnej vlády o začatí stavby stanovilo náročný časový limit, v ktorom bolo nevyhnutné prieskum uskutočniť. Tomu sa prispôbil aj druh a rozsah prieskumných prác.

V rámci tejto etapy sme ďalej sledovali najdôležitejšie inžiniersko-geologické otázky, ktoré rozhodovali o realizovateľnosti stavby celého diela a podrobne sme overovali vlastnosti jednotlivých typov základovej pôdy pod konkrétnymi objektmi.

Hlavnými objektmi vybudovanej PVE Čierny Váh sú: *horná nádrž* — obvodová, kamenitá, sypaná, celkový objem 3,6 mil. m³, výška hladiny 25 m, kolísanie v priebehu špičky 24 m, dno aj svahy nádrže sú utesnené asfaltobetónom; *podzemné privádzače* — 3 paralelné oceľové potrubia s rozstupom 30 m, priemer 3,8 m, hrúbka potrubia dimenzovaná na tlak zohľadňujúci spoluúčasť horninového prostredia, sklon šikmého úseku 45°, celková dĺžka jedného privádzača (šikmý úsek + 2 horizontálne) je 1300 m, usporiadanie pozri na obr. 1; *elektrárň* — je súčasťou hrádze dolnej nádrže, hĺbka založenia 30 m, 6 turbín, inštalovaný výkon 665 MW, dĺžka špičky 5,53 hod., výškový rozdiel oproti hornej nádrži 430 m; *dolná nádrž* — hrádzu tvoria betónové objekty elektrárne a injekčnej štólne + kamenitý prísyp; obsah nádrže 3,7 mil. m³, výška hladiny 17 m, denné kolísanie hladiny v špičke 11 m, svahy údolia chránené proti sufózii prísypom a geotextilovou fóliou; *vtokový objekt* — výška vtokovej veže 58 m, hĺbka založenia 45 m.

Geologicko-tektonická charakteristika územia

Stratigraficky územie budujú súvrstvia vrchného permu, triasu, jury a spodnej kriedy. Ich rozloženie ilustruje obr. 2 (Biely, 1959). Vrchný perm je zastúpený psamiticko-psefitickým a peliticko-psamitickým súvrstvím a rozlíšil sa v ňom sivý a hnedo-červený polymiktný zlepenec, arkóza, droba, pieskovec, ilovité bridlice a zmiešané typy brekciovitého charakteru.

Súčastou permu je aj vulkanogénny komplex na konci zátopy dolnej nádrže, zastúpený bázickými pyroklastikami, ale najmä olivinickými diabázmi, melafýrmi, porfyrity a kremíťmi porfyrity (Biely, 1960).

Spodný trias zastupujú viaceré petrografické typy, navyše modifikované účinkom tektonických pohybov. Je to svetlosivý celistvý kremenec, bridličnato-pieskovcové súvrstvie červenofialovej farby, detriticko-karbonátové súvrstvie zelenej a sivej farby. Jeho veľká časť je intenzívne tektonicky porušená, má brekciovitú textúru a vysoké percento dolomitu vo forme úlomkov a plávajúcich blokov, v základnej, prevažne zemitej substancii (Nevický, 1973).

Stredný trias v mieste objektov je naj-

mä z dolomitu, v menšej miere z guttensteinského vápenca.

Vrchný trias sa overil v zastúpení lunzských vrstiev s charakteristickým striedaním ílovitých bridlíc, ílovca a pieskovca.

Jurské vrstvy reprezentuje tmavosivý až čierny jemnozrnný krinoidový vápenec so spongolitmi.

Spodná krieda je v záujmovom území najmladším útvarom a zastupuje ju tmavosivý slienitý vápenec a slieňovec.

Tektonická stavba územia a príľahlej oblasti je mimoriadne komplikovaná. Horninové komplexy sú výrazne poznačené širokou škálou mechanických diskontinuit, a to od neúplných až po úplné. Ich frekvencia je taká veľká, že sa pri prieskumných, ako aj pri výkopových prá-



Obr. 1. Situácia hlavných objektov PVE. 1 — horná nádrž, 2 — dolná nádrž, 3 — privádzače, 4 — elektrárň.

Fig. 1. Location of main structures in the pumped storage power plant. 1 — upper reservoir, 2 — lower reservoir, 3 — penstocks, 4 — power plant

cach nezaznamenal ani 1 m³ bez diskontinuit. Príčinou je pestrá geologická minulosť prostredia, v ktorom prebehlo viac horotvorných a dotváracích tektonických procesov. Celé územie je súčasťou chočskej tektonickej jednotky a z toho vychodí, že charakteristickou črtou jeho tektonickej stavby je vrásovo-príkrovová stavba (Maheľ, 1963).

Medzi najvýraznejšie prejavy tektoniky v záujmovom území patrí výrazná zlomová tektonická línia prebiehajúca údolím Čierneho Váhu a sledovateľná na vzdialenosť 15–20 km (Biely, 1960). V mieste výkopovej jamy pre elektrárne má smer VSV—ZJZ a sklon okolo 80° na JJV. Línia tvorí ostré rozhranie dvoch výrazne odlišných celkov, ktoré sa dalo sledovať v 30 m hlbokom a takmer na celú šírku údolia dlhom výkope. Na pravej strane údolia, s presahom cca 30 m do jeho údolnej časti, je to dolomitový masív, ostatnú časť údolia vyplňa atypický komplex tektonicky premenených hornín prevažne brekciovitého charakteru. Celé údolie v mieste dolnej nádrže elektrárne možno považovať za rozsiahlu tektonickú zónu širokú viac ako 100 m (Nevický, 1973).

Ďalšia významná tektonická porucha, ktorú prieskum zistil a ktorá ovplyvnila situovanie objektu elektrárne (pôvodne mal byť v podzemí), prechádza pravostranným dolomitovým masívom s priebežnosťou niekoľko 100 m. Orientácia poruchy je SV—JZ a sklon 35–40° na JV. Jej sklon je približne rovnobežný so sklonom svahu, čo má nepriaznivý vplyv na stabilitu viac ako 400 m vysokého pravého svahu.

Okrem uvedených a ďalších makrotektonických prvkov sledovateľných na morfológii terénu, v prieskumných dielach alebo pri výkopových prácach sa v rámci prieskumu venovala pozornosť meraniu a hodnoteniu drobnotektonických prvkov mechanickej diskontinuity. Vyčlenilo sa

dovedna 5 súborov mechanických diskontinuit (v podstate zhodných s prácami Poláška, 1968), ktoré sa odlišujú priestorovou orientáciou, vekom, priebežnosťou, charakterom výplne, roztvorenosťou, ako aj vplyvom na stabilitu výrubov a celkovú stabilitu svahov (zhodnotené v správe Nevického, 1973). Boli to súbory: A — 150/50 — 85° — najpočetnejší, rovnobežný s násunovou tektonikou, B — 240—255/40 — 80°, C — 105—120/50 — 85°, D — 210/50 — 80°, E — smer sklonu premenlivý, veľkosť sklonu do 25°.

Horná nádrž

Priestor hornej nádrže predstavoval plochý chrbát s miernym sklonom na S a s plochou do 1 km². Územie je z dolomitu stredného a vrchného triasu, jurského krínoidového vápenca, dolomitického vápenca a guttensteinského vápenca. Ako to jednoznačne dokázali aj výkopové práce, rozhranie medzi vápencom a dolomitom je rovnobežné s tektonickým stykom medzi čiernovážskou a bielovážskou sériou a prebieha približne stredom nádrže v smere SV—JZ. Kvartérny pokryv tvorila hlina a sutina s mocnosťou do 3 m, lokálne do 14 m. Pred etapou podrobného prieskumu (v rozsahu 14 jadrových vrtov do 50 m a 80 šachtíc s hĺbkou max. do 17 m) sa vykonal geofyzikálny prieskum metódou elektrického odporového sondovania a profilovania a dosiahol dobré výsledky. Overovala sa najmä priepustnosť hornín, a to s ohľadom na nevyhnutnosť utesnenia nádrže, kvalita základovej pôdy pod násypmi hrádze, vhodnosť materiálov zo zátopy do násypov obvodovej hrádze a stabilita svahov pod násypmi. Horniny predkvartérneho podkladu sú veľmi intenzívne tektonicky postihnuté, najmä široké otvorené trhliny a medzivrstvové špáry vyplnené zatečeným kvartérnym materiálom s častými puklinami a porušenými horni-

novými blokmi. Najväčším problémom pri zakladaní hornej nádrže bola priepustnosť hornín. Komplikovali ju ešte otvorené dutiny v dolomitickom vápenci a vápenci. Rozsah dutín, viažúcich sa genézou a priestorovo na tektonické zóny, a najmä ich križovania, do hĺbky 30 m zastierali kvartérne záteky. Vysoká priepustnosť potvrdená úplnou stratou vyplachovača pri vŕtaní a nalievacích skúškach, si vyžiadala vybudovať úplné plášťové tesnenie dna aj svahov nádrže. Z hľadiska únosnosti a stlačiteľnosti boli horniny predkvartérneho podkladu ako základná pôda na založenie násypov bez ďalších úprav vhodné. Výnimkou boli najexponovanejšie násypy na severnej a východnej strane hrádze, kde sa navrhlo založenie päty pomocou zazubenia porušenejších častí skalného podlažia. Väčšia časť hornín z územia zátopy bola vhodná na budovanie násypov. Dve miesta s vysokým zastúpením výplňového hlinito-ílovitého materiálu (40—50 %) boli vyčlenené a materiál z nich deponovaný.

Počas výstavby hornej nádrže sa po vyhlbení dna nádrže po projektovanú úroveň (okolo 31 m pod pôvodným terénom) ukázal rozsah dutín oveľa väčší, ako ho zistili vrty a početné šachtice, ktoré sa nehĺbili pod úroveň projektovaného dna. V tomto prípade sa zvyčajne prijímaný predpoklad, že horniny smerom do hĺbky svoju kvalitu zlepšujú, ukázal ako chybný. Otvorené trhliny a dutiny práve do hĺbky cca 30 m pod terénom začali enormne zväčšovať svoj objem a zátek kvartéru ich nevypĺňal. Preto sa v priebehu výstavby musel vykonávať doplnkový prieskum na identifikáciu všetkých dutín a dutiny sa následne sanovali. Objem dutín bol taký veľký, že by pri výške hladiny 25 m a kolísajúcim dynamickým zaťažovaní dna nádrže hrozilo nebezpečenstvo prelomenia konštrukčných a tesniacich vrstiev nádrže, a tým jej celková havária.

Na čo najrýchlejšie vyhľadanie dutín sa použilo viac geofyzikálnych metód paralelne na celej ploche nádrže vrátane svahov, aby sa riziko vynechania niektorej dutiny znížilo na minimum. Použila sa mikrogravimetrická, geoelektrická a seizmická metóda. Od uvažovaného vyhľadávania pomocou radaru sa, z finančných a technických dôvodov upustilo. Po čiastkových výsledkoch sa prestala používať seizmická metóda, lebo ostatnými dvoma sa dosiahli spoľahlivejšie výsledky. Výsledkom geofyzikálnych meraní bolo priestorové vymedzenie anomálií, a teda aj otvorených dutín. Pre striktné termíny výstavby sa volili čo najrýchlejšie a pritom spoľahlivé metódy overovania zistených anomálií, ako aj sanácie. Na overovanie geofyzikou zistených anomálií sa použil rýchly a, ako sa ukázalo, aj spoľahlivý systém bezjadrového vŕtania so vzduchovým vyplachovačom na malé profily lomárskymi vrtnými súpravami fy Ingersoll. Priebeh vŕtania kontinuálne hodnotil geológ, ktorý okrem farby vynášaného média zaznamenal postup vŕtania, a najmä poklesy vrtného náradia jednoznačne indikujúce dutiny v hornine. Hĺbka vrtovej bola 15 m, čas hĺbenia jedného vrtu 45 až 60 min. Tam, kde navrhnutá sieť zachytila dutinu, bola sieť vrtovej zahustená vŕtaním do križa, aby sa vymedzil priestorový dosah zistenej dutiny. Všetky vrty boli premerané kavernometricky. V niektorých vrtoch sa na obhliadku dutín použil vrtný periskop. Na celom území hornej nádrže sa vyhlúbilo viac ako 200 overovacích vrtovej a dovedna sa zistilo 53 dutín s objemom nad 2 m³. Niektoré z nich boli otvorené po dno nádrže, mali priemer viac ako 1 m a boli prístupné speleologickému vyhodnoteniu. Najväčšia z dutín pohltila 650 m³ zmesi. Konštatovalo sa, že napriek vysokému objemu spotrebovanej zmesi, ktorá je impresívna, je technická realita priaznivejšia, pretože prevažne ide o úzke a

strmé dutiny s veľkým hĺbkovým a dĺžkovým dosahom. Podľa charakteru dutín z hľadiska genézy nešlo o typické krasové kaverny. Boli to zväčša trhliny a dutiny spôsobené tektonickými pohybmi a sekundárne dotvorené pôsobením vysokého horizontálneho napätia a presakovaním povrchovej vody po preferovaných cestách. Iba tri z preskúmaných dutín mali krasový charakter, výraznú krasovú výzdobu a čiastočné kalcitové vyhojenie (Pavlarčík, 1979).

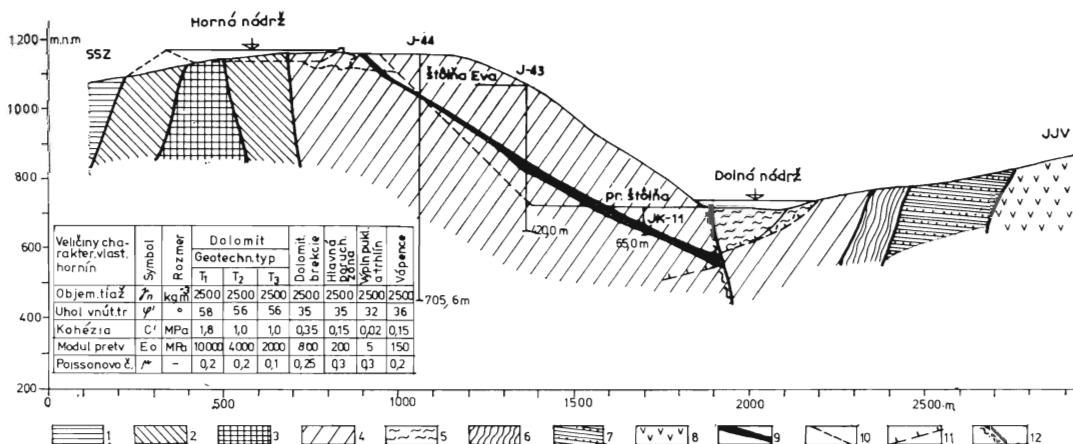
Ihneď po vymedzení každej dutiny nasledovala jej sanácia. Používala sa na to riedka betónová zmes, aby prenikla aj cez prípadné zúžené miesta do vzdialenejších častí rozširujúcej sa dutiny. Zmes sa plnila od stredových vrtov k obvodu pomocou vsunutých rúr dovŕchným spôsobom pod tlakom.

Elektráreň a dolná nádrž

Podľa pôvodného projekčného zámeru mala byť podzemná elektráreň v pravostrannom dolomitovom masíve údolia Čierny Váh. Pre geologické pomery v masíve zistené predbežným inžinierskogeologickým prieskumom sa postavila povrchová elektráreň. Pri rozmeroch elektrárenského komplexu (viac ako 100) a hĺbke jeho založenia (27 m p. t.) tvorí elektráreň súčasť hrádze, a preto ich možno hodnotiť spolu.

Úlohou prieskumu bolo z hľadiska inžinierskogeologických podmienok stanoviť relatívne najvhodnejšie miesto na situovanie hrádze a elektrárne, a to v priestore limitovanom technickými možnosťami riešenia projektu PVE. Táto úloha nebola ľahká. Celá údolná niva Čierneho Váhu, v limitovanom priestore široká okolo 200 m, je vlastne tektonickou zónou. Pod vrstvou kvartérneho zvodneného štrku v mocnosti do 6 m je predkvartérne pod-

ložie, ktoré nemá povahu skalných hornín. Pôvodné horniny, ktorými boli doložité, bridlice a v menšej miere pieskovec s kremencom, sú tu mimoriadne intenzívne tektonizované, premiešané a sčasti drôhne chemicky premenené (Vodžinskas, 1965). Mocnosť tohto komplexu je niekoľko desiatok m, narastá v smere od ľavej časti údolia po pravú (obr. 2). Rozlíšili sa v ňom najmä dva celky: monomiktné dolomitové brekcie a polymiktné brekcie. V prvom celku výrazne prevláda karbonátová zložka, najmä vo forme zemitej a stredne až dobre spevnenej poloskalnej substancie s ojedinelými úlomkami a plávajúcimi blokmi pôvodnej dolomitovej zložky. Komplex je sivej a žltosivej farby. Pri polymiktných brekciách, ktoré majú obdobný geotechnický charakter, figuruje okrem karbonátov aj bridlica, pieskovec a kremenec, a to opäť ako rozptýlená zložka v základnej zemitej a poloskalnej hmote. Základové podmienky sa overovali jadrovými vrtmi, šachticami a dvoma veľkopriemerovými (3 m) kruhovými šachtami do hĺbky 50 m. Jedna z nich bola situovaná tak, aby zachytila obidva komplexy a v nich sa vykonali zafažovacie skúšky in situ. Niektoré laboratórne zistené geotechnické parametre zo vzoriek zeminy, ako aj in situ (presiomrické skúšky, ploché lisy) uvádza obr. 2. Technické vlastnosti obidvoch komplexov umožňovali hĺbiť základové jamy bez trhacích prác bagrami. Treba poznamenať, že vlastnosti brekcií záviseli od prítomnosti podzemnej vody. V prirodzenom stave boli komplexy brekcií prakticky suché a pri vysokom podiele slienito-ílovitkej zložky takmer nepriepustné. Pri styku s vodou sa ich geotechnické vlastnosti rýchlo a podstatne menili. Preto bolo treba zamedziť prítok vody z kvartérneho štrku (k_f vypočítaný z čerpacích skúšok vo vrtach $2,02 \cdot 10^{-3}$ — $8,15 \cdot 10^{-4}$ m/s) do stavbe nej jamy elektrárne a definitívne zá-



Obr. 2. PVE Čierny Váh. Inžinierskogeologický profil. 1 — sivý, tmavosivý, guttensteinský vápenec, anis (začiatok bielovážskej série), 2 — krinoidový, rohovecový vápenec, jura, 3 — vápenec, dolomitový vápenec, ladin, 4 — dolomit (Hauptdolomit) — stredný trias, 5 — dolomitové brekcie, polymiktické brekcie, 6 — slienité bridlice, porušený slienitý vápenec, kampil, 7 — pieskovec, bridlice, konglomeráty, 8 — efuzívne melafýry, 9 — hlavná poruchová zóna, 10 — podzemné privádzacie, 11 — násunová tektonika, 12 — zlomová tektonika

Fig. 2. The Čierny Váh pumped storage power plant. Engineering geological profile. 1 — grey, dark-grey Gutenstein limestone, Anisian (lower part of the Biely Váh group), 2 — crinoidal cherty limestone, Jurassic, 3 — limestone, dolomitic limestone, Ladinian, 4 — dolomite (Hauptdolomit), Middle Triassic, 5 — dolomite breccia, polymict breccia, 6 — marly shale, dislocated marly limestone, Campilian, 7 — sandstone, shale, conglomerate, 8 — effusive melaphyre, 9 — main dislocation zone, 10 — underground penstock, 11 — thrust fault, 12 — normal fault

kladové škáry blokov ihneď chrániť proti atmosférickým vplyvom. Pred výkopovými prácami sa na základe prieskumu vybudovala podzemná tesniaca bentonito-cementová stena izolujúca vodu kvartéru do hĺbky 8 m, t. j. cca 2 m zapustená do brekcií. Tak sa dosiahol priaznivý celkový prítok do stavebnej jamy, ktorý počas celého hĺbenia nepresiahol 15 l/s. Podzemná voda z niekoľkých vrstiev vykázala v priebehu prieskumu zvýšenú síranovú agresivnosť až do 960 mg/l, čo sa muselo brať do ohľadu pri príprave betónovej zmesi. Svanové časti údolia, ktoré je v mieste hrádze asymetrické, sú z dolomitu. Na ľavej strane je svetlosivý dolomit stredného triasu s celistvou až kryptokrýštalickou štruktúrou, veľmi silno rozpukaný, s otvorenými trhlinami a polohami dolomito-

vého piesku a múčky. V okrajovej časti sú do dolomitu zavrásnené polohy kampilských vrstiev vo forme porušených zelených a fialových útržkov bridličnato-pieskovcových vrstiev. Celková mocnosť dolomitu sa nezistila, ale presahuje 100 m. Priepustnosť dolomitu je veľmi vysoká, a preto sa na ľavostranné zaviazanie navrhla trojradová injekčná clona. Kontakt medzi ľavostranným dolomitom a údolnými brekciami je tektonický (násunový) a sprevádzaný výraznými mylonitizovanými zónami a vrstvami premiesneného ílu mocného až 3 m. Má generálny smer sklonu na SSZ a pri veľkosti sklonu 30—45° sa ponára do údolia.

Pravú stranu údolia tvorí sivý až tmavosivý dolomit stredného až vrchného triasu čiernovážskej série. Zasahuje v mieste

osi hrádze cca 30 m do aluviálnej časti údolia, kde je od brekciovitých komplexov opäť oddelený tektonickým stykom prebiehajúcim pozdĺž pôvodného koryta Váhu. Styk je ostrý a má sklon 70—80° do údolia. Vysoký stupeň tektonického porušenia dolomitu na obidvoch stranách údolia spôsobil veľké problémy pri výnose požadovaného percenta jadra pri rozličnej technológii vŕtania. Najlepšie výsledky sa dosiahli pri použití tvrdokovových korún s väčším priemerom vŕtania (220 mm). Tam, kde nedostatočný výnos jadra znemožňoval dôkladnú geologickú dokumentáciu horninového prostredia, sa použil vrtný periskop, resp. obhliadka vrtu televíznou sondou, čo zároveň umožnilo stanoviť priestorovú orientáciu prvkov mechanických diskontinuít.

Potrebný rozsah vybudovaného tesniaceho prvku dolnej nádrže sa overoval viacerými injekčnými pokusmi v ľavostrannom a pravostrannom dolomite, ako aj v údolných brekciách. Po zhodnotení injekčných skúšok sme v mieste pravostranného zaviazania navrhli urobiť dvojradovú injekčnú clonu do hĺbky 60 m, v ľavostrannom zaviazaní trojradovú clonu do hĺbky 60—70 m a v dĺžke 70 m a v údolnej nive dvojradovú clonu do hĺbky 30 m. Pri budovaní injekčnej clony sa použili viaceré typy zmesí. Bola to cementovo-bentonitová zmes s 30 %-ným podielom cementu, ďalej zmes Cb 40 a Cb 10 so 40 a 10 %-ným podielom bentonitu v injekčnej hmote. V etážach s vysokou stratou vody sa použila cementová zmes (Šmid, 1972). Časť prostredia bola injektovaná chemickou zmesou z vodného skla a hexametafosfátu. Pôvodne navrhnutú formamidovú zmes zamietol hlavný hygienik SSR. Výrazné tektonické línie prebiehajúce v údolí Čierneho Váhu a nízka stabilita pravostranného masívu si vynútili citlivé osadenie výkopu pre elektráreň. Bol situovaný tak, aby celou plochou za-

sahoval iba komplex brekcií (obmedzenie nerovnomerného sadania) a aby bol čo najďalej od päty pravého svahu (úsilie zachovať rovnováhu síl). Na sypané prísypky krídiel hrádze sa použil aluviálny štrk zo zátopného územia, kvalitatívne vhodný zrnitosťou a obsahom výplne do 20 %.

Privádzace

Najväčším problémom pri prieskume bol dolomitový masív, v ktorom mala byť umiestnená podzemná elektráreň a podzemné privádzace.

Morfológia svahu je v tangovanom mieste natoľko pestrá a členitá, že alternatíva povrchového vedenia privádzacov neprichádzala vôbec do úvahy. Navyše to bola práve morfológia svahu, ktorá od samého začiatku viedla k pochybnostiam o stabilite masívu, a tým aj realizovateľnosti celého diela. Územie je súčasťou TANAPu a pre pozemný pohyb mechanizmov je s ohľadom na morfológiu nedostupné. Preto sa v prvej etape prieskumu pre podzemnú elektráreň a privádzace navrhla a cca 7 m nad pätou svahu vyrazila 200 m dlhá prieskumná štôlna, ktorú ešte doplnili podzemné horizontálne a vertikálne vrty, ako aj rad geotechnických skúšok hornín in situ.

V úvodnej časti štôlne sa až do hĺbky 50 m (ojedinele aj do 120 m) od ústia štôlne vyskytovali úplné mechanické diskontinuity vo forme väčšinou zovretých nevyplnených puklín približne paralelných so svahom, ale s väčším sklonom. Prítomnosť diskontinuít zväčšovala obavy o trvanie kríповého pohybu časti masívu. V ďalšej časti prieskumnej štôlne horninový masív prestupovalo päť súborov mechanických diskontinuít rozličnej kvalitatívnej povahy, ale samonosnosť klenby výrubu, ako aj výsledky skúšok mechaniky

hornín in situ naznačovali, že kvalita horniny v úrovni štôlne realizovateľnosť podzemnej elektrárne nevylučuje. Vertikálny vrt v mieste projektovanej kaverny elektrárne vrtaný v podzemí zistil v hĺbke 51 m výraznú tektonickú poruchu, t. j. prítomnosť nevhodnej základovej pôdy v podzákladi. To si vyžiadalo ďalší prieskum, orientovaný hlbšie do masívu. Jeho súčasťou bolo predĺženie štôlne do 522 m, vyrazenie kolmých rozrážok po 150 m do tvaru T, vyhlbenie 2 jadrových vrtov z priestoru hornej nádrže a svahu až po úroveň prieskumnej štôlne (hĺbka 705 a 420 m), vyrazenie ďalšej štôlne v hornej štvrtine svahu (pomocou lanovky) a rad iných menej náročných prieskumných diel, ako aj skúšok a meraní, napr. zaťažovacie a šmykové skúšky hornín metódou plochých lisov, radiálnych lisov, meranie napätosti horninového masívu, seizmické a mikroseizmické skúšky, skúšky fotoelasticimetrické, modelové riešenie napätosti masívu a i.

Výsledkom podrobného prieskumu bolo okrem iného zistenie, že dolomitový masív skrýva predpokladaný znehodnocujúci prvok, a to výraznú poruchovú zónu (obr. 2). Jej pravá mocnosť na úrovni štôlne je 20, nepravá cca 40 m. Smerom k hornej nádrži sa jej mocnosť výrazne redukuje až na 1 m. K priestorovej orientácii zrejme z obr. 2 treba dodať, že zistená priebežnosť poruchy je niekoľko 100 m. O nezvyčajnej priebežnosti svedčilo aj to, že pod poruchou bolo vo všetkých výruboch suché horninové prostredie, lebo poruchová zóna vytvorila infiltrovanej vode dokonalú bariéru. Prítom horninové prostredie nad poruchou má vysokú puklinovú priepustnosť. Generálna hodnota smeru sklonu je 140° , t. j. na JV, s osou údolia Čierneho Váhu zvierajú uhol 35° a veľkosť sklonu je $35\text{--}40^\circ$. Prieskumná štôlna križuje strop poruchy v staníceni 278 m. Kontakt dolomitu s porucho-

vou zónou je výrazne ostrý. Dolomit sa končí takmer ideálne rovným a stovky m^2 priebežným tektonickým zrkadlom. Vlastná porucha sa začína žltohnedým tektonickým ílom mäkkšej konzistencie s prímiesou piesku a úlomkov do 2 cm. Mocnosť vrstvy ílu je 10—30 cm, lokálne až 50 cm. Mineralogicky je íl z minerálov skupiny illitu (40—60 %), z karbonátov a ojedinelého výskytu iných minerálov. Vrstva prechádza plynule do hrdzavohnedého slieňa s prechodom do slieňovca. Prevažnú časť celej poruchovej zóny tvorí sivý až zelenkastý slieňovec a slienitá bridlica. Obsahujú plávajúce úlomky až balvany dolomitu. Slieňovec má povahu stredne až dobre spevnenej poloskalnej horniny. Vzorky boli podrobené aj skúmaniu pod elektrónovým mikroskopom. Elektronogramy ukazujú, že hornina bola vystavená vysokému tlaku, prekonalá značný posun a bola dokonale premiešaná (Kazda, 1973). Z hľadiska genézy predpokladáme sedimentárny pôvod slieňovcovej vrstvy, ktorá ako menej kompetentný prvok v dolomitovom súvrství bola pri ďalších tektonických pohyboch intenzívne využitá a ovplyvnená.

Ešte predtým ako prieskumná štôlna prešla poruchovou zónou, bolo treba z hľadiska termínov projektovanej prípravy rozhodnúť o realizovateľnosti podzemnej alternatívy elektrárne.

Priestorové rozloženie poruchy a sprešádajúce porušenie okolitého masívu neumožňovali v tom čase výber vhodného a dostatočne veľkého miesta na situovanie podzemnej elektrárne. Preto sme odporúčili povrchovú alternatívu elektrárne, a to čo najviac vzdialenú od pravého svahu.

Poruchová zóna v masíve podporila nevyhnutnosť zaoberať sa v rámci prieskumu stabilitou pravostranného masívu. Najmä stropná časť poruchy svojou priebežnosťou, rovinným priebehom a prítomnosťou mäkkého ílu bola teoreticky ideál-

ným predpokladom vzniku šmykovej plochy. Prípadné relatívne pohyby na tejto ploche sa overovali osadením a meraním bodov pomocou presnej hydrostatickej nivelácie, geoakustickou metódou a osadením terčového meradla TM-71 (systém interferenčných mriežok — moiré). Celková stabilita masívu sa navyše zisťovala matematickou metódou konečných prvkov (Mencl, 1974) a fyzikálnym modelom zohľadňujúcim odľahčenie päty svahu výkopom pre elektrárňu. Pri nijakej z týchto metód sa nepreukázal pohyb masívu ani jeho časti, a preto sme výstavbu PVE Čierny Váh odporučili. Na situovanie privádzačov sme navrhli zvoliť iný priestor, ako ho navrhol projekt, a to tak, aby lomové body medzi horizontálnymi a šikmými úsekmi privádzačov boli za poruchovou zónou, kde bol horninový masív suchý a podstatne menej tektonicky porušený. Návrh generálny projektant prijal. Pri razení šikmých úsekov privádzačov so sklonom 45° bola možnosť v praxi overiť, že pri profile šikmej predrážky 2,2 m sa rozpojené sypané horniny a zeminy vonkoncom nesprávajú ako voľná sypanina, najmä ak je k nim primiešaná súdržná zemina ako v našom prípade. Rozpojený dolomit sa v mieste križovania predrážky s poruchou premiešal s rozmočeným ílom a vytváral v predrážkach celoprofilové upchávkvy dlhé niekoľko desiatok metrov, ktoré spôsobovali dodávateľovi stavby nesmierne ťažkosti.

Záver

Výber vhodného miesta pre PVE predpokladá veľký výškový rozdiel medzi hornou a dolnou nádržou na pomerne krátku horizontálnu vzdialenosť, t. j. akýsi morfológický skok.

Z geologického hľadiska však takýto skok vždy znamená istú anomáliu a tej

treba od počiatku prieskumu venovať náležitú pozornosť.

Geologická stavba v takomto území je spravidla veľmi komplikovaná a jej riešenie malým rozsahom prieskumných diel alebo použitím sólových metód by mohlo viesť k nesprávnym záverom. Pri projektovanej podzemnej elektrárni pokladáme za nevyhnutné raziť prieskumnú štôľňu do uvažovaného miesta už v etape rozhodovania o realizovateľnosti stavby. Vlastné miesto elektrárne treba dostatočne priestorovo obvrátať. Ak je v skúmanom území predpoklad výskytu krasového fenoménu, nemala by sa podceňovať náležitá hĺbka a hustota prieskumných diel, ako aj plánovanie geofyzikálnych meraní do geologického dozoru a harmonogramu výstavby, a to najmä tam, kde ide o základové škáry náročných objektov zakladaných hlboko pod pôvodným terénom.

Pri riešení zložitej problematiky spätéj s prieskumom pre PVE Čierny Váh pomáhali IGHP najmä pri špeciálnych prácach viaceré inštitúcie, napr. VÚT Brno, GP Ostrava, Geotest Ostrava, Stavební geologie Praha, PFUK Bratislava, Výskumný ústav hornický Ostrava-Radvanice, Geofyzika Brno, Uránové doly Sp. N. Ves, ČSAV Praha, GP Sp. N. Ves. Im, ako aj ďalším patrí vďaka za vynaložené úsilie a odborný prínos.

Recenzoval M. Ingr

LITERATÚRA

- Biely, A. 1959: Geologické pomery medzi Bielym a Č. Váhom. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
 Biely, A. 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nizkých Tatier. *Geol. práce, Správy (Bratislava)*, 20.
 Kazda, J. 1973: Komplexní průzkum mineralogického složení a mikrostruktury vzorků z lokality Čierny Váh. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
 Maheř, M. et al.: Regionální geologie ČSSR. Díl II/1. Praha,

- Maheľ, M. 1963: Several Tectonic Styles, the Influence of Rock Properties and Orientation of Overtures in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. práce, Správy (Bratislava)*, 28.
- Menci, V. — Mejzlík, J. 1974: PVE Čierny Váh — výpočet stability metódou konečných prvkov. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
- Nevický, V. et al. 1973: PVE Čierny Váh — záverečná správa z podrobného prieskumu. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
- Nevický, V. 1978: PVE Čierny Váh — vyhľadávanie dutín na hornej nádrži, správa z doplnkového prieskumu. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
- Pavlarčík, S. — Šavrných, J. 1979: Jaskyne na vodnej nádrži Čierny Váh. *Slovenský kras*, 17.
- Polášek, S. — Janovič, L. 1965: Prečerpávacía vodná elektrárň Čierny Váh, orientačný prieskum. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
- Polášek, S. 1968: Inžinierskogeologické podmienky výstavby PVE Čierny Váh. [Kandidátska dizertačná práca.]
- Šmíd, L. 1972: PVE Čierny Váh — injekčný prieskum. *Manuskript — Geofond IGHP Žilina*.
- Vodinskas, E. V. 1965: Obrazovanie dolomitického muki i rozdolomienych porod v dolomitoch Litvy. *Moskva*.

Knowledge from geological investigation and supervision of the pumped storage hydroplant Čierny Váh

VILIAM NEVICKÝ

Pumped storage hydroplant (PSH) Čierny Váh is the largest peak power station in CSSR. It is situated in the northern part of the Low Tatra mountains. The main stage of the engineering — geological investigation had been performed in several steps during the years 1969—1974. The construction took 8 years, from 1974 till 1982. Testing operation was finished in 1983.

The principle objects of this energetical system are as follows: *Upper storage* with peripheral rockfill dam, active capacity of 3,6 millions m³, the height of water level is 26 m. *Underground penstocks* — 3 metal tubes, diameter 3,8 m, the length each of them is about 1300 m, oblique part between two horizontal ones has the angle of 45°. *Lower storage* has the capacity of 3,7 millions m³, the height of water level is 17 m, daily balance of water level during the peak hours is 11 m. *Power station* is the constituent part of lower storage dam, it has 6 reversible turbines of 665 MW power.

The altitude of upper storage is 1162 m a. s. level, the lower one 722 m. The hydraulic gradient is therefore 430 m, at the horizontal distance of 1,1 km. Quite entire energetical complex is positioned in carbonatic rocks of Mesozoic Era. The first stage of investigation was aimed to recognizing the overall geological and tectonical setting of the touched

area which is very complicated. The tectonical structure was formed during at least 3 orogenic movements of different significance. The whole territory belongs to "choč" tectonic unit considered as an tremendous overthrust mass which was drifted several kilometers from South to North. The "Čierny Váh serie" is one of the tectonical components of the choč unit and PSH system is situated just within it. The Čierny Váh river valley where the lower storage and power station are situated is the structural valley. Significant tectonic fault was found in the dolomitic massif where it crosses the penstocks (see fig. 2). The tectonic fault wasn't favorable for positioning of the underground power station. On the upper storage territory several tectonic dislocations were found. Between the Čierny Váh and Biely Váh series is an overthrust fault. The other faults were found on the contacts limestone-dolomite and on some bedding planes.

The whole area in question is formed by melaphyre, porphyrit, sandstone, arcose, conglomerate. *Lower Trias*: quartzite, schistose-sandstone series of strata, detrital-carbonic series of strata of green and grey color and high percentage of dolomite in the clastic and block form. *Middle Trias*: dolomite, limestone. *Upper Trias*: dolomite, dolomitic-limestone, "lunz-layers". *Jurra*: Fine grained

crinoidea limestone of dark grey color with spongolites. *Lower Creta*: dark grey marly limestone, marlite.

The upper storage area had the suitable morphology for locating it just to this place. The territory is formed by dolomites, dolomitic-limestones and limestones which are greatly tectonically disrupted. During the investigation there was found very high permeability caused by opened cracks, caverns and opened bedding joints. That was the reason why the upper storage was proposed to construct as completely watertight basin. After the rock excavation to the designed level of storage bottom it was found that the rocks comprises more open caverns than stated by investigation. It was necessary to perform additional geophysical measurements aimed for finding all opened spaces below the basin bottom. The microgravimetric, geoelectrical and seismic methods were used. The best results were achieved by the first two of them. The indicated anomalies were verified by drillholes. There were used the drill mashines Ingersold with the airlift. The drilling time of one 15 m borehole of diameter 80 mm took about 45—60 minutes. The log of each borehole have been made by geologist during the drilling. Except common logging any down-motions of boring rod were registered. All boreholes were measured cavernometrically, boreholes with caverns were prospected by borehole periscope. All open spaces found were immediately filled by the liquid cement mixture to penetrate even to the most narrow cracks. There were drilled together more than 200 boreholes. 53 caverns were filled with bulk more 2 m³. Some of them with diameter more than 1 m were opened to the storage bottom and were described by direct speleological inspection. The biggest from the caverns needed 650 m³ of mixture for complete fulfilling. The presence of caverns was mostly connected with cross cracks, tectonical lines and contacts of layers. They had in the most cases longitudinal, flat form, they were not the typical carstic caverns. The dripstone decoration was found only in 3 cases.

For construction of the peripheral rockfill dam the rock material presented inside the retention territory was used, i. e. dolomites and limestones.

The area of the lower storage is mostly formed by atypical complex of soils and rocks. It is present within the large faulted

zone inherenting quite the whole width of the valley. The complex is formed by monomict dolomitic breccia and polymict breccia. Its components are: marl, shale, sandstone, dolomite and quartz. These components are irregularly distributed and the mass is without any geometrical regularities. Complex as a unit is from geotechnical point of view like a very well cemented soil. Rock substance is present like clastics and blocks irregularly scattered in the basic mass. The complex is practically impermeable. Its water bearing capacity is minimal. In the contact with water this material significantly changes its geotechnical characteristics. Its consistency is converting into slurry. Inflow to the excavation for power station had to be minimalized. Separation of the Quaternary waters (from gravels) was achieved by constructing underground watertight wall inserted 2 m into the "bedrock". After this the total inflow into the excavation wasn't bigger than 15 liters per second. The underground water had the high sulphate mineralisation and was aggressive. It was necessary to use cement with enough resistivity against this factor. Engineering-geological investigation for the foundation of power station and lower dam was performed by core drillings and 2 big shafts with diameter of 3 m and the depth 50 m. In the shafts plate bearing tests and other survey were made. Several geotechnical parameters are listed in the fig. 2. The foundation soil under the power station and embankments of the dam is provided by two or three row grouted cut-off walls to the depth 30 m (in the valley) and 60—70 m (on the banks). There were used mixtures cement-bentonite as well as the chemical ones.

The most serious problem during the investigation was the stability of the rock massif in which had to be situated underground power station and the penstocks. Morphology of right bank of the valley is so dissected that surface positioning of the penstocks was impossible. The very complicated morphology evoked besides doubtfulness on the stability of the slope. The investigation was performed especially by two exploratory drifts and several boreholes (see fig. 2). The whole massif is formed by dolomites of different modifications and by the material of the dislocation zone. Besides the "main" dislocation zone (n. 9 in the fig. 2) rock massif contains several systems of mechanical

discontinuities that significantly influenced its quality. The main dislocation zone has the thickness up to 20 m. Its material is mostly the soil in the cemented form. The continuance of this zone is several hundred meters, its contact with dolomite is sharp, planar. It is a large fault polish. This zone is crossing the massif just in the place where the underground power station was planned. Finally the surface positioning of the power station was choosen. The mechanical discontinuities can be considered as a result of several repeted movements that took place in the past. Because the after effect of movement was possible we paid increased attention to observation of movement and stability calculations. In two biggest discontinuities were established devices measuring all movements with accuracy 0,1 mm. On the fixed points

were measured movements by exact hydrostatic levelling. Acoustical performance of the creeping massif was observed by geoacoustical method. Slope stability was calculated by finite elements method. Stability was also solved by the physical modelling of the slope.

Performed measurements, calculations and modelling have proved that the slope can be considered at present as in the state of stable equilibrium form. That's why we recommended the project for construction.

For the construction of PSH Čierny Váh was performed the most expensive and complex investigation ever made by our organisation. There were used all kinds of exploratory works and a large scale of special works and measurements.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. sedimentologické kolokvium usporiadané v rámci odbornej skupiny sedimentológie pri SGS 2.—4. októbra 1984 v Bratislave

Sedimentárne panvy nemožno bez sedimentológie komplexne analyzovať. Pred jej rozvojom sedimenty opisovala sedimentárna petrografia a stratigrafia. Sedimenty sa skúmali staticky, teda bez prihliadnutia na dynamiku prostredia. Súčasná sedimentológia poskytuje o fyzikálnom, biologickom a chemickom prostredí sedimentácie a jeho zmenách oveľa dynamickejší obraz. Konceptia mnohostrannej analýzy sedimentárnych panví založená na sekvenčnej, paleoprúdovej analýze a petrológii výplne núti výskumníkov vracieť sa do terénu a pestovať sedimentológiu ako významnú subdisciplínu geologických vied. Štúdium flyšu, molás,olistostromov a ofiolitových pásov poukazuje na zóny maximálneho skrátenia, deformácie a nahromadenia zemskej kôry na mieste možných prejavov subdukcie. Aj platňová tektonika obnovila záujem o štúdium bazénov a zmenila spôsob myslenia a nazerania na geosynklinály, ale poukázala najmä na nevyhnutnosť novej klasifikácie bazénov. Tá by sa mala zakladať predovšetkým na tvare, usporiadaní sedimentárnej výplne, na zmenách facií a látkového zloženia, na paleoprúdovom výskume, na podiele vulkanických sérií, na pozícii vzhľadom na ak-

tívne alebo pasívne okraje zbiehavých platní, na pozícii voči vulkanickým ostrovným oblúkom, ako aj na vzťahu k súčasným geofyzikálnym poliam. Klasifikácia ukáže, koľko je základných typov bazénov a uľahčí vytváranie modelov. Správny výber modelu umožní odhad zakrytých tektonicky amputovaných a chýbajúcich častí bazénov a stanoví vedeckú prognózu ich surovínového potenciálu. Poznanie základných parametrov ich geodynamického vývoja bude nepostrádateľné pri objavovaní a využívaní zdrojov ropy, zemného plynu, uhlia, vody, soli, Mn, Fe, Al ložísk, stavebných, cementárenských, keramických aj strategických surovín. 90 % zdrojov týchto surovín obsahujú sedimenty.

I. sedimentologické kolokvium v seminárovej časti (2. 10.) sledovalo tému Sedimentárne prostredia karpatskej geosynklinály. V prednáškach sa preberali karbonátové formácie Západných Karpát z hľadiska silicifikácie (M. Mišík, PF UK), deltové formácie, ich stavba a podiel na vzniku a zachovaní plynových ložísk v neogéne Západných Karpát (R. Jiříček, Nafta), turbiditové formácie kriedy a paleogénu bradlového pásma a priliehajúcich oblastí a kolízny model Západných Kar-

pát (R. Marschalko, GÚ SAV), neogénne depresie na styku vnútorných a vonkajších Karpát a bradlového pásma z pohľadu geofyziky (L. Zbořil, Geofyzika), vzťah sedimentológie k ekológii a paleogeografii, hlavne karbonátových formácií (J. Michalik, GÚ SAV).

V terénnej časti (3.—4. 10.) sa spôsobom geotraverzov prešli všetky sedimentárne panvy extrémne skrátenej zóny bradlového pásma na styku s vonkajším flyšom a vnútornými Karpátmi severovýchodného Slovenska. Zdôraznil sa význam sedimentologických metód umožňujúcich konštruovať primárny obraz panví pred ich tektonickou deformáciou a skrátením a konkrétne sa sledoval význam paleogeografických a paleotektonických konštrukcií panví zachovaných len vo zvyškoch, ako je to bežné v blízkosti sutúr. Dobré odkrytie dovoľovalo široké prorovnania s oblasťami ponorených štruktúr napr. v podloží viedenskej panvy a v iných oblastiach. Na I. sedimentologickom kolokviu sa zúčastnilo 69 sedimentológov, resp. špecialistov majú cich záujem o sedimentologické metódy výskumu (GP Nafta Hodonín, GÜDS, PF UK, GÚ SAV Bratislava, ÚUG Brno a Praha, GÚ ČSAV Praha, Geofyzika, GP Žilina a ďalších organizácií).

II. sedimentologické kolokvium sa bude konať na jeseň roku 1985.

R. Marschalko

Milan Mišík: Silicity a autigénny SiO_2 v karbonatických horninách mezozoika Západných Karpát (Bratislava 2. 10. 1984)

Z hľadiska nerastných surovín nie je o mezozoické silicity záujem a pri výrobe cementu sú škodlivinou. Ich stratigrafický význam rastie najmä pri starších súboroch postihnutých metamorfózou, lebo majú výborné konzervačné vlastnosti pre mikroorganizmy z organickej hmoty. Pokrok v štúdiu rádioláríí umožnil presnejšiu stratigrafickú klasifikáciu mezozoických rádiolaritov.

Vrstvovité silicity sa v mezozoiku Západných Karpát vyskytujú v týchto stratigrafických obzorochoch: rádiolarity stredného triasu v gemeriku meliatskej jednotky, spongolity v liase križňanskej jednotky, rádiolarity dogeru — spodného malmu v kysucko-pieninskej, manínskej, križňansko-zliechovskej a v silickej jednotke, spongolity v albe baštianskych vrstiev sliezskej jednotky, rádiolarity v albe magurskej sukcesie, rádiolarity vrchného cenomanu v sliezskej jednotke a silicity sprevádzajúce senónsky bauxit na lokalite

Drienovec. Rohovcové konkrécie sú vo veľmi početných obzorochoch anisu po alb najmä v kalovom vápenci panvových facií, ale aj v plytkovodnom, napr. krinoidovom vápenci.

Z recentných morských sedimentov nie je vytváranie rohovcových konkrécií známe vôbec. Vo vrtoch do oceánskeho dna sa silicity zriedkavo vyskytujú od miocénu a hojné sú v eocéne. Ale väčšina litologických pozorovaní svedčí o ranodiagenetickom vytváraní rohovcových konkrécií vo vápenci, napr. zachovanie mikroorganizmov, ktoré v okolnej hornine chýbajú, úlomky rohovcov v endostratických brekciách. Vznik rohovcov zvyščajne predchádzal dolomitizácií. Zriedkavé sú dôkazy o neskorodiagenetickom vzniku, napr. prítomnosť mikrostylolitov v rohovci, zabrzdenie rastu konkrécií na starších žilkách.

Z 32 kvantitatívnych spektrálnych analýz rohovcov rozličnej stratigrafickej úrovne a ich susednej karbonatickej horniny sa dá jednoznačne preukázať ochudobňovanie o Mn (5—10-násobné) a Sr, pravdepodobne aj o Pb, Zr a Ni. Rádiolarity dogera — spodného malmu silicika od Drnavy majú značnú flóvitú prímes (v prepočte 11—23 $\frac{0}{0}$) a nízky podiel karbonátov (5 a 7 $\frac{0}{0}$). Zo všetkých 57 analýz rozličných silicitov Slovenska mali najvyšší podiel Ti, Zr, Ni, Li, V, viažúce sa podľa všetkého práve na flóvitú prímes. Rádiolarity z bradlového pásma majú značný karbonatický podiel; najvyšší bol vo vzorke z Brodna, v ktorej sa zistilo aj najviac Sr, viažúceho sa zrejme na túto prímes.

Pri červených rohovcoch z dolomitov keupru od Tatranskej Kotliny možno predpokladať vznik klimatickou silicifikáciou (podobne ako pri karneodolomite z germánskeho triasu). Zo všetkých analyzovaných vzoriek obsahujú najviac B, Ba a Sn. Klimatickej silicifikácii možno pripísať vrstvitý silicit z nadložja bauxitu od Drienovca.

V rohovcoch možno nájsť relikty metakoloidných štruktúr, ako je globulárna, prstenčová a sférolitická. Osobitne nápadné sú rohovce so štruktúrou podobnou, ako majú letokruhy stromov (lokalita Turík), vznikajúce rytmickým vyzrážaním solí difundujúcich do gélu.

Kryštaliky autigénneho kremeňa sú časté najmä vo vápenci centrálnych Karpát a nápadne zriedkavé v analogickom vápenci bradlového pásma (napr. v jure križňanskej jednotky Veľkej Fatry sa vyskytli v 45 $\frac{0}{0}$ prípadov, v czorszynskej jednotke zo 72 výbrusov ani v jednom). V zlepenoch albu klapskej jednotky ich obliaky barémsko-aptského vápenca obsahovali 9,2 $\frac{0}{0}$ výbrusov, z tatrika až 30,2 $\frac{0}{0}$.

Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika)

JÁN SPIŠIAK*, DUŠAN HOVORKA**

* Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 17,
974 01 Banská Bystrica

** Geologický ústav univerzity Komenského, Zadunajská 15,
851 01 Bratislava

(2 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 9. 7. 1984

Два типа гранатовых амфиболитов клатовской серии (ранний палеозой, гемерikum, Западные Карпаты)

В клатовской серии выступают генетически разные типы гранатовых амфиболитов. Отличаются главным образом составом и генезисом гранатов и также текстурными и структурными знаками. Гранаты в первом типе амфиболитов возникли метаморфозой протолита подходящего химического состава (туфы основных вулканитов); гранаты в другом (менее распространённого типа) возникли метаморфозой первоначально заполненных миндалиин базальтов.

Two types of garnet amphibolite in the Klátov group (Lower Paleozoic of the Gemic)

Two, genetically different, types of garnet amphibolite occur in the Klátov group of the Inner Western Carpathians. Both types mutually differ mainly by the composition of the garnet but also by structure and textural pattern. Garnet in the first type originated through metamorphism of rocks of suitable chemical composition (basic volcanite tuff) whereas in the second (less frequent) type by prograde metamorphism of original amygdalites in basites. Both garnets differ namely by the amount of their grossular constituent (Tab. 1, Fig. 1). Moreover, plagioclase of different basicity (An_{55-65} to An_{15-35}) than within the matrix occurs in the amygdalites.

Pre celú oblasť vnútorných Západných Karpát (gemerikum) sa všeobecne akceptovala regionálna metamorfóza nízkeho stup-

ňa (fácia zelených bridlíc). Z tejto schémy vybočovali výsledky štúdia L. Rozložníka (1965) a J. Popreňáka et al. (1973), ktorí

opísali výskyty metamorfítov amfibolitovej fácie. Vystupovanie metamorfítov amfibolitovej fácie uprostred metamorfovaných hornín v podmienkach fácie zelených bridlíc poskytlo nové možnosti a naznačilo nové smery štúdia. Metamorfity vyššieho stupňa vystupujú aj v oblastiach intenzívneho ložiskového prieskumu, a preto sa im v posledných rokoch venovala zvýšená pozornosť. Boli opísané nové výskyty metamorfítov amfibolitovej fácie a sformulovala sa ich petrografická a geochemická charakteristika (Hovorka et al., 1979; Dianiška — Grecula, 1979; Hovorka — Spišiak, 1981; Bajaník — Hovorka, 1981; Spišiak — Hovorka, 1984).

Na základe nových výskumov, priestorového rozšírenia, typu a intenzity metamorfózy tvoria metamorfity amfibolitovej fácie situované pozdĺž severného ohraničenia gemerika (od Dobšinej až po Klátov) jednu skupinu. Nazvali sme ju „klátovskou skupinou“ (Spišiak et al., v tlači) a spolu so slabo metamorfovanými horninami dobšinskej skupiny (Bajaník et al., 1981) tvorí súčasť „klátovského príkrovu“ (Hovorka et al., 1984).

Horninová náplň klátovskej skupiny je v podstate zhodná v celom jej súčasnom známom rozšírení. Tvoria ju rozličné typy pararúl a amfibolitov, zriedkavejšie aj ultramafity a metakarbonáty.

Petrografia amfibolitov

Amfibolity spolu s rozličnými druhmi pararúl patria medzi základné horninové typy klátovskej skupiny a v jej vertikálnom profile sa niekoľkonásobne vzájomne striedajú. Možno medzi nimi vyčleniť niekoľko variet: amfibolity s. s., granatické, biotitické a epidotické amfibolity. Základnou minerálnou asociáciou je obyčajný amfibol + plagioklas ± granát ± kremeň ± biotit ± epidot. Amfibolity sú

prevažne jemnozrnné až strednozrnné a výrazne bridličnaté a masívne. Často sa vyskytujú aj nehomogénne páskované typy. Petrografická a geochemická charakteristika amfibolitov je v práci L. Rozložníka (1965), D. Hovorku — J. Spišiaka (1981) a Š. Bajaníka — D. Hovorku (1981). Štúdiom zloženia koexistujúcich minerálnych párov (granát — amfibol, amfibol — plagioklas) pomocou elektrónového mikroanalýzátora boli určené podmienky metamorfózy metabazitov (510—520 °C; Hovorka — Spišiak, 1981). Tieto podmienky dobre korešpondujú so zložením minerálov (amfibol, plagioklas), minerálnymi asociáciami, resp. s určenými podmienkami metamorfózy rúl (Spišiak — Hovorka, 1984), s ktorými sa v laterálnom aj vertikálnom reze mnohonásobne alternujú.

Pri podrobnom petrografickom štúdiu hornín klátovskej skupiny sme sa zamerali aj na výskum granatických amfibolitov. Zistili sme medzi nimi rozdiely v textúre a štruktúre, resp. v zložení granátov. Na ich základe sme vyčlenili dva typy granatických amfibolitov:

typ I — granatické amfibolity, v ktorých granáty vznikli metamorfózou z vhodného prostredia matrixu horniny;

typ II — granatické amfibolity, ktorých granáty vznikli mimetickou rekryštalizáciou výplne pôvodných mandlí.

Kým granáty prvého typu sú známe z amfibolitov nielen vnútorných, ale aj centrálnych Západných Karpát (Hovorka — Spišiak, v tlači), granáty druhého typu sme zistili len v metabazitoch klátovskej skupiny (Rudňany, vrt v Havranej doline pri Mlynkoch).

Výsledky štúdia a interpretácia

Pre granáty granatických amfibolitov prvého typu je charakteristická atolová, resp. centrická stavba, pre druhý typ mí-

metická rekryštalizácia výplne pôvodných mandlí (lokálne možno pozorovať gradáciu veľkosti granátových pseudomorfóz po pôvodných mandliach). Mimetickú rekryštalizáciu výplne mandlí bazaltov dokumentujú najmä:

a) prevažne eliptické prierezy granátov, pričom na daných horninách nepozorovať výraznejšiu postmetamorfnú premenu;

b) prítomnosť granátových porfyroblastov (do 6, ojedinele do 8 mm) v jemno-

zrnej matrix, ktorá má často nevýrazne usmernenú stavbu;

c) usmernenú amfibolovo-plagioklasovú matrix horniny textúrne neovplyvňuje prítomnosť granátov („neobteká“ ich), ako je to pri granátoch prvého typu.

V závislosti od vzájomného kvantitatívneho pomeru minerálnych fáz pôvodných mandlí sú v nich okrem granátov prítomné aj plagioklasy a príp. aj amfiboly. Táto asociácia vznikla progresívnymi meta-

*Chemické zloženie granátov z granatických amfibolitov oblasti Rudnianskej
Chemical composition of garnet from garnet amphibolite, Rudňany area*

Tab. 1

	1r	1c	2r	2c	3r	3c	4	5	6
SiO ₂	37,29	37,67	38,16	39,05	38,26	38,49	38,13	37,64	37,90
TiO ₂	0,19	0,15	0,06	0,19	0,45	0,10	0,10	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	21,38	21,62	21,52	22,31	21,72	21,99	22,52	22,40	22,33
MnO	0,21	0,20	1,95	1,98	2,27	1,81	3,99	3,85	3,85
FeO	25,77	26,24	25,57	25,81	25,83	25,57	26,42	26,34	26,55
MgO	7,85	3,62	2,55	2,56	2,64	2,36	3,31	3,51	3,36
CaO	8,05	8,53	7,82	9,74	7,87	9,83	6,56	6,69	6,70
Suma	100,74	98,03	97,83	101,64	99,07	100,15	101,03	100,54	100,81
Prepočet na 12 kyslíkov									
Si	2,89	3,02	3,06	3,02	3,11	3,02	2,98	2,96	2,97
Al	1,95	2,03	2,03	2,08	2,08	2,03	2,07	2,06	2,06
Ti	0,01	0,01	—	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	1,67	1,75	1,71	1,67	1,76	1,68	1,73	1,73	1,74
Mn	0,02	0,02	0,13	0,13	0,16	0,12	0,26	0,26	0,26
Mg	0,91	0,43	0,20	0,29	0,32	0,28	0,39	0,41	0,39
Ca	0,67	0,73	0,67	0,81	0,68	0,83	0,55	0,56	0,56
alm	51,2	59,9	59,8	57,5	60,2	57,8	59,0	58,4	58,9
prp	27,8	14,7	12,1	10,2	11,0	9,6	13,2	13,9	13,3
sps	0,6	0,5	4,6	4,5	5,4	4,1	9,0	8,7	8,7
grs	20,5	24,9	23,5	27,8	23,5	28,5	18,8	19,0	19,0

1—3 — granáty z amfibolitov typu I (základný typ), 4—6 — granáty z amfibolitov typu II (pôvodné mandle), c — stred zrna, r — okraj
1—3 — garnet from the 1st amphibolite type (main type), 4—6 — garnet from the 2nd amphibolite type (original amygdalites), c — grain core, r — grain rim

morfo-rekryštalizačnými procesmi najpravdepodobnejšie podľa schémy
 chlorit + kremeň + karbonát = granát $\pm$
 $\pm$ amfibol $\pm$ plagioklas + H₂O + CO₂

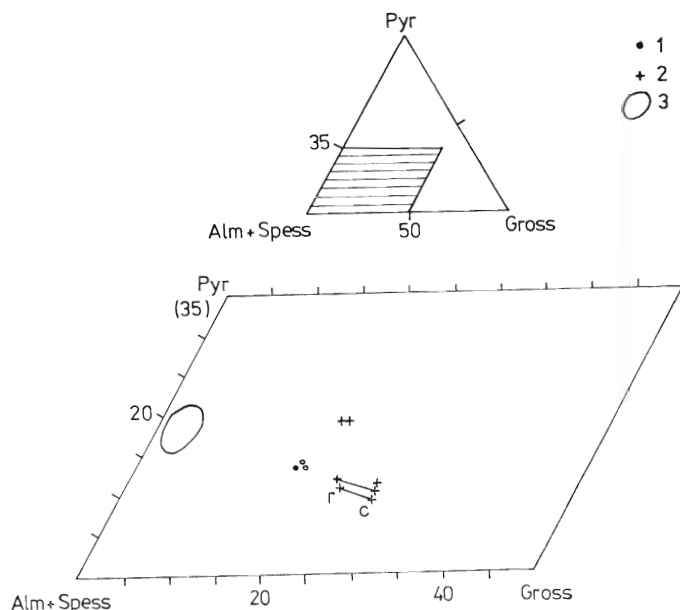
Granáty obidvoch typov sa mikroskopicky takmer neodlišujú. Sú prakticky nezónálne a červenoružovej farby. Ich veľkosť a modálne zastúpenie v hornine nie je rovnaké (akcesoricky až do 35 objemových %). Vystupujú ako homogénne porfyroblasty (hlavne v prípade menších jedincov), ale veľmi časté sú v nich aj poikloblastické uzavreniny (kremeň, plagioklas atď.). Rozdiely medzi vyčlenenými typmi amfibolitov sú v zložení granátov. Dokumentuje to aj diagram zastúpenia zložiek v granátoch (obr. 1). Granáty uvedených typov sa odlišujú najmä obsahom grossulárovej zložky.

Zloženie amfibolov a plagioklasov obidvoch typov je prakticky zhodné (Hovorka — Spišiak, v tlači). Amfiboly zodpovedajú obyčajnému amfibolu; v klasifikácii B. E. Leaka (1978) ležia v poli Mg obyčajného amfibolu (magnesiohornblende) a

edenetického obyčajného amfibolu (edenitické hornblende).

Plagioklasy v matrix obidvoch typov granatických amfibolitov majú podobné zloženie (An₁₅₋₃₅). Odlišné zloženie majú plagioklasy v tesnej priestorovej asociácii s granátom ($\pm$ amfibol) v pôvodných mandliach (typ amfibolitov II): majú vyšší podiel anortitovej zložky (An₅₅₋₆₅; Hovorka — Spišiak, v tlači). Zvýšený podiel anortitovej zložky pravdepodobne odráža pôvodné chemické zloženie mandlí (prítmný karbonát).

Chemické zloženie obidvoch vyčlenených typov granatických amfibolitov klátovskej skupiny je zhodné (tab. 2) a zodpovedá zloženiu granatických amfibolitov z tektonických jednotiek centrálnych Západných Karpát (Hovorka — Spišiak, v tlači). Zloženie granatických amfibolitov a amfibolitov s. s. je v prípade, že granát vystupuje len akcesoricky, podobné. Zvyšovaním podielu granátov sa zvyrazňujú aj rozdiely v chemickom zložení uvedených typov amfibolitov. Najvýraznejšie sa



Obr. 1. Ternárny diagram zloženia granátov klátovskej skupiny. 1 — granáty z amfibolitov typu II (pôvodné mandle), 2 — granáty z amfibolitov typu I (základný typ), 3 — pole granátov z rúl oblasti Rudňan

Fig. 1. Ternary plot of garnet composition in the Klátov group. 1 — garnet of the 2nd amphibolite type (originally amygdalae), 2 — garnet of the 1st amphibolite type (main type), 3 — garnet from the Rudňan area

prejavujú v obsahu CaO, Al₂O₃, FeO a MgO. Na diagrame (obr. 2) je táto závislosť zreteľná. Priemerné body analýz granatických amfibolitov sú posunuté v sme-

re vyššieho pomeru FeO/MgO a nižšieho pomeru CaO/Al₂O₃ oproti priemerným bodom amfibolitov s. s.

Zo štúdia amfibolitov s. s. a granatic-

Chemické zloženie granatických amfibolitov klátovskej skupiny
Chemical composition of garnet amphibolite in the Klátov group

Tab. 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,42	45,16	47,18	49,87	46,95	46,91	48,76	45,87	49,19	48,67
TiO ₂	1,83	2,18	2,15	2,28	1,97	2,26	2,17	1,86	1,89	2,49
Al ₂ O ₃	13,66	13,08	12,55	13,88	13,68	11,67	14,31	13,47	14,18	12,20
Fe ₂ O ₃	2,96	2,86	3,69	3,12	3,91	2,35	1,94	2,09	3,05	3,18
FeO	10,69	10,85	10,08	9,77	8,49	9,83	9,83	11,12	9,13	10,70
MnO	0,24	0,23	0,23	0,20	0,17	0,23	0,21	0,21	0,18	0,20
MgO	7,01	7,73	6,81	6,70	6,94	6,63	6,71	8,22	6,99	7,86
CaO	6,42	5,96	8,32	6,42	7,79	9,05	8,21	7,92	7,43	6,68
Na ₂ O	2,51	2,17	2,94	2,91	2,46	3,09	3,02	2,39	1,62	2,81
K ₂ O	1,07	0,76	0,50	0,72	0,95	0,47	0,87	0,76	1,01	0,35
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,19	0,18	0,17	0,25	0,15	0,15	0,12	0,29
H ₂ O ⁺	3,87	8,36	5,04	3,51	6,76	5,81	3,23	5,37	4,73	4,59
H ₂ O ⁻	0,32	0,46	0,63	0,36	0,34	0,58	0,19	0,29	0,37	0,47
S	0,08	0,30	0,13	0,39	1,16	0,11	0,22	0,31	0,46	0,27
SO ₃	st.	0,08	st.	0,05	0,26	st.	0,06	0,07	0,19	st.
Suma	100,27	100,40	100,44	100,36	102,00	99,24	99,88	100,10	100,54	100,76
V	336	396	342	—	444	377	472	394	428	474
Cr	83	199	65	—	85	109	122	201	171	113
Co	8	32	16	50	33	13	21	28	—	19
Ni	10	40	19	66	63	18	21	32	37	30
Li	33	45	21	23	30	24	26	33	29	25
Rb	23	34	7	12	21	9	17	14	31	6
Cs	2	12	2	4	4	4	3	2	5	2
Sr	262	210	170	—	225	160	133	118	179	180
Ba	400	110	140	—	180	300	160	180	210	150
B	8	—	—	—	10	—	8	11	8	—
Zr	354	91	102	—	98	105	82	74	94	132
La	12	3	3	—	10	2	1	3	5	3
Y	100	34	38	—	34	36	32	37	46	40

1—5 — granatické amfibolity I. typu, 6—10 — granatické amfibolity II. typu

1—5 — garnet amphibolite, 1st type, 6—10 — garnet amphibolite, 2nd type

kých amfibolitov vyplýva, že vhodné chemické zloženie východiskových hornín je základnou podmienkou vzniku granatických amfibolitov (typ I). Pre vznik granatických amfibolitov je najvhodnejší magmaticko-sedimentárny, t. j. zmiešaný charakter protolitu. V prospech takéhoto charakteru východiskových hornín svedčia najmä nasledujúce zistenia:

a) Granatické amfibolity prvého typu sa vyskytujú v úzkej priestorovej a genetickej asociácii s amfibolitmi s. s. na jednej a s rozličnými typmi ruly na druhej strane.

b) Modálne zloženie granatických amfibolitov je výrazne variabilné. Často je pozorovateľný postupný prechod do rúl, resp. horniny s granátmi majú lokálne povahu anchimonominerálnych granatických hornín (granátovce).

c) Aj v relatívne masívnych typoch amfibolitov sú granáty často usporiadané do

pásikov, resp. do výrazne pretiahnutých polôh.

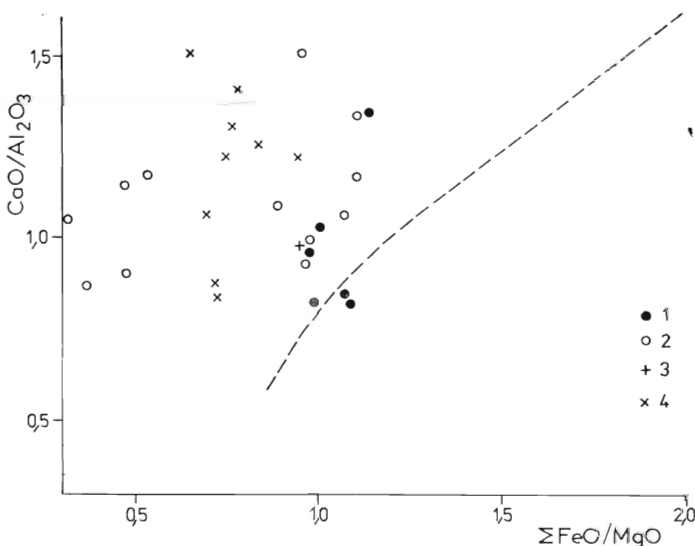
d) Chemické zloženie amfibolitov je odrazom kvantitatívneho zastúpenia minerálnych fáz (amfibol, plagioklas, granát). Ak je v hornine nízky obsah granátov, resp. pyroxénov, horniny sa chemickým zložením od priemerného zloženia amfibolitov s. s., resp. tholeiitov takmer neodlišujú. Pri podstatnom zastúpení granátov (a pyroxénov) možno v ich chemickom zložení často pozorovať výrazné rozdiely (obr. 2).

e) Pri aplikácii rozličných kritérií na odlíšenie ortoamfibolitov a paraamfibolitov majú granatické amfibolity (s vysokým obsahom granátov) prevažnú časť znakov charakteristických pre paraamfibolity (t. j. horniny s podstatným zastúpením sedimentogénneho materiálu, tab. 3).

Výčlenené typy granatických amfibolitov majú tieto základné odlišnosti:

Obr. 2. Diagram závislosti obsahu $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{FeO}/\text{MgO}$ (podľa Inazuki, 1981). 1 — granatické amfibolity oblasti Rudňan, 2 — ngranatické amfibolity oblasti Rudňan, 3 — granatické amfibolity z ostatných lokalít klátovskej skupiny, 4 — ngranatické amfibolity z ostatných lokalít klátovskej skupiny; analýzy z prác: J. Spišiak, 1981; Š. Bajaník — D. Hovorka, 1981; D. Hovorka — J. Spišiak, 1981; originálne analýzy autorov

Fig. 2. Correlation plot between $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and FeO/MgO values (according to Inazuki, 1981). 1 — garnet amphibolite from Rudňany, 2 — amphibolite without garnet from Rudňany, 3 — garnet amphibolite from different localities in the Klátov group, 4 — amphibolite without garnet from different localities in the Klátov group. Analyses are from Spišiak (1981), Bajaník — Hovorka (1981), Hovorka — Spišiak (1981) and original data



Kritériá na rozdelenie ortoamfibolitov a paraamfibolitov
Criteria used for distinction between ortho- and paraamphibolite

Tab. 3

Č. anal.	Sr/Ba	Cr/ Ni	Fe/ V	Mg/Li	Ca/Sr	orto- : para-
1	0,7	8,3	309	1239	175	4 : 1
2	1,9	5,0	263	1036	203	4 : 1
3	1,2	3,4	304	1957	350	4 : 1
5	1,3	1,3	208	1397	147	3 : 2
6	0,5	5,6	146	1667	404	2 : 3
7	0,8	5,8	191	1558	441	2 : 3
8	0,7	6,3	256	1503	480	3 : 2
9	0,8	4,6	216	1455	297	2 : 3
10	1,2	3,8	222	1896	265	3 : 2
Spolu	9	9	9	9	9	
orto-	4	9	4	9	2	
para-	5	0	5	0	7	

Koeficienty na rozdelenie ortoamfibolitov a paraamfibolitov sú podľa A. V. Sidorenko et al. (1972) a O. V. Gorbačeva (1973). Ako limitné hodnoty na rozdelenie amfibolitov sa použili (pre ortoamfibolity): $Sr : Ba > 1$, $Cr : Ni > 1$, $Fe : V > 250$, $Mg : Li > 1000$, $Ca : Sr < 200$. Číslo analýzy je zhodné s jej označením v tab. 1.

Coefficients for the distinction between ortho- and paraamphibolite are from Sidorenko et al. (1972) and Gorbachev (1973). Limits for distinction are (for ortho-amphibolite): $Sr/Ba > 1$, $Cr/Ni > 1$, $Fe/V > 250$, $Mg/Li > 1000$, $Ca/Sr < 200$. Sample number as in tab. 1.

A. Geologické odlišnosti

Typ I.

a) viacnásobné striedanie pásikov granatických amfibolitov s amfibolitmi s. s., resp. s rozličnými typmi rúl;

b) pásiky granatických amfibolitov majú často mocnosť len niekoľko centimetrov.

Typ II.

a) granatické amfibolity vždy tvoria súčasť telies amfibolitov v mocnosti prvých metrov až desiatok metrov; v telesách dm mocností sa nezistili;

b) v rámci telies možno pozorovať celkovo rovnomernú distribúciu granátov, ale zároveň aj zmeny vo veľkosti granátov vyplývajúce zo zmeny veľkosti pôvodných mandlí bazaltov;

c) v granatických amfibolitoch s granátmi druhého typu sme nikde nezistili súčasnú prítomnosť granátov prvého typu.

B. Petrologické odlišnosti

Typ I.

a) pre tento typ granátov je charakteristická častá atolová, resp. centrická stavba;

b) charakteristický je prevažne porfyroblastický vývoj granátov a „roztláčanie“ prednostne orientovanej matrix horniny;

c) veľmi zriedka sa medzi horninovými typmi klátovskej skupiny vyskytovali brekcie, s úlomkami granatických amfibolitov, a v „tmeli“ blasty granátov.

Typ II.

a) granáty tohto typu majú oválny, teda pre granáty atypický prierez; je to dôsledok mimetickej kryštalizácie granátov na úkor pôvodnej výplne mandlí bazaltov;

b) odlišné zloženie granátov uvedených genetických typov;

c) odlišné zloženie plagioklasov vystupujúcich v matrix amfibolitov I. a II. typu v porovnaní so zložením plagioklasov vystupujúcich v priestore pôvodných mandlí, t. j. v asociácii s granátmi II. typu.

Záver

Granatické amfibolity spolu s inými typmi amfibolitov a rúl tvoria základnú horninovú náplň klátovskej skupiny. Na základe geologických a petrologických odlišností sme vyčlenili 2 typy granatických amfibolitov:

Typ I: granatické amfibolity, ktorých granáty vznikli metamorfózou (blastézou) z hornín vhodného chemického zloženia (tuf bazických vulkanitov);

Typ II: granatické amfibolity, ktorých granáty vznikli progresívnou metamorfnou rekryštalizáciou bazitov s mandľovcovou textúrou, pričom granáty vznikli mimeticou rekryštalizáciou chlorit $\pm$ kremeň $\pm$ karbonátovej výplne pôvodných mandlí.

Recenzoval J. Kamenický

LITERATÚRA

- Bajaník, Š. — Hovorka, D. 1981 Amphibolite facies metabasite of the Rakovec Group (Lower Paleozoic, the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, pp. 679—705.
- Dianiška, I. — Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofio-

- litovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, s. 405—427.
- Gorbačev, O. V. 1973: Geochimické kriterii pervičnoj prirody amfibolitov. In: *Litologija i osadočnaja geologija dokembrija. Apatity*, s. 225—227.
- Hovorka, D. — Mihalov, J. — Ondrejko, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnians. *Mineralia slov.*, 11, s. 481—507.
- Hovorka, D. — Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Mineralia slov.*, 13, pp. 509—525.
- Hovorka, D. — Spišiak, J. v tlači: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 41.
- Hovorka, D. — Ivan, P. — Spišiak, J. 1984: Nappe with amphibolite facies metabasites in the Inner Western Carpathians — its position, origin, and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, pp. 73—86.
- Inazuki, T. 1981: Two kinds of garnet amphibolites in the Momose-Mizunaschi district, the Hida metamorphic belt, central Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol. Mineral.* 20, pp. 21—33.
- Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag. (London)*, 42, pp. 533—563.
- Popreňák, J. — Grecula, P. — Mihalov, J. 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Mineralia slov.*, 5, s. 279—286.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava)*, 4, s. 95—144.
- Sidorenko, A. V. — Tenjakov, V. A. — Rozen, O. M. — Žuk-Počekutov, K. A. — Gorbačev, O. V. 1972: Parai ortoamfibolity dokembrija (sostojaniye problemy i opyt analizy na priemere amfibolitov Koľského poluostrova). *Moskva, Nauka*. 209 s.
- Spišiak, J. — Hovorka, D. 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from Rudňany area (Paleozoic, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 40.
- Spišiak, J. — Hovorka, D. — Ivan, P. (v tlači): Klátovská skupina — reprezentant metamorfítov amfibolitovej fácie paleozoika vnútorných Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*.

Stratifikácia sedimentárneho komplexu Zlatna v Štiavnických vrchoch

RUDOLF KŮŠIK

Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, 974 01 Banská Bystrica

(1 tab. v texte)

Doručené 10. 9. 1984

Стратификация осадочного комплекса на Златне в Штиавнических горах (Средняя Словакия)

В работе приведена идентификация литостратиграфических единиц триаса, перми и палеогена, установленных в скважинах. Из всего количества 26 буровых скважин на Златне лишь в скважине Р-2 нашлись органические остатки, которые позволили констатировать, что нижнюю часть осадочного комплекса представляют доломиты ладина, над ними развит верхний триас по составу похож койперу. Над верхним триасом, который также как и ладин является частью крижнянской серии в упаковочном положении находится свита перми представляющая нижнюю часть хочского покрова, залегающего под неовулканитами.

Stratification of the Zlatno sedimentary complex in the Štiavnické vrchy Mts. (Middle Slovakia)

The article outlines the problem of recognition of the Triassic, Permian and Paleogene lithostratigraphic units which have been reached by boreholes. Organic remnants have been found only in the R-2 borehole from 26 boreholes which have been performed on the Zlatno deposit. They enable to state that the lower part of the sedimentary complex is built by the Ladinian dolomites. The overlying Upper Triassic is in the development which is related to the Keuper. The Permian sequence which is a basal part of the Choč nappe and lies under the neovolcanites, lies over the Upper Triassic. The Upper Triassic is like the Ladin part of the Krížna unit which is in envelope position.

Pôvodne sa sedimentárny komplex Zlatna pokladal za perm osobitného, v podstate morského vývoja — meliatsku sériu (?). Tak ho charakterizovali L. Rozlož-

ník — F. Zábranský (1971), F. Zábranský (1976) a rozlíšili v ňom (vrt HDŠ-3) červené (170,0—265,0 m) a sivé súvrstvie (265,0—648,0 m), ktoré v podloží prechá-

dza do anhydritu a karbonátov. Z bližšieho okolia sa uvádza výskyt *Diplopora annulata* (Schafh.) var. *annulata* z kóty Buková pri Sklených Tepliciach (Biely — Bystrický, 1964, s. 182). M. Maheľ (1967) toto územie začlenil do sklenoteplického ostrova a uviedol (ibid., s. 462), že „typ paleozoika i mezozoika, ich metamorfóza i stavba ukazujú, že sklenoteplický ostrov predstavuje z. časť hronského synklinória“.

Stredný trias

V spodnej časti vrtu R-2 (Kúšik, 1973) bol v hĺbke 850—1029 m navŕtaný dolomit, ktorého podložie sa nedosiahlo, ale aj tak ho možno vďaka výskytu rias a foraminifer presne začleniť. Riasy sa tu masovo vyskytujú od 915—1013 m. Podarilo sa stanoviť zastúpenie riasy *Diplopora annulata* (Schafh) Schafh var. *dolomitica* (Pia) Pia 1920. Dolomit tak možno zaradiť do ladinu, pretože taká istá riasa sa vyskytuje aj v ladine Dinár a Južných Álp. Na základe takéhoto výskytu J. Bystrický (1964a) začlenil do ladinu wettersteinský vápenec Slovenského krasu a Drienka (Bystrický, 1964b).

Ďalšími organickými zvyškami sú foraminifery v asociácii s riasami (960,15 a 1005,5 m). Je to *Endothyranella bicamerata* Salaj 1967 (Salaj — Biely — Bystrický, 1967).

Endothyranella bicamerata Salaj 1967 má dĺžku 0,55—0,6 a šírku 0,4; R-2 (960,15 m) dĺžku 0,64 a šírku 0,37; R-2 (1005,3—1005,5 m) dĺžku 0,57 a šírku 0,33 mm. Stratigrafickým rozpätím je anis — karn.

Druhým nálezom je *Aeolisaccus* sp. (915,0 m) v asociácii s riasami a ostrakódami (dĺžka 0,57, hrúbka schránky 0,02, priemer 0,075 mm).

Za zmienku stojí aj výskyt stromatoli-

tov v asociácii s riasami (ladin) tiež vo vrchnom triase. V hĺbke 960,15 m sa pri vŕtaní našiel jeden prerezaný ulitník.

Z petrografickej stránky možno dolomit s riasami označiť ako riasový dolomikrit, resp. až dolomitový biomikrit. Základná hmota sa vyznačuje submikroskopickou zrnitosťou, ktorá niekedy prechádza až do mikrokryštalickej. Častá je inkrustačná štruktúra základnej hmoty a prejavuje sa v orientovanom obrastaní rias vláknitým dolomitom s orientáciou kolmou na povrch rias. Inkrustačné štruktúry vznikajú aj vo výplni dutín postupným zrážaním karbonátu po ich stenách. Pre bielu farbu dolomitu sú dobre pozorovateľné aj makroskopicky, lebo dolomit okolnej hmoty je sivý. Podľa farbiacich skúšok alizarínom sulfonanom sodným, ako aj FeCl_3 so sírnikom sodným možno konštatovať, že v prípade riasového dolomitu ide o čistý dolomit. Pri iných vzorkách — voľne uložený riasový dolomikrit až fosiliferný dolomikrit — možno ojedinele zastihnúť sekundárne kalcitové žilky. Niekedy vidieť, že riasy selektívne zatláča anhydrit alebo kremeň hydrotermálneho pôvodu. Dolomit v nadloží riasového dolomikritu môže obsahovať istý podiel fľovitej prímеси, takže možno hovoriť o fosilifernom slaboslieniťom dolomikrite a z chemickej analýzy podielu CaO/MgO vyplýva označenie slabovápennatý. Chemická analýza dolomitu z hĺbky 941,8 m poskytla nasledujúce výsledky: SiO_2 2,37, Al_2O_3 1,41, Fe_2O_3 0,46, CaO 30,69, MgO 19,86, strata žiňaním 44,56, K_2O 0,09, Na_2O 0,13, SO_3 0,30; dovedna 99,87 ‰.

Vrchný trias

Do vrchného triasu možno zaradiť súvrstvie v nadloží strednotriasového dolomitu (vo vrte R-2 v hĺbke 648—850 m). Súvrstvie je vo vývoji blízkom karpatské-

mu keuperu. Dominuje sivá, príp. zelená bridlica, ale červená bridlica chýba. Aj litologický vývoj, najmä výrazné zastúpenie síranov, osobitne anhydritu (azda aj sadrovca), sa prihovára za začlenenie súvrstvia do karpatského keuperu. Z litologickej skladby sa dá usudzovať, že karpatský keuper je tu najvyšším členom križňanskej jednotky.

Na stratifikáciu súvrstvia sa vzali vzorky z bridlice na výplav (mikropaleontológiu), ale výsledok nebol úspešný. Vo výbrusovom materiáli sa našla zle zachovaná *Arenovidalina pragoides* (Oberhauser 1964) z hĺbky 783,4 m. J. Salaj — A. Biely — J. Bystrický (1967) uvádzajú pri tomto druhu priemer 0,35—1,95, hrúbku 0,1—0,6 mm. Z R-2 (hĺbka 783,4 m) je priemer 0,55 mm, ale hrúbka sa nemerala, pretože nebol vhodný rez.

Vrchný trias sa skladá z troch litologických jednotiek nižšieho radu.

1. Terigénnu zložku zastupuje prevažne pelitová forma (sivý a zelený ílovec, ale najmä ílovitá bridlica, veľmi slabo pieskovec). Primárnym ílovým minerálom je v nej illit, ako výsledok hydrotermálnych

premien vznikol mastenec a chlorit dvojakej štruktúry — obyčajný a napúčavý. Ílovitá bridlica sa vyznačuje výraznou laminovanou mikrotextúrou. Laminy sú jemné (0,04—0,07 mm) a vzájomne sa odlišujú obsahom organického pigmentu. Tmavé sfarbenie do značnej miery spôsobuje jemná pyritová impregnácia. V šošovkách chloritu a jemnozrnného kremeňa je pyrit v jemne globulárnej forme. Ílovitá bridlica sa pri tektotnických deformáciách správa veľmi plasticke. Dokazujú to jemné vrásky. Klastiká piesčitej frakcie sú pomerne zriedkavé.

2. Karbonátová zložka predstavuje do istej miery organogénnu sedimentáciu (napr. organosedimentárne štruktúry — stromatolity, onkolity) a sčasti ide aj o chemogénne sedimenty. Karbonáty sa v nižšej polohe vyznačujú mikritickou základnou hmotou, ale vyššie (kde prevláda bridlica a sírany) sa aj karbonáty, podobne ako bridlica, vyznačujú jemnou lamináciou. Ide tu o trojkomponentovú zmes vápenec — dolomit — íl. Podľa chemických analýz je tu zastúpený slaboslienitý slabodolomitický vápenec (a) slienitý slabovápe-

Chemické zloženie karbonátov
Chemical composition of carbonates

Tab. 1

Zložky	678,8 (a)	727,2 (a)	771,5 (b)	843,4 (c)
Metráž				
SiO ₂	5,29	7,00	14,01	9,04
Al ₂ O ₃	2,57	2,57	5,66	2,45
Fe ₂ O ₃	0,78	1,30	2,01	3,11
CaO	47,99	47,01	26,33	32,08
MgO	3,21	2,61	16,45	14,54
Str. žih.	38,98	37,69	32,50	35,72
K ₂ O	0,08	0,24	0,99	0,48
Na ₂ O	0,24	0,15	0,38	0,15
SO ₃	0,42	1,39	1,32	4,82
S	—	—	—	1,93
Spolu	99,56	99,96	99,65	99,50 ‰

a, b, c — vysvetlivky v texte

natý dolomit (b) a slaboslienitý silnovápenatý dolomit (c).

Chemické zloženie týchto typov je v tab. 1.

3. Evapority — v podstate anhydrit (azda aj sadrovec) — vznikali v lagúnach, kým už uvedené karbonáty predstavujú sčasti organogénnu sedimentáciu a sčasti ide zrejme o chemogénne sedimenty. Z toho možno usudzovať, že sa tu stretali podmienky morskej (otvorené more) a lagunárnej sedimentácie.

Ojedinele sa na Zlatne v andezite spozorovali zatavené zvyšky paleogénneho zlepenca (vrt R-16, 102,7 m), a to na styku s permom. Vo forme obliakov tu vystupuje červená a sivozelená bridlica a arkózy permu.

Záver

Pretože sa v iných vrtoch na Zlatne už riasy nevyskytli, možno konštatovať, že more smerom na JV bolo stále hlbšie (vrt R-2 je najzápadnejším). Predpokladá sa, že riasy rástli v lagúne príbrežného rifu. Výskyt stromatolitov v ladine v asociácii s riasami (1001,1—1003,8 m), vo vrchnom triase zasa stromatolity aj onkolity (737,1—740,5 m) v asociácii s gastropódami a úlomkami krinoidov, ako aj prítomnosť „bird eyes“ signalizujú, že ide o supralitorálne až eulitorálne fácie, zatiaľ čo sírany vo vrchnom triase zas poukazujú na lagunárne prostredie. Sú to teda sedimenty vznikajúce za meniacich sa sedimentačných podmienok.

Organické zvyšky nájdené v iných častiach štiavnického ostrova nemajú stratigrafickú hodnotu:

1. V severnom poli Banskej Štiavnice sme vo vrte KOV-44 našli riasy (rekryštalizované) v strednotriasovom dolomite (628,9 m; riasový dolomikrit), ako aj organizmus incertae sedis — *Aeolisaccus* sp.

(659,4 m) a v tufite pri 41,1 m hematitizovanú rozsievku.

2. V jemnozrnnom kremeňovom pieskovci spodného triasu z 12. obzoru prekopu Michal (26 m za b. m. 36) sme objavili echinodermový článok (tiež od b. m. 56—45). Ide o vagilný bentos (t. j. pohybujúci sa po morskom dne), pretože okolný sediment je peliticko-klasitickým materiálom. Sú to výhradne moriské živočíchy, čo lagunárny pôvod týchto sedimentov vylučuje.

3. V centrálnom poli Banskej Štiavnice sme v ílovitom vápenci a vo vápenatej bridlici, ktoré patria do kampilských vrstiev vo výplave, ako aj vo výbrusovom materiáli našli ihlice húb (vrt V-3/68-N, 43,4 m). Z ostatných organických zvyškov sú v tomto súvrství ešte najčastejšie rekryštalizované prierezy krinoidových článkov (napr. III. obzor, žila Bieber-juh prekop na V pri b. m. 24 a pred b. m. 26; 18 m). Ide o červený slabodolomitický vápenec so zelenými šmuhami.

4. V intraformačných brekciách, ktoré pokladáme za prechod kampilu do stredného triasu (Kúšik, 1972), sa vyskytujú onkolity, časté sú krinoidové zvyšky, rekryštalizované riasy, ako aj ostrakóda.

Ďakujem RNDr. J. Bystrickému, DrSc., za určenie riasy, RNDr. D. Kúšikovej za mikropaleontologické zhodnotenie výplavov z bridlic triasu a RNDr. Ing. J. Burianovi, CSc., za poskytnutie geologického profilu vrtu R-2.

Recenzoval J. Bystrický a M. Maheľ

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. Zv. II. Bratislava, VSAV. 375 s.
 Biely, A. — Bystrický, J. 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpater. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 15, 2, s. 173—188.

- Bystrický, J. 1964a: Slovenský kras. Vyd. ÚUG, Bratislava, Ustr. úst. geol., 204 S.
- Bystrický, J. 1964b: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Zpr. geol. výsk. r. 1963, 2, s. 94—96.
- Kúšik, R. 1969: Príspevok k poznaniu ílových horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti bansko-štiavnického rudného revíru. Mineralia slov., 1, 2—4, s. 270—274.
- Kúšik, R. 1972: Onkolity z intraformačných brekcií triasového podložja neovulkanitov v B. Štiavni. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 58, s. 239—244.
- Kúšik, R. 1973: Mikrofaciálno-petrograficko-mineralogická správa z vrtu R-2 (Zlatno-Cu). Manuskript, 40 s.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Sv. 1. Praha, NČSAV, 495 s.
- Mišík, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 16, s. 61—78.
- Mišík, M. 1971: *Aeolisaccus tintinniformis* n. sp. from the Triassic of the West Carpathian Mts. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 22, 1.
- Rozložník, L. — Záborský, F. 1971: O výskyte žilnikovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami B. Hodruša, Vysoká a Uhliská. Mineralia slov., 3, č. 10, s. 85—94.
- Salaj, J. — Biely, A. — Bystrický, J. 1967: Trias-foraminiferen in den Westkarpaten. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 42, s. 119—136.
- Záborský, F. 1976: Žilnikovo-impregnačné zrudnenie Cu-lokality Zlatno. [Habilitačná práca.] Manuskript — Košice.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Lubomír Zbořil: Príspevok geofyziky do výskumu terciérnych depresii v západoslovenskom segmente bradlového pásma (Bratislava 2. 10. 1984)

V pribradlovom pásme alebo v jeho bezprostrednej blízkosti sú vyvinuté plošne rozsiahle, ale relatívne veľmi hlboké terciérne depresie. Ide najmä o neogénnu depresiu Beckov a Trenčín, ako aj Ilavskú kotlinu a o paleogénnu depresiu — Žilinskú kotlinu. Komplexom geofyzikálnych metód (gravimetria a geoelektrika v modifikácii vertikálnej elektrickej sondáže, čiastočne aj seizmika) sa tu zmapovali morfoštruktúry ich predneogénneho, resp. predpaleogénneho podložja a určila sa mocnosť terciérnych sedimentov.

Podľa zistených fyzikálnych parametrov horninových komplexov sa uvažuje aj o litologickom charaktere ich terciérnej výplne.

Spoločným znakom predmetných terciérnych depresii v priestore západoslovenského segmentu bradlového pásma je ich väzba na priebeh hlbinného zlomu. Pozdĺž tohto tektonického systému, najmä pri styku s priečnymi zlomami, sa zaznamenali aj intenzívnejšie prejavy recentných vertikálnych pohybov čiastkových tektonických kryh, ako aj zvýšená hodnota seizmicity.

Róbert Marschalko: Kriedové flyšové panvy bradlového pásma a kolízny model Západných Karpát (Bratislava 2. 10. 1984)

Kriedový flyš bradlového pásma sa vyskytuje v rozličnej časovej úrovni. V klapskej jednotke sú tri flyšové cykly — albský,

s blokmi exotik a sklzovými brekciami, koňakovo-santónsky, s olistostromami rudistov, a mástrichtský, s turbiditmi kalkarenitov, ktorý predstavuje terminálne štádium. Časový presun a omladzovanie flyšového cyklu od Z na V sa sledoval v pieninskej jednotke.

Začal sa cenomanom — koňakom (varínsky a oravský úsek), presúval sa cez santón (poľský úsek) a skončil sa mástrichom až eocénom (východoslovenský a ukrajinský úsek). Presun a omladzovanie iba jedného flyšového cyklu v pozdĺžnom smere sa dávnejšie pripisovali pomalému postrannému posunu flyšovej panvy pozdĺž pasívnej hrany kontinentu na J. V subpieninskej jednotke je kriedový flyš neznámy a pelagity púchovského slieňa transgredovali na starší kriedový a jurský vápenc alebo až koňakom.

Osobitosťou kriedového flyšu bradlového pásma je, že flyšový cyklus zanikol v subsídujúcej panve a sprevádzal ho rozvoj pelagitov. Očakávaný výzdvih a vrásnenie s následnou molassovou sedimentáciou nenastali. Cyklické narastanie hrubých akumulácií flyšových vrchnej kriedy a prekvapujúce uchovanie vildflyšu a kaňonového štádia pri vnútorných stenách panvy by sotva nastalo pri kompresnom režime. Krok za krokom postupujúca subdukcia a systematická migrácia flyšových žlabov s jednotným zmyslom násunu na konzumovaný dosku v predpokl. by sotva zanechala hrubé erozívne produkty kontinentálneho okraja. Možným vysvetlením kontinuálneho procesu zapĺňania panvy (35—40 MR) a úplného zachovania okrajových facií je „pasívna“ hrana kontinentu

s laterálnym posunom. Takéto flyšové panvy s chýbajúcou kompresiou mohli zbierať turbiditové sekvencie dlhý čas a zachrániť ich pred zánikom.

Paleoprúdový výskum kriedového flyšu preukázal trvalý prísun klastík z južných zdrojov a neposkytol dôkazy o smere prínosu zo S. Pretože južne od jednotiek bradlového pásma ležia vrchnokarpatské príkrovy, kryštalinické jadrá s paleozoickými granodioritovými masívmi a horninami predgranitizačnej suprakrustálnej série (pararuly, amfibolity), kriedové flyšové panvy by mali obsahovať klastický materiál z nich, ale štúdium látkového zloženia zlepenca a pieskovca a turbiditového flyšu tento predpoklad nepotvrdili. Časť klastík (65—70 %) pochádzala z paleozoických a mezozoických zdrojov suprakrustálnej povahy, resp. z vlastných sedimentov (kanibalizmus geosynklinál). Zvyšná časť (15—35 %) patrila horninám novotvorenej oceanickej kôry (ofiolity) fácie modrých bridlíc, t. j. fácii vysokého tlaku (HP 0,8—1,0 GPa) a nízkej teploty (LT 300—550 °C), ako aj kyslým a intermediárnym vulkanicko-plutonickým asociáciám ostrovných oblúkov (diority, ryolity a andezity) a granitoidom (rádiometricky stanovený vek v rozpätí 106—136 MR). Bázická oceanická kôra sa opätovne tvorila a vznikala počas strednej vrchnej jury a spodnej kriedy v okrajových zaoblúkových panvách, pôvodne subdukovaných a neskôr vyvrásnených na povrch (obdukciou). Produkty granitového plutonizmu a andezitovoryolitového vulkanizmu sa formovali parciálnym tavením bazaltovej kôry na hrane zostupujúcej oceanickej platne. Poukazujú na situáciu v súčasnosti zhodnú s korelovanou Wadatiho-Beniofovou zemetrasnou zónou a

vulkanizmom ostrovných oblúkov. Kriedový flyš bradlového pásma poskytuje nové paleografické a paleotektonické dôkazy o orogéne osobitného pásma umiestneného medzi epihercýnskou platformou a areálom tatrika, resp. austroalpinika na J.

Kriedová flyšová panva úzko súvisela s troma vývojovými etapami:

1. Po štádiu rozpinania oceanického dna spojenom s poklesávaním litoferickej dosky na J nasledovala kolízia so subdukciou. Pri presune a zrážke s kontinentálnou kôrou v predpolí vznikla ofiolitová melanz a miešala sa s horninami sedimentárneho pokryvu predpolia. Rozsah skrátených priestorov (od titónu po apt — alb) možno pri rýchlosti kolízie minimálne 1 cm/rok odhadnúť na 275 až 300 km.

2. Vyvrásnený okraj na J si ponechal funkciu tzv. vedúcej hrany, účinkoval ako zdroj a napomáhal formovanie flyšovej panvy v čele sutúry. Nastala zmena v smere pohybu dosiek (blokov) a pomalý bočný pravostanný posun vedúcej hrany ovplyvnil dlho existujúcu flyšovú panvu (35—40 MR; alb — paleocén).

3. V paleocéne — oligocéne sa obnovili kompresné pohyby, zanikol južný zdroj, utvoril sa imbrikovaný príkrovový systém s jednostrannou vergenciou príkrovov a šupín bradlového pásma a priľahlých jednotiek. Zahnutá hákovitá štruktúra bradlového pásma so spätným prevrátením (vergenciou) jednotiek na periférii vznikla tlakom ostro ufatého vnútrokarpatského kryštalinika smerom na S. V oligocéne sa predpokladá obnovenie postranného pohybu centrálného karpatika na styku s bradlovým pásmom.

Geologickotechnologická charakteristika ílovitého vápenca lo- žiska Horné Srnie — úsek Dlhé pole v kysuckej jednotke

EDUARD JABLONSKÝ

Геологическотехнологическая характеристика глинистых известняков месторождения Горне Срниэ — участок Длге Поле в кисуцкой единице

На участке Длге поле месторождения Горне Срниэ кисуцкая единица приуťессового пояса построена глинистыми известняками и известняками с препластками сланцев титона даже апта (?). Месторождение цементного сырья Горне Срниэ имеет сложное тектоническое строение, неправильную линзевидную форму и чешуйчатое строение. Определение геологического строения, горно-технических условий добычи вместе с определением химическо-технологических свойств сырья имело влияние и на способ подсѣта запасов.

Geological and technological characteristics of marlstone on the Horné Srníe deposit — the Dlhé pole part in the Kysuca unit

The Kysuca unit of the Klippen Belt is built by clay limestones and limestones with thin layers of claystones of Tithonian-Aptian (?) age on the Dlhé pole part of the Horné Srnie raw material deposit for cement industry. The deposit body has a complicated tectonic development, an irregular lenticular shape and imbricated building. Solution of geological building, determination of mining-technological conditions and technological properties of raw material had influence on the method of reserves calculation.

Mnohé technické práce vykonané v prieskumných etapách roku 1954, 1955, 1962, 1971, 1975 a 1981 (vyše 10 000 m vrtov, ryhy, ťach-tice a ťtôlne) poskytli rad poznatkov o geologickej stavbe bradlového pásma na ložísku cementárskych surovín Horné Srnie, najmä o hĺbkovom priebehu a morfológii bradiel. Popri kysuckej jednotke, ktorú z geologicko-technologického a prieskumného hľadiska komentujeme ďalej, vystupuje v ložísku plošne najrozšřirenejšia ģorsztynská, pruská a podľa ústnej informácie A. Begana aj manínska jednotka a kvartér. V širšom okolí je bielo-

karpatská jednotka magurského flyšu a neogén Iľavskej kotliny.

Geologicko-tektonické pomery kysuckej jednotky

Kysucká jednotka na ložísku Horné Srnie vystupuje aj na úseku Dlhé pole. Reprezentuje ju súvrstvie ílovitého vápenca a vápenca s polohami ílovca stratigrafického rozsahu titón až apt (?). Komplex týchto hornín ložíška sa označuje zaužívaným názvom „slienité vápence typu Dlhé pole“. Nateraz sa su-

rovina tohto úseku intenzívne ťaží a spracúva s ostatnými typmi surovín ložiska v ťažbových peciach.

Vápenec a ílovitý vápenec sú biele, pleťové, žltkasté a sivé, ojedinele ružovkasté a s náznakom hľuznatosti. Mikroskopicky ide o jemnokryštalické variety (mikrity a biomikrity). Sú doskovité až lavcovité a prestúpené hustou sieťou žíliek a nepravidelných zhlukov bieleho kalcitu. Vo vápenci sú zriedkavé aptychy alebo zle zachované amonity, hojné sú fukoidy a mikrofauna. Sivé rohovce sú zastúpené podradne. Medzi vrstvami vápenca a ílovitého vápenca vystupujú tenké (do 5 cm) sivé až tmavosivé polohy ílovca až vápneného ílovca, ktoré sú často vyvalcované alebo tektonicky vtlačené medzi lavice vápenca a jeho brekcie.

Chemické zloženie „slienitého vápenca“ je stabilné. Rozdiely sa vyskytujú v bodových vzorkách, ale združené vzorky z prieskumných diel v intervale 5–7 m vykazujú malú variabilnosť. Práve pre tenké polohy ílovca zahrnuté do vzorkovacích úsekov sa tieto horniny z prevádzkového hľadiska spoločne označujú ako slienitý vápenec. V povrchových rozvetvaných častiach sa výraznejšie rozdiely v obsahu základných kyslíčnikov nezaregistrovali.

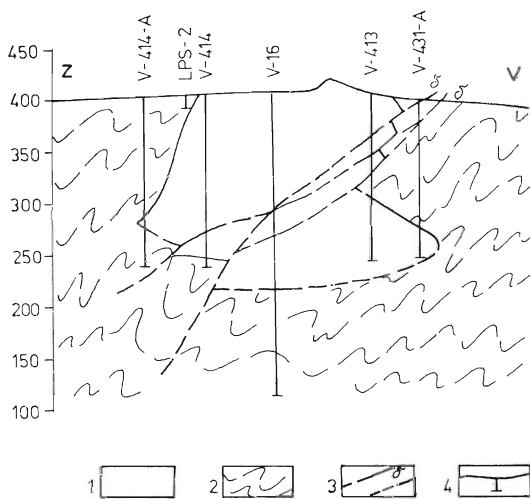
Priemerné chemické zloženie „slienitého vápenca typu Dlhé pole“ je nasledujúce: SiO_2 14,14 %, Al_2O_3 2,96 %, Fe_2O_3 1,51 %, CaO 43,37 %, MgO 0,93 %, Na_2O 0,23 %, K_2O 0,63 %.

Teleso kysuckej jednotky má v detaile komplikovanú tektonickú stavbu. Má tvar šošovky pretiahnutej v smere SSZ–JJV v dĺžke cca 500 m a pri maximálnej šírke okolo 130 m. Ukláňa sa strmou na Z pod uhlom cca 80°. Výrazné poruchy ju rozdeľujú na tri čiastkové kryhy. Najsevernejšia je vyzdvihnutá a už z väčšej časti denudovaná a má nepravú mocnosť do 60 m. Od strednej a južnej kryhy ju oddeľuje pásмо piesčito-bridlíčnatého súvrstvia manínskej jednotky v podloží so „slienitým vápencom“ nezistennej mocnosti. Ak sa berú do úvahy už vyťažené časti kóty Dlhé pole, južná časť ložiskového telesa má nepravú mocnosť až 200 m.

V procese formovania a stláčania bradlového pásma sa uplatnilo intenzívne disharmonické prevrášnenie, zošupinovatenie a zbrekčovatenie komplexu „slienitého vápenca“ a vytvorilo sa šošovkovité bradlo (obr. 1). Neogénne tektonické procesy spôsobili rozsegmentovanie telesa na tri spomenuté kryhy a

v rámci nich aj na menšie bloky s prejavmi späťých posunov. Výraznejšie sa uplatnili hlavne poruchy smeru V–Z s úklonom na J cca pod uhlom 70°. Intenzitu týchto tektonických procesov potvrdzuje aj výskyt dajky trachytického andezitu vo vrte V-404 (Jablonský — Sýkora, 1978).

„Slienitý vápenec“ kysuckej jednotky je obklopený piesčito-bridlíčnatým súvrstvom tmavosivej farby strednej až vrchnej kriedy, ktoré nateraz zaraďujeme do manínskej jednotky. Siltovce a slabo vápnité bridlice sa nepravidelne striedajú s lavicami modrosivého strednozrnitého pieskovca s lokálnym výskytom šikmého a gradačného zvrstvenia a rastlinnej sečky. Pre tento komplex hornín je typický obsah CaO od 11 do 15 % a alkálií medzi 3 až 4,5 % a obsah MgO dosahuje až 4 %. Z ložiskového hľadiska je významné, že v procese segmentovania telesa kysuckej jednotky boli doň tieto horniny tektonicky nepravidelne vtiahnuté.



Obr. 1. Schématický geologický rez kysuckou jednotkou na ložisku Horné Sŕnie — úsek Dlhé pole. 1 — ílovitý vápenec s polohami sleňov (Kysucká jednotka), 2 — piesčito-bridlíčnaté súvrstvie (Manínska jednotka), 3 — geologické hranice a zlomy, 4 — vrty

Fig. 1. Schematic geological section across the Kysuca unit on the Horné Sŕnie deposit, Dlhé pole part. 1 — argillaceous limestone, limestone with marl layers (Kysucká unit), 2 — arenaceous-shale member (Manín unit), 3 — fault and geological boundary, 4 — drilling

Niektoré aspekty prieskumnej činnosti

Šupinovitá a blokovitá stavba telesa, prítomnosť vtiahnutých hornín manínskej jednotky, nepravidelný tvar (najmä hĺbkový) viedli pri prieskume k realizácii profilov vrto v sieti 60×60 m alebo 100×100 m, a to podľa kategórie overovaných zásob. Stabilita lomových stien sa pri uvažovanej jamovej ťažbe a banskotechnické podmienky dobývania riešili samostatnými štúdiami a ukázali aj na potrebu ďalších prieskumných prác (vrty a štôlne) orientovaných na špeciálne fyzikálnomechanické skúšky in situ. Poloprevádzkovo sa preukázala technologická vhodnosť „slienitého vápenca“, ako aj hornín manínskej jednotky. Tie sa totiž pri ťažbe s ohľadom na stabilitu lomových stien a vyťaženie telesa na úroveň 310 m n. m. musia priberať

„Slienitý vápenec“ v kombinácii s inými typmi surovín ložiska Horné Srnie (tzv. púchovský slieň a krinoidový vápenec), ako aj typom piesčito-bridličnatých hornín manínskej jednotky sú vhodné na výrobu cementu SPC 475 suchým spôsobom v rotačnej peci, s ktorou sa v rekonštruovanom závode počíta. Zastúpenie hornín manínskej jednotky v surovinovej zmesi môže byť až 15 %.

V ložiskovom telese kysuckej jednotky sú na úseku Dlhé pole vypočítané bilančné zásoby „slienitého vápenca“ v kategórii B, C₁ a C₂ v celkovom množstve 22 mil. t. V úrovniach medzi 310 a 240 m n. m. je z hľadiska banskotechnických podmienok dobývania 13,5 mil. t. nebilančnej zásoby.

*Geologický prieskum, n. p.,
Žilina*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Bartolomej Leško: Výsledky výskumu ropy a zemného plynu v Západných Karpatoch (Bratislava 18. 10. 1984)

Blížiaci sa energetická kríza v západnom priemyselnom svete v sedemdesiatych rokoch vyvolala v Európe zvýšenú výskumnú činnosť aj v zložitých geologických pomeroch vlastných území a možnosti rozšíriť palivovo-energetickú základňu sa bolo treba venovať aj u nás.

Výskumnú činnosť sme zamerali do pribradlovej oblasti karpatského oblúka a flyšového pásma na východnom Slovensku. V pribradlovej zóne od Skalice na Z po Vihorlat na V Slovenska sme geofyzikálnymi meraniami zistili niekoľko elevovaných štruktúr v podloží bradlového a južného okraja magurského flyšového pásma. Na západnom Slovensku pri Holiči a Radošovciach, medzi Gbelmí a Cunínom, pri Drietome, ako aj na Orave a na východnom Slovensku pri Hanušovciach nad Topľou a v Čergove sme našli také elevačné formy, ktoré možno technickými prácami overovať.

Vrt Lubina-1 sme realizovali medzi Starou Turou a Novým Mestom nad Váhom asi 4 km smerom na JV od severného okraja bradlového pásma. Do hĺbky 2700 m prerazil komplex paleogénnych a kriedových vrstiev bradlového pásma a prenikol do belovežských a zlinských vrstiev magurského príkrovu.

Z hľadiska uhľovodíkov poskytol do hĺbky 3300 m cenné informácie. V geologicky analytickej situácii sme vyhlbili vrt Hanušovce-1 (hĺbka 6003 m). Vrt do hĺbky 4000 m prerazil bradlové pásmo a do konečnej hĺbky overoval niekoľko asymetrických šupín z belovežských strihovských a zlinských vrstiev magurského príkrovu. Vrtom sme dokázali, že násunová plocha bradlového pásma na magurský príkrov (45–50°) v mocnosti asi 200 m je dobrým kanálom na migráciu uhľovodíkov do podpovrchových litologických komplexov.

Vo výskumno-prieskumnej činnosti sme najďalej pokročili v paleogénnej depresii medzi Vysokými Tatrami a dolinou Torýsy. Vrt Lipany-1 (4000 m) zistil, že každé zoskupenie paleogénneho pieskovca, transgresívna báza paleogénu na mezozoické príkrovy, ako aj ich dolomitické horniny môžu byť pascami uhľovodíkov. V tejto oblasti už pokračuje vyššia etapa prieskumu a venuje sa úzkemu pruhu paleogénu a jeho podložíu pri južnom okraji bradlového pásma.

Preraziť paleogénne sedimenty a mezozoické príkrovy, ako aj zistiť roponosné a plynonosné pomery ich podložia má za cieľ vrt Šariš-1 (hĺbka 5500 m). Vrt je situovaný do elevovaného chrbta mezozoika križňanského príkrovu asi 15 km na JZ od bradlového pásma.

Vo flyšovom pásme sme vyhlbili vrt Smilno-1 (hĺbka 5700 m). Mal cieľ preraziť ma-

gurský príkrov (2200 m), overiť roponosnosť a plynosnosť horninových komplexov podložnej duklianskej jednotky a zistiť možnosti výskytu v hĺbke pod 5000 m oligomiocénnej molasy karpatskej predhlbne pod flyšovými príkrovmi. Vrt do hĺbky 5700 m duklianske čiasťkové jednotky neprevrätal a zistil plynové prejavy v hĺbke 5600 m s tlakom 82 MPa. Ďalšie plynové prejavy z hĺbky 5150—5450 m sme z technických príčin nemohli odskúšať.

Možno konštatovať, že z hľadiska perspektív výskytu a akumulácie priemyselných zásob uhľovodíkov sú Západné Karpaty nádejším regiónom, ale iba v hĺbke 5000 m a nižšie. Výskumno-prieskumná činnosť však vyžaduje dlhší čas, veľa trpezlivosti a najmä veľké investície do technického vybavenia vrtov a meracej techniky. Bez týchto podmienok sotva možno očakávať vo vyhľadávaní prírodných uhľovodíkov výrazný úspech.

Róbert Marschalko: **Aktuálne problémy geologickej stavby Apenín**

Apeniny sú súčasťou alpíd, t. j. južnej vetvy geosynklinály nasunutej na stabilné predpolie apúlskej platformy ponárajúcej sa pod Jadranské more. Zvrásnenú horskú sústavu Apenín vergenciou štruktúr smerom na SV ohraničuje Tyrrhenské more na JZ a lemuje ju mladá molasová predhlbeň tiahnúc sa od pádskej panvy do Tarantského zálivu.

Severně Apeniny (medzi Janovom a Rímom) a južné Apeniny, tzv. vápencové (medzi Rímom a masívom Sila v Kalábrii), oddeľuje tektonická línia Ancona—Anzio, interpretovaná ako bočný posun alebo čelo posunu. Táto interpretácia sa zakladá na rapidnej zmene facií v mezozoiku.

V Apeninách sú dve základné formácie:

1. „Eugeosynklinálna“ s ofiolitmi (jura — krieda), teraz úplne alochtónne, vznikli v areáli oceanickej kôry a utvárajú hlavnú časť ligurských tektonických jednotiek. Ich ekvivalenty sú sporadicky v južných Apeninách v Lukánii a v severnej Kalábrii.

2. „Miogeosynklinálna“ bez ofiolitov, ktorá tvorí tektonický substrát liguríd. Začína sa triasovými a liasovými karbonátovými faciami, pokračuje cez juru a kriedu pelagickým alebo neritickým vápencom a flyšom do paleogénu a neogénu. Pôvodne prekryvali slieľický substrát taliansko-dinárskeho kontinentálneho okraja, patriaceho do afrického kráťónu a južného okraja Tetýdy. Ide o hrubé sedimentárne série toskánskych, umrických (Kampánia, Lago Negro), ku ktorým sa prileňuje sedimentárny pokryv predpolia (apúlska platforma).

Vek sedimentárnej výplne a tektogenézy klesá od vnútorných jednotiek po vonkajšie. Počiatočná kompresia vnútorných „eugeosynklinálnych“ sérií liguríd sa začala počiatkom vrchnej kriedy a vyvrásnili sa v oligocéne. Pohyb ligurských jednotiek a externých subligurských — toskánskych a umrických — a vápencových Apenín pokračoval v miocéne a skončil sa v spodnom pliocéne. Vo vrchnom pliocéne nastalo lámanie kôry sprevádzané vznikom priečných depresí, olistosrómov a gravitačných príkrovov uložených v plioleisticónnych sedimentoch predhlbne.

Severně Apeniny nepokračujú do západných Álp. Ohraničenie obstaráva bočný posun na línii Sestri—Votaggio. Tyrrhenské more, jeho severná časť, oddeľuje tieto dva vrásové systémy s opačnou vergenciou. Východná Korzika, ktorej alpínske štruktúry majú západnú vergenciu, sú posledným výbežkom alpíd (západných Álp). Kalabrijsko-sicílska reťaz na J je predĺžením severoafrických maghrebíd. Tyrrhenské more zaujíma medzi mediteránnymi bazénmi osobitné miesto. Poďľa seizmických geofyzikálnych údajov sa utvorilo v recente, má oceanický typ kôry, je centrom prechodných (60—300 km) a hlbokých (300—600 km) zemetrasení a sú v ňom recentné alebo aktívne vulkány, a to tak vynorené (archipel Aeóiských ostrovov), ako aj ponorené. Niektorí globálni tektonici vidia v ňom obdobu vnútroblúkového bazénu okrajového typu, pod ktorým prebieha ukľonená Vadatiho-Beniofova zóna.

Naši jubilanti

RNDr. Kamil Bílek, CSc., sa dožil sedemdesiatich piatich rokov



Kamil Bílek sa narodil 25. 12. 1909 v Radejove, okr. Hodonín, ako syn učiteľa, ktorý padol v prvej svetovej vojne (roku 1915). Bol nadaným a usilovným žiakom a študentom, už v mladosti začal prejavovať hlbší vzťah k prírodným vedám, ale pretože rodina nemala dostatok prostriedkov na obživu (matka zomrela roku 1930 a v rodine boli tri deti), rozhodol sa po maturite na klasickom gymnáziu pôsobiť ako učiteľ na základných školách. Popri učiteľskom povolani študoval na Prírodovedeckej fakulte v Brne. Tu roku 1948 obhájil rigoróznú prácu z geológie a paleontológie a získal titul RNDr. V tom čase už pôsobil ako profesor gymnázia v Břeclavi a neskôr v Znojme. Roku 1951 nastúpil ako geológ závodu v Štefanove a odvtedy je verný svojej veľkej láske — ropnej geológii dodnes.

Kamil Bílek postupne pracoval v rozličných funkciách vo viacerých závodoch ropného priemyslu. Popri práci nezabúdala ani na systematické prehľbovanie svojich vedomostí, a pretože prieskum v ropnej geológii si ťažko predstaviť bez využívania aplikovanej geofyziky, študoval ju v rokoch 1954 až 1959 na Geologicko-geografickej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. V rokoch 1958 až 1962 pôsobil ako hlavný geológ závodu v Malackách a potom až do roku 1968 v rovnakej funkcii v Gbeloch. V tých rokoch s obdivuhodným úsilím a veľmi cieľavedome budoval geologické pracoviská závodov, a to často v ťažkých prevádzkových podmienkach a pri každodennom riešení úloh a problémov so zabezpečovaním prieskumu aj ťažby. Roku 1962 obhájil v Geologickom ústave SAV v Bratislave kandidátsku dizertačnú prácu zo stratigrafie spodného miocénu viedenskej panvy. V podniku Nafta Gbely pracoval až do roku 1976, a to najprv ako geologický námestník a neskôr ako vedúci geologického prieskumu. Neutíchajúca pracovná aktivita a ustavičný záujem o rozvoj ropnej geológie priviedli jubilanta na generálne riaditeľstvo Naftového a plynárskeho priemyslu (koncern Bratislava) kde bol v rokoch 1976 až 1982 vedúcim geológom. Jeho pracovný zápal a vitalita neutícha ani dnes a ako vedecký pracovník Naftoprojektu sa aktívne zapája do riešenia výskumnej úlohy Optimalizácia riadenia geologickoprieskumných prác na ropu a zemný plyn.

RNDr. Kamil Bílek, CSc., s výsledkami svojho bádania oboznamoval odbornú verejnosť formou referátov a prednášok a radom štúdií v odborných časopisoch, ale prevažná časť jeho prác má podobu manuskriptív. Lenže aj dnes isto každý, kto sa chce bližšie zoznámiť s ložiskami prírodných uhľovodíkov u nás, siahla po jeho monografickej práci Lo-

žiská ropy a plynu slovenskej časti viedenskej panvy (Mineralia slov., 2, 5—6, s. 399 až 498). Doteraz vypracoval a sčasti publikoval okolo 200 projektov, návrhov a správ prieskumného charakteru.

Pri tomto významnom jubileu ťažko stručne opísať výsledky dlhoročnej, aj keď monotematickej prieskumnej činnosti dr. K. Bílka, CSc., ale treba uviesť a vyzdvihnúť aspoň hlavné úspešné výsledky práce jubilanta. S plným vedomím toho, že je málo ložísk ropy a zemného plynu vo viedenskej panve, ktorých by sa jeho činnosť nejakou formou netýkala, a to či už ako prieskumného geológa alebo vedúceho pracovníka, uvádzame stručne aspoň ložiská, na ktorých prieskume sa priamo a úspešne rozhodujúcou mierou zúčastnil. Objavil ložisko Petrova Ves v karpate, sledným prieskumom rozšíril plochu a známe zásoby ložiska Štefanov, našiel pokračovanie ložiska Brodské (smerom na S). Významne sa zúčastňoval na riešení a prieskumnom vŕtaní ložiska Láb, Vysoká, Malacky a Jakubov. Treba pripomenúť, že išlo o najväčšie a najvýznamnejšie ložiská zemného plynu v ČSSR v celej histórii jeho ťažby u nás. Prispel k objaveniu ložiska Suchohrad—Gajary, našiel jeho pokračovanie v panóne smerom na S a objavil plynovú ťapicu ropného ložiska Gajary-báden. Aktívne sa zúčastnil na objavoch a vyriešení stavby ložiska Závod a Studienka. Medzi veľké zásluhy dr. Bílka, CSc., patrí objavenie ložísk v oblastiach, v ktorých sa ako v neperspektívnych prieskum už zastavil. Išlo o ložisko Cunín a Týnec. Významným úspechom bol aj objav ložiska ropy a tzv. B-poľa v bádene gbelsko-cunínskej kryhy. Z radu ďalších zásluh možno spomenúť aj podiel jubilanta na riešení stavby predneogénneho podložja viedenskej panvy v oblasti Borský Jur, Závod a Studienka, ako aj flyšu v oblasti Cunín-Týnec. Úspešne pracoval aj na riešení geologickej stavby ložiska Hrušky, a to z hľadiska prípravy výstavby podzemného zásobníka plynu, ktorý na tejto lokalite dnes už úspešne funguje. V posledných rokoch venoval dr. Kamil Bílek, CSc., veľké úsilie súbornému spracovaniu ložísk prírodných uhľovodíkov vo viedenskej panve (práci Komplexné naftovo-geologické zhodnotenie ložísk vo viedenskej panve (1984 s. a 281 geologických profilov a mapových príloh). Je to najpodrobnejšie a najdokladnejšie spracovanie tejto našej najvýznamnejšej roponosnej a plyn-

nosnej oblasti z hľadiska ropnej geológie. Okrem gnozeologického hľadiska treba vyzdvihnúť, že jeho práca vyúsťuje do konkrétnych praktických návrhov na ďalšie vedenie prieskumu s perspektívou objaviť akumulácie ropy a zemného plynu, ktoré naše národné hospodárstvo tak veľmi potrebuje.

Dlhoročné pracovné úsilie a dosiahnuté výsledky jubilanta boli právom viackrát pri rozličných príležitostiach spoločensky ocenené. Roku 1960 dostal rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby, roku 1962 čestný odznak ministra, roku 1964 štátne banícke vyznamenanie Za pracovnú vernosť a roku 1979 Červenú hviezdu práce. Niekoľkokrát mu udelili aj čestné uznanie ČSVTS. V uplynulých rokoch posúdil aj množstvo projektov a správ geologického prieskumu, ako aj viaceré príspevky do odborných časopisov. Pôsobí aj pedagogicky ako konzultant diplomových prác študentov geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského. Pri svojej bohatej profesionálnej činnosti sa stále aktívne zaujímal a aj dnes zaujíma o spoločenské a športové dianie u nás. Hodno spomenúť, že sa zúčastnil v odboji za II. svetovej vojny, je aktívnym členom Zväzu protifašistických bojovníkov, funkcionárom ČSVTS, členom Slovenskej geologickej spoločnosti, Geologicko-mineralogickej spoločnosti v Brne atď. Pri tejto príležitosti nemožno nespomenúť ani jeho nesporné vynikajúce športové výsledky, ktoré v ostatných rokoch dosiahol ako ľahkoatletický veterán na európskych majstrovstvách (Helsinki 1980, Štrasburg 1982 a Brighton 1984). Aj v súčasnosti je držiteľom európskych rekordov vo svojej vekovej kategórii v behu na 100 m a v skoku do diaľky.

RNDr. Kamil Bílek, CSc., patrí medzi popredných znalcov geológie neogénu viedenskej panvy u nás. Napriek sedemdesiatim piatim rokom, ktorých sa dožíva v plnej fyzickej a mentálnej sviežosti, ktorú by mu mohli závidieť aj omnoho mladší kolegovia, má do budúcich rokov smelé pracovné plány. Sme presvedčení, že pri jeho životnom eláne sa mu ich aj podarí splniť. Pri príležitosti významného životného jubilea želáme RNDr. Kamilovi Bílkovi, CSc., do ďalších rokov pevnú zdravie, dobrú životnú pohodu, nové úspechy na prospech našej ropnej geológie, ako aj doterajšiu pracovnú energiu a sviežosť.

Ján Šieník

Gabriel M. Schweitzer a baníctvo na Slovensku



Život a činnosť Gabriela M. Schweitzera sa viažu na najvýznamnejšie banské oblasti dnešného Slovenska a Sedmohradska. Najprv pôsobil vo východoslovenskej banskej oblasti, najmä v Zlatej Idke, potom dlhé roky účinkoval v Sedmohradsku a napokon zastával najvyšší úrad v stredoslovenskej banskej oblasti, t. j. funkciu hlavného komorského grófa v Banskej Štiavnici. Všade zasahoval do baníctva, úpravníctva, hutníctva, do rozvoja banskej techniky, ale aj lesníctva tak hlboko a významne, že by si bez toho nebolo možno existenciu baníctva v nasledujúcich desaťročiach ani predstaviť.

Gabriel Schweitzer sa narodil 11. júna 1784 v Košiciach. Jeho otec aj starý otec boli v službách mesta a súčasne podnikali v baníctve, a tak už v rodinnom prostredí mladý chlapec získaval nielen základné vedomosti z baníctva, ale aj rozumový a citový vzťah k nemu. Po skončení gymnázia ho začiatkom novembra 1802 prijali za praktikanta pri Vrchnom inšpektorskom úrade v Smolníku. Takáto predbežná prax bola pre prijatie za poslucháča na Banickú akadémiu v Banskej Štiavnici nevyhnutná. Po ročnej praxi začal v školskom roku 1803/1804 študovať na baníckej akadémii a absolvoval ju s vynika-

júcim prospechom. Ako mimoriadne nadanému absolventovi mu Dvorská komora vo Viedni umožnila študijnú cestu po banských revíroch monarchie a roku 1807 mu ponúkla miesto v Smolníku. Mal sa zúčastniť na vymieravaní, taxácii a mapovaní lesov. Akcia mala slúžiť nielen na zistenie drevnej hmoty, ale aj na obnovu lesného porastu. Pobyt v Smolníku a isto aj časté návštevy v rodičovskom dome boli pre mladého baníka osobitne dôležité najmä v dvoch smeroch.

1. Medzi starými písomnosťami, ktoré doma našiel, boli aj dokumenty o baníctve v Zlatej Idke, kde jeho predkovia podnikali. Pri ich štúdiu dospel k záveru, že zlatoidské ložisko nemôže byť vyčerpané, že tamojšie žily musia ešte obsahovať množstvo rudy a že by tam bolo treba urobiť dôkladný prieskum. Poznanie, že staré dokumenty možno využiť na získanie konkrétneho obrazu o stave ložiska a predchádzajúceho baníctva, využíval potom G. Svaiczer vlastne celý život. Takýto prístup je iste pozoruhodný aj z metodického hľadiska a ani v súčasnosti ho nemožno pokladať za prežitok.

2. Významným, a to opäť v pozitívnom smere, sa pre mladého a vnímavého odborníka stalo aj zistenie, že bez lesov nemožno v baniach a hutách pracovať a že im treba venovať aspoň takú pozornosť ako baniam. V nasledujúcich rokoch potom venoval lesníctvu vždy veľkú starostlivosť, a to bola jedna z príčin jeho veľkých úspechov.

Obhliadka starých dobývok v okolí Zlatej Idky utvrdila Schweitzera v presvedčení, že ložisko nie je vyčerpané a že treba vykonať dôkladné kutacie a prieskumné práce, ale jeho náhlady kompetentní úradníci Vrchného inšpektorského úradu v Smolníku odmietali. Práve roku 1807 zavreli v Zlatej Idke hutu na spracúvanie medených rúd. Medená ruda sa do Zlatej Idky dovážala, ale nebolo by bývalo ťažké preorientovať hutu na spracúvanie zlato-strieborných rúd, a tak zabezpečiť štátu zisk a hutníkom, ktorí zostali bez práce, zamestnanie. Keď Svaiczer nepochodil u bezprostredných nadriadených, obrátil sa na Dvorskú komoru vo Viedni. Podarilo sa mu presvedčiť tamojších úradníkov (patril medzi nich aj banský radca Ruprecht, ktorý predtým pôsobil v Banskej Štiavnici a poznal

aj pomery vo východoslovenskej banskej oblasti), aby sa v Zlatej Idke začali kutacie práce. Bolo prirodzené, že ich zverili G. Schweitzerovi.

Pre mladého opovážlivca sa začali ťažké časy. V Zlatej Idke nebolo skúsených baníkov, banských tesárov, materiálu, privezení robotníci nemali kde bývať a Vrchný inšpektorský úrad v Smolníku dal G. Schweitzerovi najavo, že zotrúva na stanovisku, ktoré predtým niekoľkokrát oznámil aj Dvorskej komore vo Viedni, že „v Zlatej Idke poriadne baníctvo nikdy nebolo a ani nebude“. Ale Schweitzer sa nevzdával. Prieskum robil s veľkými obeťami. V zime mu omrzli uši aj ruky. Pri prieskume starej štôlne sa za ním zavalil strop a dva dni a jednu noc musel čakať v smrteľnej úkosti, kým sa zával podarilo odstrániť a vyslobodiť ho. Ale v práci neprestal a postupne sa začali objavovať úspechy. Staré banské diela sa podarilo znovu sprístupniť a objavovali sa stále nové žily s bohatou rudnou výplňou. Na jeho návrh sa začali raziť nové banské diela, napr. štôlna Ludovít, ktorá mala podfárať staré bane a sprístupniť nové rudné celky. Začali sa stavať nové povrchové zariadenia na úpravu rúd a neskôr aj na ich zhutňovanie. Ale to už Gabriel Svaiczler nebol v Zlatej Idke. Roku 1816 ho preložili za kncipistu do Dvorskej komory vo Viedni. Pri jeho odchode zo Zlatej Idky boli tam už známe veľké zásoby zlatých, strieborných a antimónových rúd a dobývali sa dlhé desaťročia. Bolo ich asi 3 milióny viedenských centov v hodnote $3 \frac{3}{4}$ milióna zl. Od roku 1824, keď bolo v Zlatej Idke postavené amalgamačné zariadenie na spracúvanie rudy, do roku 1840 mal štát zo zlatoidských baní čistý zisk vyše milióna zlatých. Mohol za to ďakovať najmä Gabrielovi Schweitzerovi, ktorý neľutoval ani majetok zdedený po rodičoch a časť z neho použil na platenie robotníkov, s ktorými zmáhal staré bane. Zdalo sa, že sa Dvorská komora chce za to odmeniť, lebo mu roku 1813 priznala 10 % zo zisku, ktorý už mala alebo v budúcnosti mala mať zo zlatoidských baní. Gabriel Schweitzer odmenu neprijal.

Vo Viedni Schweitzer dlho nepôsobil. Dvorská komora mala už niekoľko rokov vážne starosti s baňami v Sedmohradsku. Tamajší vrchní banskí úradníci radili, aby sa štát sedmohradských baní ako bezperspektívnych vzdal. Od 40. rokov 18. stor., keď tamajšie bane otvárali najmä baníci a banskí odborníci z východoslovenskej banskej oblasti, sa

z nich vyťažilo veľké množstvo rúd a prevládol názor, že ložiská sú vyčerpané. Vo Viedni sa neradi zmierovali s takouto myšlienkou a ešte neradšej sa lúčili s veľkým zdrojom príjmov. Záchrancom sedmohradských baní sa mal stať odvážny a nesmierne obetavý banský odborník Gabriel Schweitzer. Na návrh Dvorskej komory ho panovník roku 1818 postavil do čela Vrchného inšpektorského úradu a Dištriktuálneho banského súdu v Nagyabányi (teraz Baia Mare), ktorému v Sedmohradsku podliehalo celé štátne a do istej miery aj súkromné baníctvo. Pri tejto príležitosti ho povýšil aj do šľachtického stavu. Keď ho pred odchodom z Viedne prijal minister financií gróf Stadion, povedal mu: „Budte usilovný a hospodárny, lebo zo štátnych prostriedkov nedostanete na málo nádejné sedmohradské baníctvo nijakú podporu“.

Začiatky v Nagyabányi boli pre Schweitzera ešte ťažšie ako pred deviatimi rokmi v Zlatej Idke. Erárna banská pokladnica bola taká chudobná, že nebolo s čím hospodáriť. V skladoch a hutách nebolo rudy. Uhliská boli vyhasnuté a na pálenie uhlia nebolo dreva. Úradníci boli znechutení a baníkov iba krátko predtým zdecimovala epidémia. V úradných správach posielaných do Viedne našiel Schweitzer len odporúčanie bane odpredať alebo opustiť. O odpredaji medenorudných baní, hut a iných povrchových zariadení, úradných budov a bytov bola už urobená aj dohoda. Ale Schweitzer sa pustil s úžasným elánom do práce. Najprv nadviazal kontakt s tamajším politickým vedením. Dosiahol, že mu poskytlo poddaných drevorubačov na prihotovenie a dovoz 10 000 kub. siah dreva. Zaplatil zaň len mzdu drevorubačom a vozňom. To mu umožnilo obnoviť ťažbu rudy a prácu v hutách. Pritom riešil problémy dôsledne a perspektívne. Ako príklad uvedieme aspoň jeho kroky na získanie prehľadu o lesoch a na ich obnovu. Krátko po príchode do Nagyabánye zvolal poradu o lesoch a oznámil na nej, že sa začiatkom nasledujúceho roku uskutoční dôkladná prehliadka lesov, ale hneď aj žiadal, aby sa dovtedy pripravili mapy lesných revírov. Lesy sa mali zamerať a mala sa urobiť taxácia. Pre potreby inšpektorátu žiadal vyhotoviť hlavnú mapu všetkých lesov. Na mapách sa mali zakresliť nielen zalesnené plochy, ale aj čerstvé rúbanská a plochy bez lesných porastov, aby sa podľa toho mohla na jar začať výsadba. Žiadal urobiť aj prieskum pôdy a zistiť, aké

dreviny tam pôvodne boli, aby sa mohli vysádzať tie isté druhy stromov. Nariadil tiež ošetriť mladé porasty. Lesní úradníci mali okrem toho vypracovať osobitné súpisy nezalesnených plôch a predložiť ich inšpektorátu. Pri obnove lesov sa malo postupovať systematicky a cieľavedome.

Obnova lesov a zabezpečenie dreva boli však iba predpokladom rozvoja práce v baniach a hutách. Bolo treba riešiť rad ďalších úloh. Medená ruda napr. obsahovala dosť striebra, a preto bola vyrobená med' krehká. Vozíť med' na stredné Slovensko na sciedzanie bolo príliš nákladné a Hlavný komorskogrofský úrad v Banskej Štiavnici ani neprejavoval o ňu záujem. A tak Schweitzer po rozličných pokusoch zaviedol novú metódu zhutňovania tamojších medených rúd a jej spracúvania v hámroch, takže dosahovala požadovanú kvalitu. Zlepšil aj metódu zhutňovania zlatostrieborných rúd, dosiahol vyššiu výťažnosť kovov a znížil spotrebu paliva. Na základe toho zvýšil výkupnú cenu ťažiar-ských rúd, čím oživil súkromné podnikanie a zvýšil erárne zisky. Pod jeho vedením sa vyzmáhali mnohé opustené banské diela, začali sa razíť nové, produkcia rúd sa zvýšila, a to mu umožnilo stavať nové úpravárske zariadenia, huty, odkúpiť pre štát ďalšie bane atď. Aj napriek obrovským investíciám dosiahol do konca roku 1834 čistý zisk vyše 1 250 000 zl.

Uvedené údaje sú len jednou stránkou Schweitzerovho pôsobenia vo vysokej funkcii vrchného banského inšpektora a dištriktuálneho banského sudcu pre Sedmohradsko v Nagybányi. Druhá stránka, ktorá sa týkala jeho osoby a majetkových pomerov, bola oveľa horšia. Aj tam sa mu stalo, že ho pri prehliadke opustených baní zasypala hornina. Zápasil aj s finančnými ťažkosťami, pretože mal ročne len 1500 zl. a z nich len ťažko vyživil rodinu. Keď sa uchádzal o malý komorský majetok, Dvorská komora ho nepekne odmietla. A tak minul druhú časť svojho dedičstva, ktoré mu ešte ostalo po výdavkoch v Zlatej Idke. Ale postupne sa jeho pracovné aj osobné problémy zmenšovali a Schweitzer sa mohol tešiť na pokojné roky práce a života.

Lenže osud rozhodol ináč. Stredoslovenská banská oblasť, bezpochyby najväčšia a najvýznamnejšia v celej habsburskej ríši, už tiež zápasila s veľkými ťažkosťami. Po takmer storočie trvajúcim úžasnom rozmachu sa začala v Banskej Štiavnici, Kremnici, Banskej

Bystrici a v iných banských revíroch stredného Slovenska prejavovať vyčerpanosť známych zásob rudy, zastaranosť výrobných zariadení, veľké problémy boli s čerpaním banskej vody atď. Vo vyúčtovaní sa začali objavovať straty. Táto situácia znepokojovala najmä dvorských úradníkov vo Viedni. Dvorská komora sa po dlhších úvahách rozhodla poslať na Stredné Slovensko Gabriela Schweitzera.

Keď sa o tom Schweitzer v sedmohradskej Nagybányi dozvedel, zmocnila sa ho hrôza. Mal síce ešte len 50 rokov, ale obrovská práca, námaha a vážne nehody na ňom už zanechali stopy. Zdalo sa mu, že na splnenie úlohy už nemá dosť síl. Rodinné pomery mal ešte stále dosť neutešené a navyše mal chorľavú manželku. Preto sa vybral do Viedne presvedčiť príslušné miesta, aby ho touto funkciou nepoverovali. Otázka jeho preloženia ostala otvorená. Ale po niekoľkých mesiacoch dostal správu, že ho panovník vymenoval za vrchného komorského grófa do Banskej Štiavnice. Znova sa pobral do Viedne. V dňoch 15. a 16. júna 1834 strávil niekoľko hodín na audiencii u panovníka. Nakoniec mu sľúbil, že venuje všetok čas a silu na záchranu a pozdvihnutie stredoslovenského baníctva, aj keď by ho to stálo aj život. Panovník sa zasa postaral o zlepšenie jeho sociálneho postavenia. Nariadil uhradiť mu výdavky spojené s presťahovaním a k platu mu ako osobný prídavok pridal 2000 zl. ročne. 10. septembra 1834 nastúpil Gabriel Schweitzer úrad komorského grófa v Ban. Štiavnici.

Potom sa dejiny zdanlivo opakovali. Aby získal obraz o nesmierne komplikovaných pomeroch v rozsiahlej stredoslovenskej banskej oblasti, začal ich dôkladne študovať. Dal si predložiť banské mapy, správy o revíroch a menších úsekoch a osobne ich navštevoval. Opieral sa pritom o poznatky skúsených a neraz mimoriadne kvalifikovaných odborníkov, ktorí tam boli. Ale hlavná farcha rozhodovania a zodpovednosti ležala predsa na jeho pleciach. Pozdvihnutie baníctva v takej rozsiahlej oblasti bola dlhodobá úloha. Bolo treba riešiť veľké problémy, ktoré vyžadovali vysoké investície, ale neprinášali hneď úžitok. Lenže Schweitzerov obdivuhodný duch zvládol aj tieto nesmierne úlohy.

Aby zlepšil hospodárske výsledky a získal financie na ďalšie investičné práce, musel zvýšiť ťažbu na tých úsekoch, kde bola známa zásoba rúd. Bolo treba zintenzívniť aj prieskumné a otváracie práce. Na uľahčenie

horizontálnej dopravy v dopravných štôľňach a chodbách presadzoval stavbu železných koľajníc a na zlepšenie vertikálnej dopravy sa za jeho výdatnej pomoci začali v šachtách zavádzať drôtené láná. Prvé lano zaobstarali zo saského Clausthalu pre šachtu Kristína v Štiavnických Baniach roku 1836, ale už o rok zriadili vo Vindšachte (Štiavnické Bane) strojovú výrobu oceľových lán. Vybavili nimi nielen šachty v Banskej Štiavnici a v ostatných stredoslovenských banských revíroch, ale aj v iných banských oblastiach monarchie. Len v rokoch 1837—1840 sa v tejto mechanikej dielni vyrobilo 20 400 m oceľových lán.

V stredoslovenskej oblasti bola vždy najväčším problémom banská voda. V Banskej Štiavnici sa už od r. 1782 razila Voznická dedičná štôľňa, ale práce postupovali pomaly, a tak Gabriel Schweitzer vynakladal úsilie na urýchlené razenie tohto monumentálneho banského diela. Ale nezostal iba pri Banskej Štiavnici. Koncom 30. rokov 19. storočia rozvŕol znova otázku razenia novej dedičnej štôľne aj pod kremnické bane, kde sa pre vodu musela hĺbka opustiť. Roku 1841 sa konečne začala z údolia Hrona raziť pod kremnické bane nová dedičná štôľňa. Nová dedičná štôľňa sa začala raziť aj v Magurke. Boli to mimoriadne nákladné, ale nesmierne dôležité akcie, ktoré predĺžili životnosť baníctva v opisovaných revíroch o dlhé desaťročia.

Aj keď Gabriel Schweitzer zavádzal nové metódy a progresívnu techniku, nebol novátorom za každú cenu. V Banskej Štiavnici sa napr. už v 20. rokoch 19. stor., teda pred jeho príchodom, začali stavať parné stroje. Mali poháňať dýchadlá na vháňanie vzduchu do pece v olovenej hute, čerpať vodu z baní, poháňať stupy a pod. Na ich stavbu sa vynaložili veľké prostriedky, ale neosvedčili sa. Pri Schweitzerovom príchode pracoval z nich už len jeden, a to parný stroj na pohon stupy pri šachte Karol na Vindšachte. Aj keď to bola významná technická novinka a vo svete už boli parné stroje dosť rozšírené, predsa ich Schweitzer nepresadzoval. Priklonil sa na stranu domácich odborníkov a konštruktérov, najmä Jozefa Schitku, ktorý zdokonalil Hellove vodnostlpcové stroje. Pri dostatku pohonnej vody sa im vtedajšie parné stroje ešte nevyrovnali. Ale Schweitzer nezavrhol ani parné stroje a usiloval sa objaviť uhoľné ložisko, ktoré by im poskytlo lacnejšie palivo, a preto vykonal osobnú obhlídku uhoľného ložiska pri Badíne, podporil jeho otvorenie, a tak sa

zaslúžil o jeho neskoršie využitie. Pozoruhodné zásluhy si Gabriel Schweitzer získal aj pri výstavbe nových stupových závodov, pri zlepšovaní zhutňovania rúd, a najmä výstavbou valcovne v Podbrezovej. Keď sa vezme do úvahy postoj Viedne, ktorá radšej získavala, ako investovala, sú spomenuté výsledky Schweitzerovej činnosti vo funkcii hlavného komorského grófa v Banskej Štiavnici pozoruhodné.

Aj keď banské meračstvo a kartografia boli v stredoslovenskej banskej oblasti na vysokej úrovni a tesne pred Schweitzerovým príchodom do Banskej Štiavnice roku 1833 profesor banskoštiavnickej baníckej akadémie Ján Lang z Handstaftu ukončil a odovzdal do tlače vynikajúcu učebnicu banského meračstva (vyšla roku 1835 pod názvom Anleitung zu der Markscheidekunst), Schweitzer nebol s bankskými mapami spokojný. Neposkytovali o pomeroch v banských revíroch informácie, ktoré Schweitzer od banských máp očakával. Hneď po príchode do Banskej Štiavnice na jeseň roku 1834 urobil napr. pochôdzku baní v Španej Doline, ktoré boli azda v najhoršom stave. Aby získal o tamojších geologických (vo vtedajšej terminológii geognostických) pomeroch ložiska čo najdôkladnejší obraz, prezrel si najprv banské mapy. V správe o prehliadke baní napísal, že „na terajších mapách vidieť len vyrazené chodby a iné banská diela, ale skoro nič alebo len veľmi málo hovoria o križovaní a pokračovaní žíl, dobývaní rudných celkov alebo o ich opustení“. Podľa jeho názoru bolo treba dôkladne prebádať geognostické pomery ložiska a zakresliť ich do mapy.

Presnejšie inštrukcie na zhotovovanie banských máp napísal hlavný komorský gróf Schweitzer v nariadení, ktoré poslal Banskému úradu v Španej Doline. Najväčší dôraz kládol na geognostický prieskum ložiska a na zakreslenie zistených faktov. Pri každej šachte, chodbe či obzore sa mala vyznačiť aj hornina, v akej boli vyrazené, mal sa vyznačiť aj smer, mocnosť a sklon žíl, odžíliek, priečných žíliek a šmykov. Tieto údaje sa mali zistiť aj v starých prístupných chodbách. Osobitne sa mala sledovať možnosť a miesta prípadných stretnutí žíl. Zistené údaje, ale aj všetky staré dobývky, základky, prípadné odbočenia chodby od žily sa mali vyznačiť na mape. Ak by sa to vyznačilo pri každom obzore, dal by sa sledovať smer žíl, žíliek a šmykov od jedného horizontu po druhý a potom aj presne určiť, ako sa majú raziť

nádejné prekopy a kde môže byť ešte nedotknutá zásoba rudy. Za samozrejme pokladal, že sa všetky uvádzané údaje majú dať do súvislosti s povrchom. Keďže tieto pokyny boli pre banských meračov dosť náročné, vydal G. Schweitzer roku 1836 nové nariadenie a žiadal v ňom vyhotoviť z každej bane niekoľko máp. Prvou mala byť geognostická mapa povrchu. Mali sa na ňu zakresliť všetky trhliny v hornine podľa ich odkryvov na povrchu. Druhou mala byť banská geognostická mapa. Mali sa na nej vyznačiť len hlavné banské diela, ale bolo treba pri nich presne zakresliť, či sa nachádzajú celkom alebo čiastočne v žile, či v jej podloží alebo v nadloží a aké sú okolité horniny. Ako tretiu žiadal vyhotoviť prehľadnú mapu s ťažiskom na celkových geognostických pomeroch a štvrtá mala byť mapa dobývok. Posledná mapa sa mala každý štvrtrok dopĺňať, aby bolo vidieť postup prác, ich pomer k zásobám rúd, aby sa dali zostaviť výrobné plány.

Takéto požiadavky boli dosť náročné a banskí úradníci ich nemohli splniť. Správy baní v Banskej Bystrici a v Kremnici žiadali nejaký vzor, podľa ktorého by ich mali vyhotoviť. G. Schweitzer vzor spracoval, dal ho v litografii rozmnožiť a roku 1839 ho poslal na schválenie do Viedne. Ale tam až roku 1844 Ústredné riaditeľstvo pre baníctvo konštatovalo, že je veľmi želateľné vnieť jednotu do zobrazovania banských diel. Žiadali predlohu rozmnožiť a poslať 50 exemplárov, aby ich mohli poskytnúť banským úradom. Hlavný komorskogrófsky úrad v Banskej Štiavnici musel dať teda vzor znova litografovať a v 2. štvrtroku 1845 ho v požadovanom počte poslal do Viedne.

Mapy vyhotovené podľa tohto vzoru naozaj vyhovovali a poskytovali požadované informácie. Neskôrší reorganizátor banského mapovania Anton Péch (1822—1895) o nich napísal: „Vzory máp zodpovedali všetkým požiadavkám a ich prijatím sa urobil veľký pokrok v zdokonaľovaní banských máp, lebo z takých máp sa mohli zistiť všetky skutočnosti, ktoré mali vplyv na dobývanie, najmä ak išlo o žily s malým sklonom a keď sa nedobývalo na viacerých, blízko seba ležiacich žilách. Po preštudovaní takejto mapy si mohol urobiť obraz o pomeroch v bani aj ten, kto ju ani nevidel.“ Viaceré zachované banské mapy svedčia o tom, že sa podľa tejto metódy mapy skutočne zhotovovali, ale nie v takom rozsahu a tak dokonale, ako si to G. Schweitzer predstavoval. Po jeho odchode

z funkcie hlavného komorského grófa sa banskí merači uchýlili k jednoduchšej a ľahšej metóde zavedenej Jánom Langom z Handstadtu.

K povahe veľkých osobností prirodzene patrí aj veľkodušnosť, veľkorysosť, ochota podeliť sa so získanými poznatkami. Gabriela Schweitzera zdobili aj tieto vlastnosti. Výrazne sa to prejavilo na jeho postoji k ruským cárskym banským úradníkom, ktorí prišli do Banskej Štiavnice, aby v stredoslovenskej banskej oblasti obohatili svoje odborné vedomosti. Hlavný komorský gróf Schweitzer im vyšiel naplno v ústrety. Venoval sa im aj osobne a postaral sa, aby čo najviac získali aj od ostatných banských odborníkov a profesorov banskoštiavnickej akadémie. Uznávaním za túto Schweitzerovu ochotu a veľkodušnosť bol rád sv. Anny 2. triedy, ktorý mu udelil ruský cár Mikuláš.

Pôsobenie Gabriela Schweitzera sa ani v stredoslovenskej oblasti neobišlo bez vážnej osobnej nehody, ktorá urýchlila skončenie jeho činnosti. Na jednej úradnej ceste sa prevrhol koč, na ktorom sa viezol, utrpel vážne zranenie, a preto musel postupne prestať fárať. Chcel ísť do dôchodku, veď v službách banského eráru pôsobil už 40 rokov. Preto sa na jar 1844 odobral do Viedne a predložil žiadosť o prepustenie zo služby a penzionovanie. Ale ani to ešte nedosiahol. Nadriadené orgány ho zdržali vo Viedni a spolu s ďalšími dvoma odborníkmi poverili vypracovať nový banský zákon, ktorý mal prerokovať uhorský snem, práve zasadaajúci v Bratislave. Do Štiavnice sa vrátil až začiatkom januára 1845 a o pár dní dostal dekrét o penzionovaní. Súčasne mu panovník udelil rytiersky kríž radu cisára Leopolda. V apríli aj s rodinou opustil Banskú Štiavnicu a vrátil sa do Nagybánye a tam 4. augusta 1845 zomrel.

Gabriel Schweitzer bol osobnosťou, na ktorú môže byť hrdá nielen banícka verejnosť, ale celé Slovensko. Keď si dnes aspoň touto krátkou úvahou nad jeho životom a dielom pripomíname 200. výročie jeho narodenia, ťažko sa zbaviť pocitu, že sme mu veľkými dlžníkmi. Pekným pokúsom splatiť mu dlh je medaila, ktorú vydali na pamiatku 200. výročia jeho narodenia organizátori Tretích banských a geologických dní v Zlatej Idke, dlhoročnom pôsobisku Gabriela Schweitzera. Ale patrilo by sa dôkladne spracovať aj jeho životopis. Bol by iste nevšedne zaujímavý a poučný. Dali by sa z neho poznať metódy práce, ktoré prinášali také veľké úspechy,

jeho mimoriadne pekné charakterové vlastnosti, pracovitosť, obetavosť a húževnatosť a obohatilo by to aj dejiny nášho baníctva. Veď bez jeho významných reforiem by si ba-

níctvo od čias jeho pôsobenia až dodnes nebolo možno ani predstaviť.

J. Vozár,
Ústav historických vied SAV
Bratislava

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 17, číslo 2, máj 1985.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 7, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 23. 5. 1985.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gotwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 7, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1985.

Eduard Jablonský

Geologickotechnologická charakteristika
flóvitého vápenca ložiska Horné Srnie —
úsek Dlhé pole v kysuckej jednotke

Geological and technological characteristics
of marlstone on the Horné Srnie deposit —
the Dlhé pole part in the Kysuca unit

181

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Kamil Zágöršek

Sedimentačné a biofáciálne pomery báden-
skej lokality Devín — Záhradky

Sedimentation and biofacial conditions on
the Badenian locality at Devín — Záhradky

119

Miloslav Šulgan

Praktické použitie Fe-Ti oxidového geo-
termometra

Practical use of the Fe-Ti oxide geo-
thermometer

119

Ludovít Januvka

Metóda G^N a jej aplikácia na vybraných
profiloch

The G^N method and its use on selected
profiles

119

Silvesteš Pramuka

Niektoré nové petrografické zistenia
v okolí Dobšinej

Some new petrographical data from the
Dobšiná area

120

Stanislav Ladziarský

Koncentrácia — kvantitatívny ukazovateľ
distribúcie Zn, Pb, Cu v CBR v hlavných
žilách banskoštiavnickohodrušského rud-
ného pola

Concentration as the main coefficient of
distribution of zinc, lead and copper in
main veins of the Banská Štiavnica ore
field

120

Luba Vilinovičová

Charakteristika K-živcov granitoidov bra-
tislavského a modranského masívu

Characteristics of K-feldspars in granitoids
of the Bratislava and Modra massifs

120

Lubomil Zbořil — Miroslav Filo — Dušan Hovorka

Poznatky geofyzikálneho výskumu výcho-
doafrickej metalogenetickej zóny

Knowledge from the geophysical research
in to the East African metallogenetic zone

138

Róbert Marschalko

I. sedimentologické kolokvium usporiada-
né v rámci odbornej skupiny sedimentoló-
gie pri SGS 2.—4. októbra 1984 v Bra-
tislave

The first sedimentological colloquium or-
ganized in the frame of the Sedimento-
logical Group of the Slovak Geological
Society, October 2—4, 1984 in Bratislava

165

Lubomír Zbořil

Príspevok geofyziky do výskumu terciér-
nych depresí v západoslovenskom seg-
mente bradlového pásma

Contribution of geophysics in to the rese-
arch of Cenozoic depressions in the western
segment of the Klippen Belt

179

Milan Mišík

Silicity a autigénny SiO_2 v karbonatických
horninách mezozoika Západných Karpát

Silicites and autigenous silica in carbonatic
rocks of the West Carpathian Mesozoic

163

Róbert Marschalko

Kriedové flyšové panvy bradlového pás-
ma a kolízny model Západných Karpát

Cretaceous flysch basins of the Klippen
Belt and the collision model of the West
Carpathians

179

Bartolomej Leško

Výsledky výskumu ropy a zemného plynu
v Západných Karpátoch

Results of hydrocarbon research in the
West Carpathians

183

Róbert Marschalko

Aktuálne problémy geologickej stavby
Apennín

Actual problems of geological structure
in the Apennins

184

KRONIKA

CHRONICLE

Ján Bienik

RNDr. Kamil Bílek, CSc., sa dožil sedem-
desiatich piatich rokov

Kamil Bílek, CSc. reached his seventy-five
years

185

Jozef Vozár

Gabriel M. Schweitzer a baníctvo na Slo-
vensku

Gabriel M. Schweitzer and the mining in
Slovakia

187

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

